

Жизнь Земли

550
ЖС 71

ЖИЗНЬ ЗЕМЛИ

сборник музея землеведения МГУ

№ 7

166

ИЗДАТЕЛЬСТВО МОСКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА
1971



УДК 550

Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
Московского университета

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Б. А. Савельев (главный редактор), В. А. Апродов, И. А. Данилова-Макарычева, Ю. К. Ефремов, М. Д. Капитонов, В. В. Крючков, К. С. Кузьминская (ученый секретарь), Т. Н. Овчинникова, В. Е. Хаин, П. Н. Чижиков

2-9-1
202—71

ОТ РЕДАКЦИИ

Сборник «Жизнь Земли» № 7 — очередное издание трудов сотрудников Музея землеведения. Он отражает основные направления научно-исследовательской, музейно-методической и пропагандистской деятельности Музея, являющегося головной организацией среди музеев естественноисторического профиля.

Раздел I открывается статьями Ю. К. Ефремова и Б. А. Савельева, А. С. Щербакова, посвященными философским проблемам географии и геологии. В статье Ю. К. Ефремова содержится обоснование факторного анализа как своеобразного логического этапа в методике географических исследований и характеристик. Б. А. Савельев и А. С. Щербаков приводят доказательства, характеризующие своеобразие геологического развития материи, основываясь на законах образования кристаллоструктурных ассоциаций частиц и формирования всей совокупности геологических тел литосферы.

Вторая статья Б. А. Савельева содержит новый экспериментальный материал и результаты натурных исследований структуры ледяных покрытий и состава ледяных образований, позволяющих понять специфику процессов оледенения инородных тел.

В статье В. Е. Хаина рассматривается вопрос о выделении эпиплатформенных орогенных поясов как самостоятельного типа крупнейших структурных элементов земной коры.

Оригинальный материал по изучению магнитных свойств кубанита дан в статье О. Н. Жерденко, М. А. Грабовского и И. Д. Ветошкина. В. В. Крючков на основе личных наблюдений, фондовых и литературных материалов рассматривает физико-географические особенности тундр крайнего северо-востока Азии и причины их безлесья, а А. М. Абатуров характеризует водноледниковые озера Полесья.

Статьи раздела «Общие вопросы геологии и географии и их отражение в музейных экспозициях» публикуются как результаты обобщения полевых, камеральных и экспериментальных исследований сотрудников Музея.

Раздел II содержит статьи по методике музейного показа природы. Ю. К. Ефремов пишет о путях совершенствования экспозиции отделов природы в краеведческих музеях, а в статье А. М. Абатурова дан научно-тематический план экспозиции для отдела природы Московского областного музея в г. Истре. Остальные статьи этого раздела (В. А. Апродова, Г. И. Бушинского, М. Д. Капитонова, Е. Д. Скворцовой, П. Н. Чижикова, И. А. Даниловой-Макарычевой и др.) посвящены экспозициям Музея землеведения.

Новой формой демонстрации экспозиции в Музее являются диафильмы. Эта тема раскрыта в статье Э. И. Тихомировой.

Созданный в Музее землеведения оригинальный глобус суперрегиональных и панрегиональных новейших тектонических структур описан в статье В. А. Апродова.

Раздел III включает статьи по истории развития естественных наук. В статьях Н. Г. Комаровой и Т. Н. Овчинниковой показана роль русских ученых в развитии географии. Статьи С. Б. Доценко и К. С. Кузьминской посвящены истории развития представлений о главнейших экзогенных геологических процессах на суше и в морских водоемах. С краткой историей представлений о причинах безлесья тундры знакомит статья В. В. Крючкова.

Завершающий раздел сборника — хроника Музея — отражает очередной (двухгодичный) этап работы Музея, знакомит читателя с разносторонней его деятельностью, внутренней жизнью и внешними связями с другими учреждениями.

ЖИЗНЬ ЗЕМЛИ
СБОРНИК МУЗЕЯ ЗЕМЛЕВЕДЕНИЯ МГУ, № 7, 1971 г.

РАЗДЕЛ I

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИИ И ГЕОГРАФИИ И ИХ ОТРАЖЕНИЕ В МУЗЕЙНЫХ ЭКСПОЗИЦИЯХ

Ю. К. ЕФРЕМОВ

ЗНАЧЕНИЕ ФАКТОРНОГО АНАЛИЗА ДЛЯ ГЕОГРАФИЧЕСКОЙ ХАРАКТЕРИСТИКИ ТЕРРИТОРИЙ И ИХ РАЙОНИРОВАНИЯ[1]

В логическом ходе географических исследований и характеристик отчетливо выделяются последовательные этапы, один из которых можно назвать морфографическим, другой, более поздний,— морфогенетическим. Во многих случаях после описания внешних черт ландшафта (или его отдельных компонентов) авторы географических характеристик переходят к генетической типологии форм и явлений.

Однако такая типология может оказаться субъективной, если ей не предпослан анализ самих причин — факторов, формирующих ландшафт или его отдельные компоненты. Соподчинение явлений нельзя изучать независимо от соподчинения действующих причин. Для того чтобы дать, например, генетическую классификацию форм рельефа, необходимо окинуть единым взглядом всю совокупность факторов, обусловивших его генетическое разнообразие, изучить их соотношения между собой, соподчинение, количественные и качественные характеристики.

Своеобразие этого этапа часто недооценивается авторами характеристик. Суждения о факторах бывают случайны, субъективны, подвержены «вкусовым» оценкам. Нередко сопоставляются факторы, несравнимые по классификационным признакам, разнокачественные и разнопорядковые, с недооценкой фонового значения одних по отношению к другим, с недоучетом множественности их внутренних соподчинений. Факторы-первопричины — исходные, отправные смешиваются с факторами, продолжающими действовать и определяющими современную динамику процессов.

Характерный пример несравнимости классификационных признаков можно видеть во многих генетических классификациях рельефа и легендах геоморфологических карт. Так, в работе «Геоморфологическое районирование СССР» под редакцией К. К. Маркова (1947) в одном классификационном ряду оказались типы рельефа: горный («построен-

[1] Доложено на Ломоносовских чтениях Музея землеведения МГУ 16 апреля 1969 г.

ный»), структурный, скульптурный и аккумулятивный. Здесь допущены несопоставимость классификационных признаков и смешение на одной таксономической ступени разнопорядковых факторов. Ведь скульптурные всегда действуют на фоне структурных, у аккумулятивного рельефа всегда есть какая-то тектогенная составляющая, которая определяет если не его дифференциацию, то во всяком случае высотное положение. Допущенное же противопоставление нелогично — с равным основанием можно было бы подразделять предметы на красные, кислые и тяжелые, забывая о том, что возможны объекты, обладающие всеми этими признаками.

Нередко в один список с факторами-агентами, такими, как выветривание, работа ветра, рек, ледников и т. п., попадает качественно отличный фактор, например время. Подобную логическую ошибку допустил еще В. В. Докучаев в своем первом перечне факторов-почвообразователей — «фактор времени» находился в одном ранге с климатом, водным режимом, материнской породой и органическим миром. Сам по себе учет фактора времени, знаменовавший историко-генетический подход в почвоведении, был выдающимся достижением Докучаева, но здесь идет речь о допущенном им недоучете разнозначности и разнокачественности факторов.

Другой пример: *первопричины* (например, платформенная структура как первооснова равнинности рельефа) недостаточно разграничиваются с *производными* (последующими и ныне действующими) факторами, усугубляющими ту же равнинность — с экзогенным выравниванием платформенного субстрата, с особенностями геоморфологического режима, лишь опосредствованными первичной причиной.

Особенно велик субъективизм, возникающий при провозглашении тех или иных факторов «ведущими». Решая, с чего начинать географические характеристики, ученые до сих пор спорят, что важнее для ландшафта — климат или рельеф. Своей субъективностью и бесплодностью этот спор напоминает старые дискуссии схоластов, что первичнее — курица или яйцо, ибо ответы на вопросы опираются лишь на субъективно вкусовые оценки, а не на логический и тем более не на количественный анализ.

Прямой вред увлечение «ведущими факторами» нанесло почвоведению, когда взамен равноправных и сосуществующих почвообразующих факторов, выявленных В. В. Докучаевым, некоторые ученые сочли ведущим одно биологическое начало.

Эти споры выходят далеко за рамки внутринаучных дискуссий. Их итогом бывает недооценка целых разделов науки (например, значения геологических факторов в почвоведении), а с ней и субъективистские ошибки в организации науки, в структуре исследовательской тематики, в программах вузов, в определении пропорций и очередности финансирования исследований. Произвольные оценки значения факторов лишают науку объективности и доказательности, затрудняют внедрение точных методов в географические работы.

Чтобы преодолеть эти недостатки, следовало бы развить в качестве особого раздела методики географических исследований и характеристик *факторный анализ*, который призван рассматривать и изучать факторы как специальный промежуточный объект.

В качестве географических факторов выступают любые действующие или когда-либо действовавшие причины, повлиявшие или продолжающие влиять на современный облик, структуру и динамику ландшафтной сферы Земли и составляющих ее разнопорядковых ландшафтов (*ландшафтообразующие* факторы), а также на ее отдель-

ные компоненты (компонентообразующие факторы, в том числе рельефо-, почво-, климатообразующие и т. п.).

Различать ландшафтообразующие и компонентообразующие факторы приходится прежде всего в зависимости от целей исследования. Если объектом факторного анализа служит ландшафт в целом, то все формирующие его факторы (геологические, физико-географические, социально-экономические процессы, сложившееся состояние каждого компонента ландшафта) подлежат анализу как ландшафтообразующие. Так, климат может быть проанализирован как ландшафтообразующий фактор во всей сложности и многообразии его влияний на ландшафт в целом. Если же объектом факторного анализа служит рельеф, т. е. лишь один из компонентов ландшафта, то и действующие факторы интересуют нас как рельефообразующие. Климат в этом случае мы изучаем как рельефообразующий, шире говоря, как компонентообразующий фактор.

Необходимое условие объективности классификации географических факторов — сравнимость классификационных признаков, их качественная сопоставимость на каждой из ступеней таксономической лестницы. Многоступенная соподчиненность разнопорядковых явлений объективной действительности выражается в множественности ступеней соподчинения факторов разного ранга.

Разнокачественность и разнопорядковость факторов — причина их большого многообразия. Перечислим самостоятельные, логически разнокачественные группы, в которые можно объединить факторы, противопоставляемые одни другим (внутри каждой группы), но не допускающие межгруппового смешения.

Прежде всего, географ имеет дело с факторами общими, фоновыми, и частными, проявляющимися на фоне общих, точнее — в условиях действия более общих причин.

Фоновое значение имеет, например, рельефообразующее влияние силы тяжести; на ее фоне, в ее условиях проявляются все остальные факторы рельефообразования, как экзогенные, так и эндогенные. Тектонические поднятия также связаны с затратой энергии на преодоление силы тяжести; сила тяжести участвует и в гравитационно-тектонических процессах.

По отношению к экзогенным процессам фоновое значение имеют кроме того неотектоника, ранее сложившиеся структуры и различия в петрологической стойкости рельефообразующих толщ.

Особенно важно отличать фоновые факторы от частных при построении легенд и схем классификаций, где необходимо отражать различия ранга явлений в соподчинении условных знаков.

Своеобразные ряды образуют факторы взаимозаменимые, т. е. действующие одни без других или одни вместо других, и факторы сосуществующие, действующие одновременно и параллельно, в том числе и одни на фоне других.

Среди сосуществующих факторов различаются постоянно и непременно действующие и всепроникающие факторы-атрибуты[2] (неотъемлемые свойства: время, пространство), а наряду с ними — факторы энергетически активные (факторы-агенты) и энергетически пассивные, к которым относится значительная часть факторов-условий.

Эта классификация была уже применена автором к анализу рельефообразующих факторов (Ефремов, 1954). Последующие размышления

---

[2] Это определение точнее, чем предложенный автором в работе 1954 г. термин «факторы-субстанции».

показали, что она имеет универсальный характер, отражает более общие законы, управляющие ландшафтной сферой Земли и ее компонентами, и поэтому применима к любым компонентообразующим и ландшафтообразующим факторам.

Как повсеместные фоновые факторы проявляются факторы-атрибуты.

И время, и пространство по своей сущности не сравнимы ни с одним из других факторов-условий и агентов и не могут рассматриваться с ними в одном ряду, как это допускал В. В. Докучаев. Время и пространство — не посторонние, действующие извне причины, а форма существования самой материи, свойства, присущие собственно ландшафту, выражение его движения, развития. Фактор времени включает влияние возраста, длительности, последовательности, равномерности, прерывистости или непрерывности, разных степеней унаследованности процессов. Фактор пространства проявляется в морфографии, во влиянии географического положения, в пространственной дифференциации явлений (Ефремов, 1965).

Уже один этот перечень значений показывает своеобразие факторов-атрибутов и необходимость рассмотрения их как универсальных, всеобщих, сосуществующих с остальными, но находящихся вне ряда более частных факторов.

Энергетически активные факторы формируют ландшафт и его компоненты в результате затраты эндо- или экзогенной энергии в форме активного применения сил. Энергетически пассивные факторы действуют лишь как совокупность уже сложившихся условий (геологических, климатических и т. п.), на фоне которых происходит действие активных сил.

Пассивные факторы всегда служат фоновыми по отношению к активным, поскольку любые силы действуют в каких-то сложившихся к данному времени условиях, по своему предопределяющих направление и характер активных процессов. Однако и активные факторы разного порядка действуют одни на фоне других, т. е. служат условиями одни для других. Поэтому понятие «факторы-условия» оказывается более широким, нежели только синоним энергетически пассивных факторов. Так например, фактор-агент — активная тектоника, прежде всего неотектоника, одновременно выступает и как фоновый, но отнюдь не пассивный фактор-условие, существенно влияющий на экзогенные факторы.

Повсеместное значение фоновых условий имеют также силы, связанные с энергией тяготения (приливообразующие, сила тяжести) и с вращением Земли вокруг оси (центробежная, Кориолиса). Факторы-агенты, создающие ландшафт, проявляются в поле действия этих сил, но последние всегда влияют на ландшафт как факторы-условия и лишь иногда как самостоятельные факторы-агенты. Особенно хорошо это видно на примере воздействий силы тяжести. Ее влияние нередко смешивают с действием эндо- и экзогенных сил (например, при рельефообразовании). В действительности, сама сила тяжести не образует рельефа и проявляется лишь при вмешательстве других факторов-агентов (тектоники, эрозии и др.), либо путем освобождения потенциальной энергии тяготения (обвалы, оползни, отседания, гравитационная составляющая тектонических процессов). Сила тяжести всегда присутствует в ландшафтной сфере как фактор-условие и лишь при освобождении потенциальной энергии тяготения выступает в роли активного фактора-агента.

В упомянутой работе 1954 г. автором была подчеркнута важность разделения факторов в н е ш н и х по отношению к объекту исследования

и внутренних, т. е. спонтанных факторов саморазвития. Это различие, подмеченное для рельефообразования оказалось универсальным и проявляющимся как в любых компонентах ландшафта, так и в ландшафтной сфере в целом. Понятия «внешний» и «внутренний» применяются здесь не в связи с положением источников энергии по отношению к земной поверхности, т. е. не в значении эндо- и экзогенных факторов, а в философском смысле — разделения требуют причины, находящиеся вне и внутри самого объекта. К внешним, в этом понимании, относятся все эндо- и экзогенные факторы, ибо они привносят энергию в ландшафтную сферу извне (внешними по отношению к этой сфере выступают и космос и внутренние геосферы Земли). Внешними для рельефа окажутся и такие пассивные факторы, как влияние ранее сложившихся структур недр, лишь предопределяющих дальнейшее рельефообразование. Но часть пассивных факторов-условий связана с воздействием на объект ранее сложившихся особенностей самого объекта.

Влияние ландшафта на ландшафт, сложившегося рельефа на дальнейшее рельефообразование, существующей растительности на ее продолжающееся развитие — все это примеры проявления часто недоучитываемых факторов саморазвития. А ведь без учета спонтанного развития общая картина факторов не может быть ни полной, ни объективной.

Для методики географических характеристик и в особенности для теории районирования чрезвычайно важно уметь выявлять еще одно различие между факторами. Одни из них могут быть названы комплексирующими, консолидирующими пространственные единства, другие, напротив, выступают как факторы дифференцирующие, содействующие расчленению, разнообразию территорий и акваторий и проявляющиеся главным образом в формировании более или менее отчетливых границ. Роль первых — создавать истинное лицо конкретного комплексного объекта, его качественное своеобразие и внутреннее единство. Таким объектом может служить и ландшафт в целом, и каждый из его компонентов. Поэтому любые ландшафтообразующие и компонентообразующие факторы в этом случае служат объектообразующими. Ко второй группе факторов, влияющих прежде всего на пространственную неоднородность территории и резкость смен от места к месту относятся контурообразующие факторы (в этой роли также могут выступать ландшафтообразующие и компонентообразующие).

В теоретической географии известно понятие о районообразующих факторах. Нередко их толкуют в ограниченно контурообразующем смысле. Эта ошибка бывает следствием понимания районирования лишь как процесса деления территории (когда-то еще Л. С. Берг дал для этого повод, сказав, что главное в районировании — это проведение границ). В действительности районирование — единство деления и объединения территорий. Значит, и районообразующие факторы суть сочетания объектообразующих и контурообразующих. Любой район выделяется в результате единства ядра, очага, образуемого консолидирующими факторами, и его границ, где наиболее скачкообразно меняются (исчезают) существенные свойства очага. Иначе говоря, район образуется как единство процессов консолидации и дифференциации.

Контурообразующие факторы помогают и объектообразованию, но выделяются лишь своим повышенным значением для формирования пространственных различий.

Если объектом факторного анализа служит ландшафт в целом, то и объектообразующими (в данном случае ландшафтообразующими) служат все компоненты ландшафта на территории любого ранга. Лишь

некоторые компоненты могут в виде исключения отсутствовать в отдельных типах ландшафта (вода в безводной пустыне, почвы на поверхностях обнаженных скал, органический мир и человеческое общество в безжизненных и безлюдных районах). Но далеко не все объектообразующие (в нашем случае ландшафтообразующие) факторы оказываются контурообразующими.

Рассмотрим в качестве примера любую ландшафтную зону. Неотъемлемыми признаками ее ландшафта служат не только климат, почвы и органический мир, т. е. не только чисто зональные компоненты, но и частично зональные (рельеф, хозяйство) и заведомо незональные (структурно-петрологические особенности приповерхностных горизонтов недр). Зональные черты ландшафта по-своему влияют на незональные, и именно в этом взаимодействии зонального и азонального возникает сам ландшафт. Первично-морские равнины Большеземельской тундры и складчатые низкогорья Бырранга на Таймыре — неотъемлемая черта ландшафта определенных отрезков тундровой зоны, но не они определяют ее границы, не они служат контурообразующими компонентами зонального ландшафта.

В свете этого выявляется спорность взглядов Н. А. Солнцева (1958, 1968), отрицающего право природных зон именоваться ландшафтными. Хотя тектоника и рельеф не имеют значения для зональных границ, внутри зон они всегда присутствуют и входят в состав ландшафта, т. е. выступают как ландшафтообразующие, но не контурообразующие факторы.

Подобным же образом Солнцев (1958, 1960) для своего понятия о таксономически ограниченном ландшафте считает ведущим фактором «литогенный»[3]. В действительности любая ландшафтная единица — и фация, и урочище, и местность, и ландшафтный район («ландшафт» по Солнцеву) — испытывает на себе полный комплекс ландшафтообразующих влияний. Не может быть ни фации, ни урочища, без климата, почвообразующего влияния геологического субстрата, водного режима, рельефа (хотя бы микрорельефа).

Формы рельефа, к которым привязаны контуры урочищ, представляют собой отнюдь не ведущий ландшафтообразующий фактор, а лишь универсальный на этой ступени контурообразующий.

На «ландшафтной ступени» Солнцева «литогенный» фактор важен не более и не менее чем на ниже- и вышележащих ступенях районирования. Подчеркивая его значение только на этой ступени, Солнцев фактически имеет в виду именно его контурообразующее значение.

В работе о двух логических этапах в процессе районирования (Ефремов, 1960) уже было показано, что для линейной локализации рубежей между регионами нужно пользоваться не «ведущими», а представительными признаками. Несмотря на то, что в природе большинство комплексных рубежей объективно существуют как расплывчатые, на практике все еще преобладает стремление проводить именно линейные рубежи. Это стремление имеет свои причины: удобство статистических подсчетов, дидактическая наглядность, легкость административных разграничений при исчислении налогов с земель различной урожайности и т. п. Но люди, проводящие эти условные линейные границы, подчас забывают об их условности и начинают относиться к ним как к объ-

---

[3] Вместо «литогенного» географам давно пора бы было говорить о петрогенном факторе. Ведь литология за последние полвека стала у геологов наукой об одних только осадочных породах, а на рельеф и ландшафт влияют и магматические, и метаморфические.

ективно линейным. Возникает опасность невольной фальсификации действительности.

Поскольку, однако, условные линейные рубежи проводить все же нужно, хотя бы в уже перечисленных целях, необходимо обеспечивать и должную ответственность за их локализацию. Как раз тут, при отыскании наиболее представительных признаков, и требуется умение отличать контурообразующие факторы от консолидирующих. Эти представительные признаки могут меняться на разных участках контура одного и того же ареала — так одна его часть может быть оконтурена подошвой склона, другая, скажем,— контактом известняка с некарстующей породой, третья — границей вечной мерзлоты и т. д. Подошва склона — не главный, не ведущий ландшафтообразующий фактор. Но это рубеж, с которым в силу разных причин связано наиболее резкое на малом пространстве, т. е. скачкообразное изменение многих черт ландшафта. Горный ландшафт сменяется равнинным. Первопричина этого— различия в режиме неотектоники; следствия воздействий этой первопричины — различия в рельефе, климате, водном режиме, почвообразовании, органическом мире, типах хозяйства. Нелегко определить, что тут выступает в роли «ведущего фактора». Но приуроченность смены характера большинства процессов к линии подошвы позволяет именно по этой линии как по представительному признаку локализовать разграничение двух типов ландшафта. При этом ясно выступает и роль рельефа как контурообразующего фактора.

В методике районирования давно идет полемика между сторонниками районирования по всему комплексу признаков на каждой таксономической ступени и сторонниками чередования признаков на различных ступенях деления и объединения регионов. Согласно второй точке зрения страны выделяются по морфоструктуре, провинции — по климатическим признакам и т. д., при этом каждый из опорных признаков объявляется «ведущим» для соответствующей ступени. В случае чередования признаков самое районирование перестает быть комплексным, синтетическим. Ландшафт — единство зонального и азонального, значит, его членение по какому-то отдельному изменившемуся признаку выводит нас за пределы комплексного понятия. Ошибка сторонников чередования признаков в том и состоит, что они вводят в таксономию контурообразующие признаки, нужные лишь для локализации контуров тех ареалов, которые выделены по всему комплексу признаков.

Понятие о контурообразующих факторах помогает выяснить кардинальные вопросы методики районирования, а факторный анализ в целом — восполнить существенный пробел в общей методике географических исследований и характеристик.

ЛИТЕРАТУРА

Геоморфологическое районирование СССР. «Тр. комис. по естеств.-историч. районированию СССР», т. 2, вып. 1. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1947.

Ефремов Ю. К. Классификация рельефообразующих факторов в связи с задачами геоморфологического картирования. «Вопр. геогр.», сб. 36. М., Географгиз, 1954.

Ефремов Ю. К. Два логических этапа в процессе физико-географического районирования. «Вестн. Моск. ун-та», сер. геогр., 1960, № 4.

Ефремов Ю. К. География и пространство. Сб. «Жизнь Земли», № 3. Изд-во МГУ, 1965.

Солнцев Н. А. О некоторых принципиальных вопросах проблемы физико-географического районирования. «Научн. докл. высшей школы», геол.-геогр. науки, 1958, № 2.

Солнцев Н. А. О взаимоотношениях «живой» и «мертвой» природы. «Вестн. Моск. ун-та», сер. геогр., 1960, № 6.

Солнцев Н. А. К теории природных комплексов. «Вестн. Моск. ун-та», сер. геогр., 1968, № 3.
Efremow Ju. K. Klassifizierung der reliefbildenden Faktoren in Zusammenhang mit den Aufgaben den morphologischen Forschung. «Geomorphologische Probleme». Gotha, 1956.

Б. А. САВЕЛЬЕВ, А. С. ЩЕРБАКОВ

ДИАЛЕКТИКА СТРУКТУРНОЙ ОРГАНИЗАЦИИ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ СИСТЕМ И ИЗБИРАТЕЛЬНОСТЬ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ ВЕЩЕСТВА В РАЗВИТИИ ЛИТОСФЕРЫ

При огромном разнообразии материальных систем объекты неживой природы достаточно определенно разграничиваются на две сферы: материальные системы микромира и макромира. Граничными звеньями в цепи развития материи в неживой природе являются системы атома и кристалла.

Эта контрастность масштаба служит внешним количественным выражением качественного различия специфических законов их структурной организации. Кристалл — особый вид организации материи, простейший элемент системы литосферы.

С кристаллом связана градационная грань в развитии материи; значит и выявление законов, характеризующих этот скачок с микроуровня на уровень макросистем, имеет особенную методологическую ценность.

Однако есть и другая причина, объясняющая, почему законы кристаллоструктурной организации частиц должны привлечь особое внимание.

Известно, что поэтапность в развитии материи проявляется в формировании субординации тел, где становление объектов определенного класса есть становление их как элементов системы большего порядка. Так, минералы, фации горных пород, их формации и т. д. представляют собой генетический порядок развития материи в геологической форме ее организации. Причем, этот способ образования объектов материального мира, состоящий в соподчиненном взаимовключении разнопорядковых систем характеризуется той особенностью, что законы формирования систем низшего порядка в своем содержании снимаются на высшем уровне.

Поскольку кристаллические системы служат исходным рубежом геологического развития материи, то с определением законов кристаллоструктурной ассоциации частиц оказывается возможным и понимание лежащего в их основе принципа формирования всей иерархии геологических тел литосферы.

Развитие кристаллического вещества, как и весь процесс системно-структурного развития материи, характеризуется единством его структурного и генетического аспектов. Генетическое развитие находит свое выражение в структурном и наоборот. Генетический аспект развития отражен в существовании иерархического соподчинения структур, при котором структуры систем низшего порядка являются элементами структур высшего уровня. Соответственно, структурное усложнение материи выступает как процесс генетически последовательного отрицания структурного плана предыдущего этапа развития материи последующим при сохранении первого в своих элементах. Так в частности, электрон-

но-орбитальный план атомных структур сменяется структурной решеткой кристаллов, последний — дифференцированно-зернистой структурой систем горных пород и т. д.

При этом поэтапность развития характеризуется той особенностью, что число типов структурной организации однокачественных систем в пределах очередного генетического звена расширяется. Однако для каждого такого уровня существует определенный количественный предел разнообразия типов структур, являющийся мерой данного качественного состояния материи. Граница меры внутренне определена количеством законов отношения элементов, представляющих собой отдельную группу специфических законов противоречий структур, т. е. определена конечным числом взаимодействий элементов. Число этих взаимодействий обусловлено их качественной спецификой, которая выявляется в особом для всякого класса систем типе взаимодействия и соответственно способе их структурного единения. Действительно, «каковы элементы, на которые дифференцировано тело, таков и характер их единства... ибо единство элементов есть результат их взаимодействий, а отношения между элементами есть функция природы (качества.— *Б. С., А. Щ.*) самих элементов» [1].

Сосуществование элементов кристаллических объектов, таким образом, имеет своим основанием сохраняющуюся «устойчиво пребывающую» природу микросистем. Следует отметить, что устойчивость, сохранение процессов, выступающих в качестве основания структурного усложнения в развитии имеет особое значение. «Наиболее существенную роль в усложнении материи играет возникновение и развитие основы для дальнейшего развития... На базе новой основы создается жесткая связь порождаемых ею явлений, а последнее обстоятельство порождает новое устойчивое качество, способное служить основой для дальнейшего развития явлений...» [2].

Бесспорно, что в поэтапном развитии качество материальных систем проявляется через их взаимодействие и становится внутренней основой структурной организации объектов следующего уровня сложности. В этом случае качество «элементного» вида материи проявляется как специфический носитель связи структурных единиц систем. Как связующий агент, оно ставит элементы в их общей ассоциации в отношение противоречия, определяя тем самым диалектический характер законов структурной организации качественного объекта.

Но каким образом качество объекта выполняет свои обосновывающие развитие функции? При взаимодействии систем их качество выражается через определенное в каждом случае количество сторон противодействующего отношения элементов формирующего объекта. С данным количеством специфических противоречий, характеризующих диалектику структурного отношения элементов новообразованного объекта, и связана роль качества «элементного» вида материи как посылки и одновременно меры структурно-системного развития материи.

Выполняя требования генетической логики структурного анализа, необходимо начать с уровня элемента кристаллических систем и определить их качество, в котором зафиксирован характер предшествующего этапа развития материи и которое, при переходе в количество новых, теперь уже кристаллоструктурных, противоречий, становится основой развития объектов макроуровня.

---

[1] В. К. Прохоренко. Противоречие структуры — противоречие дифференцированности и целостности. «Вопр. филос.», 1964, № 8, стр. 81.

[2] В. И. Сидерский. О философском понимании конечного и бесконечного. «Вопр. филос.», 1964, № 8, стр. 100.

Известно, что кристаллические минеральные системы образованы электромагнитной связью своих структурных элементов, атомы как отдельные целостные объекты микромира представляют собой нейтральные электростатические системы. И только при взаимодействии обнаруживается их специфическое качество электромагнетизма.

В «Диалектике природы» Ф. Энгельс указывал, что «невозможно изменить качество какого-нибудь тела без прибавления или отнятия материи либо движения, т. е. без количественного изменения этого тела»[3]. Процесс кристаллогенеза полностью подтверждает это положение диалектики и показывает, что без количественного изменения объекта не проявляется и его качество, оно определяется только во взаимодействиях. Механизм проявления электромагнитной специфики микросистем может быть различным, но в кристаллогенезе наличие данной однокачественности частиц является обязательным «знаменателем» сложения их в общую структурную постройку минерала. Установлено, что атомный вес, число электронных орбит и другие свойства в незначительной степени и опосредовано через заряд влияют на кристаллохимическую связь элементов. Электромагнитная характеристика является единственным специфическим качеством макросистем, имеющим значение результирующей развития материи на своем уровне и одновременно основы и предпосылки ее развития на новом этапе.

Значение электромагнитных взаимодействий систем микромира для общего процесса эволюции вещества огромно. На основе заряда в условиях земной поверхности происходит рождение кристалла как закономерной структурной постройки простейшего неорганического макрообъекта. Заряд вызывает к жизни ряд сложнейших геологических процессов. Он проявляет себя в самых различных геологических системах и в самых разнообразных формах. Так, например, весьма оригинально его проявление в процессе формирования некоторых видов мерзлых пород. Известно, что мерзлые породы многокомпонентны, кроме разнородных обломков минералов и пород они включают в себя и флюидную фазу (H_2O), которая сама по себе находится в динамике агрегатных переходов.

В процессе замерзания воды и образования низкотемпературного минерала льда содержание флюидной фазы в породе постоянно уменьшается. В конце концов вода теряет значение самостоятельного компонента. При малом содержании вода равномерно распределяется в породе и как адсорбент в виде пленки толщиной в несколько ангстрем обволакивает ее твердые зерна. Микроскопическая толщина флюидного слоя способствует собственному проявлению электрических сил молекул воды, что приводит к резкому, скачкообразному изменению свойств и кристаллических элементов породы, и ее самой.

Наличие жидкообразного слоя определяет особые условия кристаллизации льда. Соответственно этому структура приконтактных слоев льда резко отличается от остальной части ледяных включений. Электрические силы молекул воды оказываются также фактором консолидации всей породы. С их действием связан скачкообразный переход мерзлой породы в особое состояние, при котором она характеризуется феноменальной прочностью (до 20 000 *кг/см*^{2}), свойственной в обычных условиях кристаллическим породам магматического происхождения.

Таким образом, резкое различие компонентов породы, с одной стороны, и их собственное многофазовое состояние в ней — с другой, обусловливают неаддитивность сложения элементов породы, благода-

---

[3] К. Маркс и Ф. Энгельс. Соч., т. 20, стр. 385.

ря чему в своей эволюции она переходит в качественно особое состояние.

Следовательно, кристаллические минералы не единственный, хотя и исходный для формирования систем литосферы продукт электромагнитной формы движения материи. Электрический заряд так или иначе проявляется на всех этапах развития геологической системы. Он распределяет и перераспределяет в ней элементы, что в конечном счете приводит к возникновению жизни.

Однако задача оценки созидающей роли электромагнитной (химической) формы движения для всех уровней организации материи в целом не является предметом данной работы. Поскольку здесь делается попытка анализа структурной организации только одного класса материальных объектов — кристаллических минералов, заряд нас интересует только в одном определенном аспекте. В данном случае следует выяснить, каким образом электромагнитная характеристика микросистем определяет закономерный порядок ассоциации частиц, т. е. как возможна пространственная структурная решетка минералов?

В кристаллогенезе взаимодействие атомных систем не ограничивается только проявлением их качественной специфики. Здесь имеет место единство качественной и количественной определенности данных объектов. Последнее выражается в том, что электромагнитное качество *частиц проявляется в ряде новых структурных количественных образований*, которые имеют значение отдельной группы законов структурных противоречий и выполняют функции структуростроения кристаллов.

Иначе говоря, электромагнитная связь не является единственно фактором объединения частиц, но также и основой их функциональных отношений как элементов структур нового типа. Объединение частиц посредством их электромагнитных зарядов является не только формированием внутренней структурной статики элементов кристалла, но одновременно и законов, упорядочивающих отношение частиц в их ассоциации. Каковы же функциональные законы связи элементов кристаллической структуры и их роль в организации последней?

Важнейшей характеристикой структурного «порядка» ассоциации частиц является их удаленность друг от друга, выражающая один из аспектов способа сосуществования частиц в кристаллической решетке. Расстояние между связанными элементами, зависящее от радиусов ионов, является выражением диалектического компромисса в противодействии частиц. Отсюда вытекает, что устойчивость структурной постройки всякой кристаллической системы, ее целостность имеет свое внутреннее основание, выражающееся в степени удаленности элементов.

Узловые расстояния в кристаллических решетках являются результатом неаддитивного сложения радиусов атомов. Поэтому в качестве первого закона упорядочения элементов в общей структуре выступает закон отношения радиусов частиц. Этот важнейший функциональный закон вместе с другими законами связи элементов имеет значение внутреннего фактора структуростроения в развитии первичных объектов макроуровня.

Основополагающее значение закона отношения радиусов элементов в процессе образования кристаллических минералов подчеркивал основатель советской геохимии академик А. Е. Ферсман. «Эффективные радиусы ионов и атомов представляют одно из важнейших свойств элементов, играющее особую роль при образовании соединения, при совместном нахождении элементов в одной кристаллической постройке, и, таким образом, являются решающим фактором при формулировке основных законов геохимии и кристаллохимии». И далее,

«в кристаллических решетках элементы группируются не столько по *своим химическим свойствам, сколько по своей потребности в объеме*, т. е. в пространстве, занимаемом электромагнитным полем данного атома или иона, создаваемого путем взаимодействия с другим атомом и ионом»[4]. Следует отметить, что закон взаимозависимости радиусов частиц, обусловливающий характер структурогенеза, благодаря работам акад. Л. Д. Ландау в настоящее время имеет математическое обоснование[5]. Радиус атомной системы имеет определенную величину и изменяется соответственно порядковым номерам таблицы Менделеева. Радиус же элемента кристаллической структуры проявляется как радиус его электромагнитного поля, равный результатирующей его взаимодействия с полями окружающих элементов. В неаддитивности сложения заключена функциональная роль элементов в отношении взаимоупорядочивания и взаиморегулирования их в общей структурной постройке. Всякая структурная решетка — продукт строгого соответствия радиусов атомных и молекулярных строительных единиц кристалла. Известно, что формирующаяся минеральная система способна увеличиваться только за счет тех атомов, которые, становясь ее элементами, своими размерами не нарушают закономерного порядка пространственной решетки кристалла. А это означает, что каждый химический элемент может оказаться в составе строго определенных структур кристаллических минералов.

Данный факт утверждается следующим геохимическим правилом: «Размеры атомов и ионов в отношении друг к другу при данных условиях ионизации и данного типа решетки есть величина постоянная»[6]. Следовательно, в процессе минералообразования (кристаллизация магматического расплава, метаморфизм) общую структурную решетку могут строить только те частицы, радиусы которых находятся в соответственных зависимостях, имеющих характер констант. Иными словами, взаимодействие (процесс организации структурной решетки) и его результат (тип кристаллической структуры) строго определены размерами частиц и их зарядом.

Радиусом каждой частицы как однозначным параметром потенциально определена будущая структура кристалла. С другой стороны, каждая кристаллическая структура, коль скоро она возникла, также строго индивидуальна в отношении внутренней формы, набора элементов и т. д. В этом заключается одна из причин детерминации процесса минералогенеза, трансформации минералов и в целом процесса развития неживой природы.

Таким образом, при сложении частиц первым структурным проявлением их качества оказывается эффективный радиус элемента. Закон отношения радиусов определяет конкретный порядок равновесного сосуществования элементов в их противодействии. Определяемое данным законом жесткое требование необходимости взаиморасположения частиц в пределах расстояния устойчивости представляет собой необходимую меру объемного их соотношения в общей структуре. Устойчивость структурной постройки минерала имеет строгую математическую интерпретацию, согласно которой граница между сохранением и распадом определяется интенсивностью теплового движения частиц и расстоянием между ними[7]. В основе всякой структуры лежит свое коли-

[4] А. Е. Ферсман. Избр. тр., т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1955, стр. 89.

[5] Д. Л. Ландау. О равновесной форме кристаллов. М., Изд-во АН СССР, 1950, стр. 90.

[6] А. Е. Ферсман. Избр. тр., т. 3, стр. 101.

[7] См. В. В. Тарасов. Температура плавления и теория Барка. «Журн. физико-химического о-ва», 1925, вып. 4, стр. 430—435.

чественное значение допустимого разноса элементов. Поэтому структура кристалла — результат объединения избранных частиц, радиусы которых не выходят за границу меры устойчивости в их противодействии. Иначе говоря, закон соотношения радиусов в кристаллогенезе играет роль фактора отбора элементов в процессе их кристаллоструктурного объединения.

Закон становления и развития кристаллической формы материи, требующий взаимосоответствия радиусов частиц для их устойчивой ассоциации в макросистеме детерминирует процесс минералогенеза. В этом случае правомерен вопрос, с какими значениями радиусов связана главная тенденция структуростроения кристаллов, т. е. какова направленность развития неорганической материи на макроуровне. Статистическая оценка структур минералов земной коры отвечает на это следующим образом: «В природе наиболее распространены минеральные системы, структурные решетки которых построены из элементов средних значений радиусов. Элементы, радиусы которых лежат вне этих величин, редко находят для себя устойчивые решетки, или строят свои. Поэтому они исключены из процесса кристаллизации и накапливаются в виде диффузных или дисперсных систем»[8]. Таково первое общегеологическое следствие отбора частиц в кристаллогенезе.

Вторым количественным определением электромагнитного качества микросистем в структуре кристаллов является закон координационного соотношения элементов. Данный закон упорядочивания ассоциации частиц, аналогично закону взаимосоответствия радиусов, играет роль структуростроительного принципа в минералогенезе, но в своем собственном проявлении. Закон координации определяет строгую периодичность кристаллоструктурного объединения частиц. И прочность соединения в этом случае определяется уже новой характеристикой структуры кристалла, а именно стереометрической стороной способа сосуществования элементов в общей постройке.

166

Координационное число элемента отвечает числу компенсационных элементов пространственно одинаково- и равнорасположенных от него и является выражением диалектического компромисса отношения противозаряженных частиц в структуре. Заряд атомов при их объединении «определяется» в п-ное число электрических связей, детерминируя, таким образом, пространственное расположение элементов структурной решетки кристаллов.

Координационное число элемента обусловливает стереометрию внутренней организации кристаллической системы и выступает как фактор, выражающий собой единство целостности структуры данного материального объекта с формой пространственной ориентации его элементов. Так на этапе кристаллосистемной организации материи ее пространственный атрибут приобретает и конкретное и организующе действенное выражение.

Для выяснения функциональной роли закона координационной зависимости элементов важно проследить характер структурных изменений с изменением координационных чисел. Крайне большие координационные числа (12, 16) означают ослабление сил сцепления частиц. Малым координациям (2,3) соответствует уменьшение числа связей и расстояний частиц, понижение симметрии и уменьшение прочности структурных построек кристаллов.

Оказывается наибольшей устойчивостью обладают структурные решетки минералов с промежуточными координационными числами эле-

[8] А. Е. Ферсман. Избр. тр., т. 4. М., Изд-во АН СССР, 1958, стр. 96.

Институт геологических Наук АН Армянской ССР Библиотека

ментов, что соответствует их средней симметрии. Таким образом, мы сталкиваемся с наличием общей тенденции параметров радиуса и координации элементов. Не случайно большинство кристаллов в природе обладают вообще координацией 6. Затем в порядке убывания следуют 4, 8, 12, 3, 5, 10. Координационные числа 6, 4, 8 характерны для подавляющего большинства структурных построек кристаллических минералов литосферы.

Очевидно, это и есть наиболее устойчивые системы, заключающие минимум свободной энергии. Подобное «засилие» координаций, разумеется, не беспричинно. Четность координационных чисел элементов требует максимальной симметрии структурной решетки. Чем выше симметрия структур, тем более равномерно распределены их элементы и силовые поля в пространстве, больше собственная энтропия систем, оптимальные условия равновесия таких систем, большая вероятность реализации их в природе.

Закон координационной зависимости полярных элементов (противоположно заряженных) является специфическим для кристаллических структур законом противоречия, так же как закон соответствия радиусов. Координация, будучи кристаллоструктурным проявлением заряда частиц, детерминирует процесс объединения элементов в общую постройку. В соответствии с данным законом в процессе структурогенеза происходит отбор элементов в плане их «родственности» по числу возможных связей и пространственной ориентации.

В средних значениях координации, участвующих во взаимодействии элементов, выражается конкретная тенденция направленного развития кристаллического вещества литосферы. Преобладание четных координаций строительных единиц кристаллов указывает на еще более узкий аспект направленности этого развития. Неравноценность же четных и нечетных координационных чисел элементов кристаллов литосферы выявляет, таким образом, специфическую тенденцию развития объектов неживой природы — стремление к возможному максимуму симметрии структурной системы.

Наряду с указанными факторами структурообразования существует и третье проявление заряда элементов в кристаллической структуре, выражающееся законом поляризации.

Физический смысл поляризационного отношения частиц заключается в смещении электронов во взаимодействующих атомах, ионах, молекулах и в образовании дипольного электрического момента в молекулах. Степень поляризуемости зависит от агрегатного состояния вещества: более всего поляризуются молекулы в газах и жидкостях; для кристаллических систем поляризация минимальна. В процессе минералогенеза происходит не только взаимополяризация противозаряженных элементов структур, но и взаимокомпенсация всех дипольных моментов частиц, чем достигается равновесие общего электрического поля кристаллической решетки.

Кристаллические минералы являются нейтральными и равновесными электростатическими системами. Внешней поляризации элементов кристаллической решетки противостоит взаимообусловленное электрическое равновесие всей структурной постройки. Поэтому кристаллические объекты менее реагентны и более устойчивы в отношении электромагнитных воздействий, чем системы микроуровня.

Известно, что поэтапность развития материи находит свое выражение в специфике типа структурной организации систем очередного уровня. Но со сменой структурных типов меняется тип, или способ взаимодействий систем, оказывающийся каждый раз основой развития ма-

терии на новом уровне. При этом тип взаимодействий систем низшего уровня сохраняется и здесь, но его главенствующая роль в развитии материи теряется. Так, взаимодействие атомных, ионных и молекулярных объектов микромира есть их электромагнитные реакции, в то время как процесс взаимодействия кристаллических минеральных объектов макромира имеет иную природу. Однако и на уровне макроскопических форм материи электромагнитные взаимодействия распространены достаточно широко. Так, например, на контакте разнородных минеральных зерен имеют место электромагнитные взаимодействия, изменяющие структуру и энергетический режим приконтактных слоев. Последнее выражается в дополнительной ориентации и поляризации части структурных элементов систем кристаллов. Действие солнечного света, растворение также представляют собой примеры электромагнитного взаимодействия систем.

Минимальная поляризуемость частиц вследствие внутриструктурной компенсации их электрических моментов определяет устойчивость кристаллических систем в отношении электромагнитных воздействий. Этим как бы отрицается ведущая роль такого типа взаимодействий на уровне макросистем.

Условием устойчивости кристалла, как было отмечено, является взаимокомпенсация всех поляризационных моментов частиц, связанных в общую структурную постройку.

При этом имеет место анизотропный, ориентированный характер поляризационной взаимокомпенсации элементов, как выражение различной ратикулярной плотности частиц структурной решетки кристаллов. Отсюда явствует, что всякая реально существующая кристаллическая система как электрически равновесная ассоциация частиц есть ассоциация избранных элементов. Закон соответствия поляризационных моментов такой кристаллической системы выполняет функции отбора элементов в аспекте поляризационной характеристики.

Из всего сказанного следует, что электромагнитная качественная определенность систем микромира при их объединении в структуру кристаллов проявляется в виде разнопорядковых взаимодействий, выражающих отношение элементов, определяемых эффективным радиусом, пространственным расположением частиц и деформацией самой частицы (поляризацией). Указанные факторы не являются простыми параметрическими характеристиками заряда, они выступают как характеристики процесса объединения микросистем, процесса становления кристаллических макрообъектов неживой природы. В эффективных радиусах выражается равновесная удаленность связанных элементов, в координациях — стереометрия структурных связей. Поляризационными взаимодействиями выражена электроэнергетическая сторона связей тех же частиц.

Все три фактора, выполняя различные функции в процессе структурообразования минералов, действуют в направлении обеспечения устойчивости кристаллической системы. Каждая из сторон этого триединства, предопредельная взаимосоответствием полярно связанных элементов, оказывается отдельным условием структурного единения частиц в процессе минералогенеза.

Поскольку частицы могут организовать общую структурную постройку единственно при условии их определенной «родственности» в отношении трех констант (радиуса, координации и поляризации) сами эти константы служат критериями кристаллогенетического отбора частиц.

Однако несмотря на то, что процесс минералогенеза ограничен

строгой избирательностью реакций элементов, кристаллизация первичного (предположительно дискретного) расплава характеризуется астрономическим числом возможных сочетаний ста атомов элементов таблицы Менделеева и двухсот пятидесяти их ионных состояний. В литосфере же представлено, в общем, небольшое количество минеральных видов (около трех тысяч). Это объясняется тем, что в развитии кристаллического вещества имеет место и другой фактор ограничения возможностей кристаллоструктурной ассоциации частиц.

Известная количественная определенность набора минеральных единиц литосферы устанавливается также и условиями минералогенеза. Действительно, в структуру кристалла собираются только те элементы, которые по своим параметрам находятся в однозначно определенных отношениях. Это внутриструктурный фактор отбора в кристаллогенезе. Но наличие таких «родственных» частиц еще не достаточно для образования кристаллического минерала. Система должна быть равновесна в условиях среды периода ее формирования.

Именно поэтому в структурной постройке кристалла из всех допустимых оказываются только те элементы, сочетание которых обеспечивает связям прочность, отвечающую энергетическим требованиям термодинамического режима минералогенеза в данный момент. Здесь конкретная определенность среды в отношении параметров температуры и давления (главные, хотя и не единственные ее факторы) становится своего рода ограничительными рамками реализации структурных типов минералов.

Основой формирования структур кристаллов из свободных атомов, молекул и ионов первичного расплава служит процесс уменьшения свободной энергии системы, обусловленный действием второго закона термодинамики. Возрастание энтропии системы расплава приводит ее элементы в равновесное состояние, которое достигается способом связывания их в кристаллоструктурные новообразования. Энтропированная система литосферы содержит минимум свободной энергии, сохраняя его в кристаллических минералах, слагающих породы земной коры. Поэтому минимум свободной энергии кристаллической системы — основное энергетическое условие процесса минералогенеза.

Термодинамические режимы различных глубин литосферы, выражая степень ее энтропированности в этих точках, являются одновременно и энергетическими рамками условий минералогенеза, а это значит, что уровень внутренней энергии, т. е. энергии связи элементов структурной решетки минерала, должен количественно соответствовать уровню энтропии на глубине своего образования. Только в случае энергетического равновесия со средой кристаллическая система будет устойчивой. Это исходное требование процесса минералообразования. Вся же структурная специфика (набор элементов, типы их связи и т. д.) — только способ достижения равновесия элементов системы в тех или иных условиях.

Таким образом, термодинамический режим среды минералогенеза служит вторым «мощным» фактором отбора элементов при их ассоциации в структурную постройку минералов. Значит, процесс минералогенеза есть процесс отбора частиц, детерминированный двумя типами факторов. Первый, выраженный законами соответствия трех параметрических характеристик зарядов частиц, составляет внутриструктурный комплекс принципов отбора элементов. Другой стороной процесса кристаллогенеза, более узко определяющей спектр частиц, призванных составить структурную постройку кристалла, является внешний по отношению к механизму связи элементов фактор, фактор термодинамиче-

ских условий минералообразования. Данные различные группы факторов суть внешняя и внутренняя стороны единого процесса минералогенеза. А каждая устойчивая, реально существующая решетка кристалла в этом случае олицетворяет собой определенное равновесие внешнего (энергетический режим кристаллогенеза) и внутреннего (полная внутренняя энергия связи частиц).

Единство данных противоположных сторон выступает здесь в качестве источника процесса развития кристаллического вещества. При этом моменту устойчивости в развитии отвечает количественное соответствие внутреннего и внешнего, изменчивость же обусловлена преобладанием одного из полюсов противоречия. Действительно, с изменением термодинамического режима условий существования минералов последние распадаются на составные элементы. Далее свободные частицы посредством механизма отбора строят соответствующую новым термодинамическим условиям, а потому устойчивую кристаллоструктурную решетку. Таким образом, в основе кристаллоструктурного развития материи лежит стремление группирующихся частиц к энергетическому равновесию с внешней средой. Способ же этого развития — отбор элементов.

Известно, что на каждом очередном этапе системноструктурного развития материи класс объектов предыдущего уровня выполняет роль структурных элементов системы очередной степени сложности. При этом содержание законов становления и развития «элементного» вида материи необходимо наследуется и на высшем уровне, хотя форма их выражения существенно изменяется. Не удивительно, поэтому что принцип элементного отбора является не только содержанием процесса кристаллогенеза, но с тем же успехом составляет суть формирования геологических тел очередного класса систем горных пород.

Мы видели, что соответствие уровня прочности связей частиц термодинамическому режиму процесса кристаллизации — важнейший критерий отбора элементов в минералогенезе. Однако элементы могут связываться различными способами. Известно несколько типов связи различной прочности: металлические, ковалентные, ионные, молекулярные. Элементы многих минералов, меняя тип связей, изменяют устойчивость своих систем в нужном направлении. Способность объединяющихся элементов «выбирать» тип связей (а значит, и менять их прочность) приводит к образованию минеральных систем различного элементного состава, но тождественных по уровню устойчивости. Поэтому определенному диапазону условий термодинамики соответствует совокупная группа минералов, родственных в отношении термодинамической устойчивости. Так образуются фации горных пород — системы нового уровня, элементы которых представлены определенным набором равноустойчивых кристаллических минералов. Значит и формирование систем горных пород осуществляется способом отбора их элементов (минералов) по принципу тождественности их термодинамических констант. Очевидно, что в основании отбора минеральных элементов пород лежит отбор атомных и ионных элементов самих минералов.

Несмотря на постепенное изменение термодинамики, чему соответствует наличие фаций пород переходного типа, земная кора в целом достаточно четко разделяется на три оболочки, соответствующие трем крупным градиентам термодинамических параметров литосферы. Каждой оболочке соответствует свой комплекс пород: базальтовый, гранитный и осадочный. Такая система индивидуальна в отношении набора фаций пород, а следовательно, и в отношении минерального и химического состава. Все это является результатом взаимообусловленного и

последовательного отбора элементов геологических тел различного уровня, в совокупности составляющих систему литосферы.

Различие оболочек литосферы по составу пород и минералов определяется последовательностью их генезиса и своеобразием условий формирования. Обращает внимание тот факт, что количественное распределение минералов по сферам коры чрезвычайно неравноценно. Если базальтовая и гранитная оболочки пород сложены несколькими десятками минералов, то на комплекс осадочных (и переходных метаморфических) пород приходится их абсолютное большинство. В процессе протокристаллизации генетически первой выплавлялась базальтовая оболочка. Кристаллические минералы, слагающие ее породы, способны существовать в равновесном состоянии при крайних значениях давлений и температур. Образование группы пород гранитоидного типа является результатом кристаллизации остаточного расплава. Специфика химического состава и термодинамического режима второй стадии минералогенеза определили характер и степень устойчивости минеральных единиц второй оболочки литосферы.

Характер минералов, слагающих породы самой верхней оболочки, отвечает особым условиям своего образования. Верхняя оболочка литосферы представляет собой продукт обмена вещества и перегруппировки элементов между гранитной и базальтовой геосферами, с одной стороны, и атмосферой и гидросферой — с другой. Благодаря действию угольной кислоты, кислорода воздуха, воды и биологически организованного вещества происходит процесс разрушения гранитных и базальтовых пород и трансформация их минералов в осадочные.

Специфика минералов различных комплексов пород определяется условиями минералогенеза, количеством видов взаимодействий среды. Условия формирования минералов зоны осадочных пород характеризуются приповерхностными значениями температур и давлений, а также отсутствовавшими в ранние периоды кристаллизации, факторами воздействия (разрушающие агенты атмосферы, гидросферы и т. д.). В данном случае, кроме термодинамического, мы имеем целый ряд новых факторов среды, играющих роль условий минералогенеза. И естественно, что они нашли свое выражение в структурах минералов осадочного комплекса пород. Особенности и разнообразие структурных форм осадочных и метаморфических минералов есть не что иное, как внутриструктурный фактор противодействия разрушающим агентам среды, а одновременно и продукт тех же условий среды минералогенеза.

Минералы различных групп пород в силу тектонических движений оказываются в чуждых им условиях и распадаются на составные элементы, которые собираются затем в иные кристаллические системы, устойчивые в новых условиях среды. Минералы той или иной группы не могут «безнаказанно» переходить свои генетические границы, не теряя значения самостоятельных систем. Условия среды допускают целостность только тех систем, устойчивость которых обеспечивается их структурной организацией, способностью структурного механизма связей элементов противостоять разрушающим агентам среды. Отсюда видно, что генетический отбор универсален как для периода первичного минералогенеза (протокристаллизация), так и для всего последующего развития литосферы. Отбор элементов кристаллических систем, минералов, пород, дифференциация оболочек литосферы является способом развития геологической системы.

В свое время определенную общность законов эволюции неживой и живой природы отметил акад. А. Е. Ферсман. Эту аналогию он выразил следующими словами: «Законы эволюции, выработанные на живой

природе, оказываются применимыми matus mutandis к процессам минерального мира»[9]. На генетическую последовательность в развитии систем геологической и биологической форм движения также обращает внимание Е. А. Куражковская[10].

В нашей работе была сделана попытка проанализировать и обосновать процесс отбора, обусловленного специфическим механизмом структурной организации кристаллических систем.

Существующий отбор минералов безусловно является следствием избирательности химических реакций и зависит от внешних условий их протекания. Но в нем прежде всего отражен общий характер процесса развития геологической системы, где условиями протекания реакций служат термодинамические и термохимические режимы оболочек литосферы, а сами они выступают как реакции минералогенеза.

Приповерхностные режимы образования осадочных минеральных систем *являются одновременно условиями формирования и развития* органических соединений, а затем и живых организмов. Существование органических систем в поверхностных термодинамических и термохимических *условиях обеспечивается тем же отбором устойчивых* структур, что и для минералов верхней оболочки литосферы. Поэтому отбор в процессе эволюции живого есть унаследованная, хотя и более совершенная форма, имеющая место в мире минеральных объектов геологической системы. При этом характер отбора систем неживой природы, разумеется, значительно отличается от такового для живых объектов.

В процессе развития биологических систем их устойчивость с изменением среды достигается рядом частичных, последовательных перестроек структур, закрепленных механизмом наследственности. В отличие от этого в строительство структур минеральных и простых органических образований втягиваются только те элементы, связи которых способны обеспечить целостность системы в конкретных условиях среды. Со сменой режима системы распадаются на составные элементы, которые затем перестраиваются в новую устойчивую структуру. Таким образом, процесс генетического отбора в неживой природе носит специфический характер, при котором каждый этап структурного созидания предполагает ее последующее полное разрушение. Зато каждой очередной кристаллической системе свойственна совершенная «приспособленность» к среде, что является результатом детерминированного отбора ее структурных элементов.

Б. А. САВЕЛЬЕВ

СТРОЕНИЕ, СОСТАВ И ПРОЧНОСТЬ ЛЕДЯНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ НА РАЗЛИЧНЫХ МАТЕРИАЛАХ

Обледенение в природе является весьма распространенным и недостаточно изученным явлением. Обледенению подвергаются горные породы, различного рода сооружения, с этим процессом связаны смерзаемость дисперсных тел, обмерзание самолетов, судов. В связи с этим возникает проблема борьбы с обледенением, которая может решаться

[9] А. Е. Ферсман. Избр. тр., т. 3, стр. 490.

[10] См. Е. А. Куражковская. Философские вопросы геологических наук. Изд-во МГУ, 1967, стр. 23.

по трем независимым направлениям: 1) применение мер, недопускающих образование льда; 2) разработка методов, замедляющих интенсивность роста ледяных покрытий; 3) использование способов перманентного разрушения и удаления образованного льда без повреждения основания покрытия. По характеру воздействия на лед способы борьбы с обледенением разделяются на механические (динамические и статические), физические (тепловые, аэродинамические, гидродинамические, радиационные, электрические, ультразвуковые, магнитные и др.), физико-химические (влияние солей и растворов на лед и на процесс его образования, влияние реагентов, ослабляющих активную поверхность основания, влияние на промежуточный контактный слой между льдом и инородным основанием и на состав материала оснований и др.) и комплексное воздействие (влияние на ледяные покрытия целым рядом выше названных способов).

Для разработки эффективных средств защиты от обледенения необходимо было изучить строение, состав и физико-механические свойства ледяных образований на подложках из различных материалов, с учетом разных термодинамических условий формирования льда. В настоящей статье мы остановимся лишь на изучении ледяных покрытий, образованных из морской воды. Выполнение исследований в этом направлении осуществлялось в Проблемной лаборатории снежных лавин Московского государственного университета с мая 1967 г. по декабрь 1969 г.

Программа исследований процесса обледенения включала следующие разделы:

а) изучение закономерностей формирования структуры и фазового состава намерзающего льда;

б) изучение химического и физического (фазового) составов ледяных покрытий с учетом химического состава морской воды, термодинамических условий намерзания, пространственного расположения поверхности намерзания и качества материала подложки;

в) определение адгезии и сил сцепления ледяных покрытий, образованных на материалах, представляющих интерес для судостроения, с учетом структуры, состава льда, пространственного расположения поверхности намерзания;

г) определение упругих характеристик ледяных покрытий путем применения ультразвукового импульсного метода.

Прочность смерзания и механические свойства ледяных покрытий определяются целым рядом факторов, которые, действуя одновременно, значительно усложняют выяснение основных закономерностей. В силу этих обстоятельств программа изучения ледяных образований на твердом основании предусматривает комплексный подход с тем, чтобы выделить главные факторы, влияющие на прочность для данных конкретных условий и оценить погрешности, возникающие за счет недоучета второстепенных влияний.

Итогом выполнения научных работ по такой комплексной программе является выяснение природы адгезии и прочности ледяных покрытий и как основное следствие — оценка различных материалов относительно их смерзания со льдом и обоснование эффективности использования противоналедных твердых покрытий.

Работа по изучению обледенения проводилась в 1968 и 1969 гг. на судах в натурных условиях в акватории Японского моря, а также осуществлялось моделирование явления обледенения на разных основаниях в лабораторных условиях.

За истекшие 2,5 года исследовательских работ, проведенных в лаборатории, получены данные, позволяющие судить о физико-химической

природе прочности и силах адгезии льда, опробированы и модернизированы, применительно к настоящей программе, методы исследований и разработаны новые способы испытаний, позволяющие осуществить необходимый комплекс физических, химических и механических исследований. В результате выявлены важные закономерности, обусловливающие связи между сцеплением и адгезией льда, с одной стороны, и составом, структурой и условиями намерзания льда — с другой.

Намораживание образцов льда на твердое основание производилось в холодильной камере при заданной температуре двумя способами — послойного образования льда в результате замерзания тонких слоев воды, предварительно охлажденной до нуля (для пресной) и до точки замерзания (для морской), и образования льда из капельно-парообразной среды. Образование льда по второму способу осуществлялось в спокойном состоянии и с ветровым уплотнением. Для этих целей применялся специальный пульверизатор и воздушный компрессор.

Для изучения структуры использовался кристаллооптический метод, специально приспособленный для исследования намерзающего льда. Для характеристики прочности смерзания льда с инородными основаниями, а также прочности самого льда нами был введен новый критерий — контактная поверхность. Общая поверхность кристаллов в единице объема льда слагается из контактной поверхности между соприкасающимися твердыми частицами и эффективной поверхности. Учитывается также контактная поверхность между твердыми частицами и жидкими включениями. Эффективная поверхность, в нашем понимании,— это граница раздела между твердыми частицами и воздушными порами и граница между жидкими и воздушными включениями.

Вода является одним из лучших в природе растворителей и диспергаторов, а поскольку она всегда находится в контакте с твердыми телами или с газообразной средой, то определенная доля веществ переходит в раствор или находится в воде во взвешенном состоянии.

При образовании льда в атмосфере или в воде часть примесей минеральных веществ в твердом или растворенном виде переходит в лед. При этом они сами могут ускорять процесс формирования льда, являясь ядрами кристаллизации. Поэтому природные льды осадочного или конжеляционного образования всегда содержат примеси в виде твердых, жидких и газообразных включений. Морской лед является многокомпонентной, трехфазной системой, содержащей незначительное количество солей в растворе и твердом состоянии (как правило, общая минерализация не превышает одного процента). Твердые инородные вещества внутри ледяного тела разделяются на растворимые и почти нерастворимые в воде. Растворы отдельных минеральных солей отвердевают при разных отрицательных температурах.

Таким образом, наличие во льду разных солей приводит к образованию жидкой фазы — рассола, который находится в виде насыщенных растворов в поровых пространствах, замкнутых или соединяющихся между собой, причем каждой температуре соответствует его определенная концентрация. Рассол сохраняется во льду даже при достаточно низких температурах. Соли в твердом виде, как правило, размещаются между кристаллами и частично в межпакетных пространствах кристаллической решетки льда.

В процессе замерзания воды в лед переходит частично газ или воздух, растворенные в воде, и часть воздуха захватывается из атмосферы. Воздух находится в порах, расположенных между кристаллами в виде замкнутых пузырьков, открытых капилляров и замкнутых включений внутри кристаллов.

Содержание пор во льду обусловлено условиями формирования и последующими процессами, протекающими в ледяном теле, и колеблется от единичных вкраплений, почти не влияющих на плотность, до 50% от всего объема льда. Поры различаются по форме и размерам и характеризуются неравномерным распределением в ледяном теле.

Наличие рассола резко сказывается на механических и физико-химических свойствах морского льда, что отличает его от пресного. Содержанием жидкой фазы обусловлены аномалии в прочности морского льда, которые особенно проявляются в усилении реологических свойств, ослаблении сил адгезии и уменьшении упругих характеристик. Аномалия заключается также в том, что при определенной концентрации солей понижение температуры морского льда приводит к его расширению, тогда как другие твердые тела, в том числе и пресный лед, испытывают при этом сжатие.

Количество рассола и содержание пор в морском льду непрерывно изменяется под действием колебания температуры, динамометаморфизма, миграции рассола, межфазовых реакций солей (выпадение одних и растворение других) и других факторов. В конечном итоге все эти изменения отражаются на прочности морского льда и его смерзании с подложками из различных материалов.

Чтобы понять причины, вызывающие изменение физико-механических свойств морского льда, необходимо изучить условия формирования всех слагающих частей ледяного тела, т. е. твердой, жидкой и газообразной составляющих, проследить за их послойным изменением во времени, миграцией рассола, солевым составом, процессами избирательного высаливания и другими физико-химическими преобразованиями.

Весьма важно учитывать специфические образования льда на судах. Лед, намерзающий на палубе, надстройках и такелаже корабля, находится под воздействием статических нагрузок, обусловленных собственным весом, вибрацией подстилающего основания, на которое он намерзает.

Внутри ледяного покрытия возникают неоднородные термодинамические напряжения, определяемые особым тепловым режимом и конструкцией обмерзающих частей корабля. В частности, в ледяных образованиях на вертикальных и наклонных поверхностях (стенках рубки, надстройках, мачтах) происходят внутренние сдвиги и течения, а также сдвиги по контакту льда с инородным телом. Лед, намерзающий на такелаже и свисающий с него в виде сосулек, фестонов или бахромы, испытывает напряжение изгиба и растяжения, сопровождающееся иногда спонтанными разрывами. Кроме того, фактором, ослабляющим силы адгезии льда к наклонным или вертикальным поверхностям является его вес. Чем толще слои намерзающего льда на наклонных основаниях, тем больше величина статической нагрузки и тем интенсивнее происходят пластичновязкие деформации ледяных покрытий.

На ударные (импульсные) нагрузки лед реагирует как упругое или хрупкое тело. Хрупкое разрушение может происходить как на контакте льда с подложкой, так и в толще ледяного покрытия.

Наиболее сложной и менее изученной является природа сил адгезии. Прочность связи льда с инородной подложкой определяется наличием промежуточного жидкообразного слоя, специфической структурой приконтактного слоя льда, его составом, строением и составом материала подложки и наличием некомпенсированных зарядов (активных центров адсорбции) на поверхности подложки, термодинамическими условиями окружающей среды, характером нагрузки и другими факторами.

Воздействие подложки на формирование структуры приконтактно-

го слоя льда через промежуточный жидкообразный слой адсорбированной воды мы называем индукционной эпитаксией, в отличие от обычной эпитаксии, когда происходит непосредственное взаимное влияние тел на контакте. Факторами, определяющими силы адгезии, являются промежуточная прослойка между льдом и инородной подложкой, размеры контактной поверхности льда, межкристаллических прослоек и приконтактной пористости.

Согласно современным представлениям, молекулы H_2O, размещенные на поверхности кристаллической решетки льда, из-за неполной компенсации энергии обладают большей подвижностью, чем молекулы H_2O внутри кристалла. В силу этих особенностей при наличии градиентов температуры, упругости пара или других воздействий на лед по его поверхности может возникнуть миграция вещества. Если учесть, что строение такого подвижного поверхностного слоя будет отличаться от строения основной «внутренней» массы решетки льда и тем более от жидкой фазы, благодаря чему поверхностный слой обладает специфическими анизотропными свойствами, то не следует отождествлять его ни с водой, ни со льдом. На контакте льда с инородным телом энергия молекул H_2O поверхностного слоя кристалла будет компенсироваться, за счет чего подвижность молекул снижается. В зависимости от сил адгезии снижение свободной энергии молекул H_2O приконтактного слоя может оказаться настолько значительным, что ее величина на контакте будет меньше свободной энергии молекул внутри решетки льда.

Разная величина воздействия подложки на силы связи ее с молекулами воды обусловлена наличием на поверхности подложки некомпенсированных зарядов в определенных узлах, т. е. эффективностью активной поверхности или возникновением двойного электрического слоя (дисперсные системы) за счет специфической адсорбции ионов и молекул воды на поверхности коллоидальной системы.

Установлено наличие на кристаллических поверхностях активных центров, различающихся по характеру и величине дальнодействующих сил. Эти центры являются заряженными структурными стабильными и кратковременными дефектами поверхности. Кратковременные дефекты возникают под действием нарушений термодинамических условий, вызывающих дислокации в ионных или молекулярных связях в решетке кристаллического тела, в зависимости от того, какое строение имеет подложка — ионное или молекулярное. Дефекты в структуре поверхности подложки могут образовываться также в результате химических причин (возникновение ковалентных и побочных связей, неоднородность энергетических взаимодействий в приконтактном слое подложки, химические процессы и другие нарушения). В институте кристаллографии АН СССР определили, что эпитаксиальное нарастание может происходить на расстоянии 1500 Å от активной поверхности слюды. Дальнодействующие активные центры кремния и кварца эффективны на расстояниях порядка 1—10 *мк* (Дистлер, Кобзарева, 1966).

Наиболее мощные силы связи проявляются между поверхностью подложки и молекулами воды, покрывающими инородное тело монослоем (3Å). Для некоторых адсорбентов такие силы связи превышают 20000 *кг/см*^{2}. Дальнейшее наслоение сопровождается резким спадом сил адсорбции. Многочисленными исследованиями установлено, что толщина адсорбционного слоя воды зависит от термодинамических и термохимических условий (температура, давление, катионный обмен и др.). С понижением температуры толщина адсорбционного слоя воды уменьшается, а прочность связей молекул H_2O с поверхностью подложки возрастает. Каждой отрицательной температуре для конкретного материа-

ла адсорбента соответствует определенная толщина равновесного слоя адсорбированной воды. Понижение температуры сопровождается переходом объемной жидкости в граничную, повышение — обратным переходом такой же части граничной фазы в объемную жидкость.

Таким образом, диапазон изменения энергии связи адсорбированной воды колеблется от 20000 *кг/см*^{2} до величины свободной энергии молекул H_2O в жидком состоянии, не подверженных внешнему воздействию.

Адсорбированная инородным телом вода будет обладать определенной упорядоченностью молекул и анизотропией в свойствах, в том числе и анизотропией в механических свойствах. В отличие от многих веществ *анизотропия в адсорбированной воде особенно заметно проявляется* благодаря тому, что молекула H_2O представляет собой энергетически неоднородную в пространстве систему, т. е. является четко выраженным диполем. *В силу этих обстоятельств адсорбированный слой воды* нельзя отождествлять ни со льдом, ни с обычной водой. Следовательно, целесообразно называть слой воды, расположенный между подложкой и льдом, промежуточным жидкообразным слоем. Если судить о прочности связи адсорбционной воды по удельной теплоте смачивания, то она близка к полной поверхностной энергии воды, а дифференциальная теплота адсорбции основного адсорбированного слоя — к теплоте конденсации. Это обстоятельство и позволяет отнести адсорбированную воду к жидкообразным, а не к твердообразным веществам.

Важным свойством промежуточного жидкообразного слоя является его упругость, т. е. способность увеличивать натяжение при растяжении, которое может производиться при сохранении равновесия с окружающей средой или же без соблюдения этого условия. Существует определенная связь между натяжением жидкообразного слоя (пленки) от температуры, внешнего давления и состава многокомпонентной системы. Возникновение градиента сил в адсорбированном жидкообразном слое сказывается на величине натяжения пленки и на ее расклинивающем действии. В отличие от свободной воды, для которой характерным является отсутствие «дальней» упорядоченности, молекулы пленочной воды, согласно данным рентгеноструктурных исследований и результатам изучения адсорбированной воды методом ядерно-магнитного резонанса, имеют как «ближний», так и «дальний» порядок размещения (*Белицкий, 1968*).

Взаимодействие воды с дисперсными телами отличается от такового со сплошными телами. На поверхности инородных частиц в зависимости от степени дисперсности их возникает в результате трения электрический заряд. Вначале с уменьшением размера частиц в воздушносухом состоянии их заряд увеличивается, а затем, после достижения определенной величины частиц, он начинает уменьшаться. Для каждого вещества существует свой оптимум, обусловленный гетеровалентным изоморфизмом, нарушением связей в кристаллических решетках, контактом и трением между частицами, пьезоэлектрическим и сейсмоэлектрическим эффектами. Знак заряда у разных минеральных частиц оказывается неодинаковым. В зависимости от кристаллохимических особенностей строения частиц одни вещества заряжаются отрицательно, другие получают положительный заряд. Величина заряда зависит не только от дисперсности, но и от эффективности влияния адсорбированного слоя, т. е. от физико-химической структуры поверхностного слоя. По сравнению с воздушносухим состоянием присутствие адсорбированной воды уменьшает плотность заряда (Чжао Цзе-сань, 1963). Если адсорбированная вода содержит в растворе ионы солей, то влияние ее на

электрическое поле дисперсной системы проявится по-разному, в зависимости от специфики физико-химических процессов в приконтактном слое. При определенном сочетании заряженных частиц и ионов их смесь не электризуется или, вернее, заряд смеси в результате трения оказывается равным нулю вследствие взаимодействия положительно и отрицательно заряженных частиц. Не исключена возможность, что в результате катионного обмена заряд поверхности инородных частиц изменится на обратный благодаря изменению их состава и строения.

Наличие различных ионов в жидкой фазе ледяного покрытия, образованного из морской воды, несомненно, отразится на величине электрического заряда поверхности подложки. Если основой состав воды Мирового океана слагается следующими ионами: Cl' (18,98‰), $Na^{\cdot}$ (10,56‰), SO''_4 (2,65‰), $Mg^{\cdot\cdot}$ (1,27‰), $Ca^{\cdot\cdot}$ (0,40‰) и $K^{\cdot}$ (0,38‰), то в первую очередь под их воздействием и находится поверхность подложки. Но в отличие от морской воды, являющейся разбавленным раствором, рассол во льду представляет собой насыщенный раствор и интенсивность его влияния на поверхность подложки будет определяться молекулярным воздействием солей, а не ионов. По мере понижения температуры и выпадения в твердом виде из рассола отдельных компонентов солей при соответствующих эвтектических точках доля участия отдельных солей во всем комплексе на подложку будет скачком меняться. К примеру, если удалить из раствора NaCl, который кристаллизуется при температуре — 22°,6, то ниже этой температуры основными компонентами раствора становятся $MgCl_2$ и $CaCl_2$ и в растворе останется меньше 10% всех солей. Следовательно, при одних интервалах температуры будут иметь место одни физико-химические взаимодействия между составом подложки и составом адсорбированного промежуточного слоя, при других — совершенно иные, что несомненно отразится на адгезии льда. При контакте льда через адсорбированный слой рассола с подложкой появляется молекулярная компонента сил адгезии и возникают электрические силы, порождаемые контактной разностью потенциалов. В этом случае адгезия зависит от реологических свойств промежуточного жидкообразного слоя.

Наличие определенного силового поля в промежуточном жидкообразном слое, обусловленного взаимодействием молекул воды и солей, в ней растворенных, с некомпенсированными зарядами на поверхности подложки, отражается на формировании структуры приконтактного слоя льда. Проведенные в лаборатории исследования показали, что структурные характеристики ледяных образований зависят не только от термодинамических условий формирования льда, но и от материала основания и расположения плоскости обледенения в пространстве. Ледяные покрытия, образовавшиеся на различных основаниях, отличаются друг от друга размерами, формой и ориентировкой оптических осей кристаллов относительно поверхности основания. Непосредственно, у контакта с подложкой образуется тонкий 2 — 3-миллиметровый слой мелкокристаллического льда с гипидиоморфнозернистой структурой.

Структура приконтактного слоя равномернозернистая, с малой пористостью и равномерным распределением рассола в виде межкристаллических прослоек и мелких ячеек, располагающихся в местах стыка трех—четырех кристаллов. Материал подложки влияет на рост кристаллов льда в приконтактном слое. Согласно структурным исследованиям В. Н. Голубева, наибольшие размеры кристаллов наблюдались в ледяных покрытиях на металлических пластинах со специальными гидрофобными покрытиями. Несколько меньше были размеры кристаллов на винипласте, дереве и стали корабельной крашеной. Самые мелкие кри-

сталлы возникали в приконтактных слоях льда на чистых металлах, таких, как сталь (рис. 1).

По мере удаления от контакта с основанием подложки обычно наблюдается увеличение объемов осредненных кристаллов, причем наиболее резкие изменения происходят на первых 5 — 8 *мм* ледяного покрытия. На расстоянии 20—30 *мм* от контакта структурные характеристики ледяных образований практически уже не зависят от материала основания, а определяются лишь термодинамическими условиями обледенения.

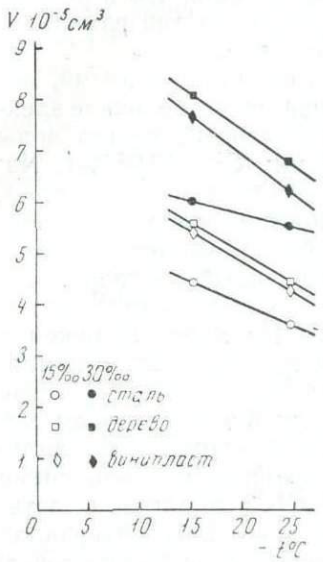


Рис. 1. Размеры кристаллов льда в приконтактных слоях на разных материалах подложки при солености воды 15 и 30‰

Форма кристаллов, слагающих ледяное образование, при удалении от основания постепенно изменяется от изометрической (несколько уплощенной) в приконтактных слоях, до столбчатой и длиннопризматической в слоях, удаленных на 20—30 *мм* от подложки.

Размеры удельной поверхности в приконтактных слоях ледяных покрытий изменяются в достаточно широких пределах. По мере удаления от подложки удельная поверхность несколько уменьшается, что связано с изменением размеров и формы кристаллов льда. Голубев делит образовавшиеся на различных основаниях ледяные покрытия на три группы, резко отличающиеся друг от друга по преобладающей ориентировке оптических осей в приконтактном слое: 1) ледяные образования на металлических пластинах со специальными покрытиями и на крашеном металле имеют преобладающую ориентировку оптических осей, перпендикулярную к основанию; 2) ледяные образования на чистых металлах и винипласте характерны наличием двух максимумов в пределах углов наклона оптических осей и поверхности основания 50—70° и 15—45°; 3) ледяные образования на дереве и брезенте с преобладающей ориентировкой оптических осей, параллельной основанию (рис. 2).

Максимальная упорядоченность, достигающая 45 — 70° от всех кристаллов, приходится на интервал углов от 75 до 90° и отмечена в приконтактных слоях льда на металлических пластинах с фторопластовыми эмульсиями и с покрытиями на основе эпоксидных смол. В ледяных образованиях на крашеном металле число кристаллов с такой ориентировкой оптических осей обычно не превышает 45%. По мере удаления от контакта число кристаллов с наклоном оптических осей к основанию в 75—90° уменьшается, и существенно возрастает число кристаллов с ориентировкой почти параллельной основанию — с углами наклона 0 — 30°. Эта периориентация кристаллов почти завершается в двадцатимиллиметровом слое, на границе которого 45 — 60% кристаллов имеют углы наклона оптических осей к основанию 0 — 30° и лишь 10 — 15% от всего количества кристаллов сохраняют ориентировку в интервале углов от 50 до 90°.

Как показали натурные наблюдения, проведенные А. В. Кваша на рыболовном судне в Японском море в начале 1969 г., соотношение между средней соленостью ледяного покрытия и соленостью воды, которая составляла 33‰, колебалось в пределах от 1 : 1,3 до 1 : 3,5. При всех

случаях отмечалось, что в верхних слоях ледяного покрытия, образовавшихся позже, солей было больше, чем в нижних приконтактных слоях. Соотношение между содержанием рассола нижних и верхних слоев колебалось в пределах от 1 : 1,4 до 1 : 2. Изменение солености в ледяных покрытиях обусловлено миграцией промерзающей жидкой фазы. Как бы быстро ни шло льдообразование, часть рассола всегда успе-

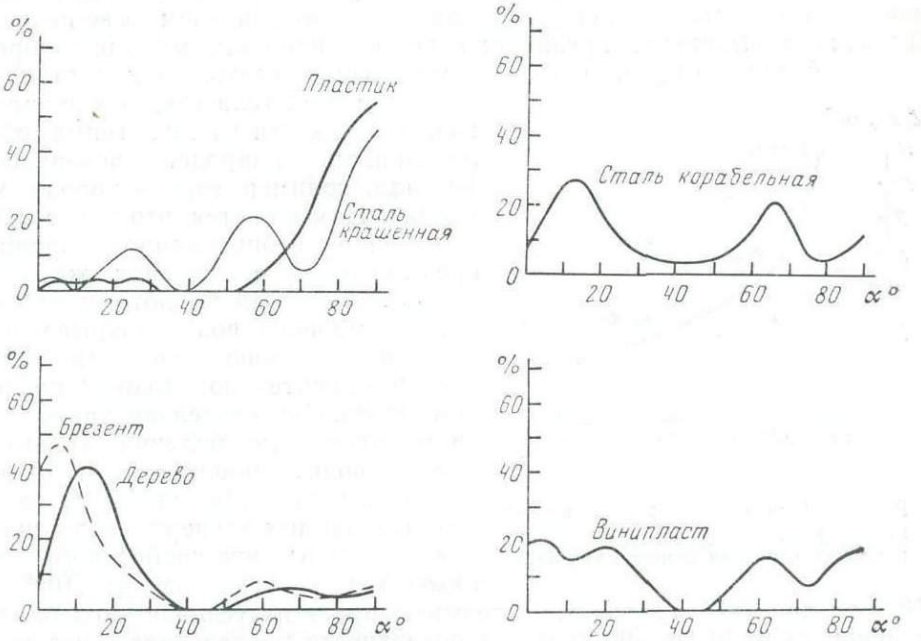


Рис. 2. Зависимость преобладающей ориентировки кристаллов в приконтактном слое льда от материала основания

вает вытечь, а остается более опресненная масса льда. Оставшиеся соли в растворенном состоянии продолжают мигрировать вместе с жидкой фазой в уже сформировавшейся толще ледяного покрытия под действием градиента температуры и силы тяжести. Обнаружен также любопытный факт, свидетельствующий, что соленость верхних слоев ледяных покрытий, образованных на горизонтальных и вертикальных щитах, была выше, чем в тех же слоях у наклонного щита. С увеличением числа кристаллов в единице объема льда, т. е. с возрастанием удельной поверхности, количество жидкой фазы повышается. Поскольку в приконтактных слоях льда удельная поверхность больше, чем в остальной массе, то в этих слоях наблюдается повышенное содержание рассола, а следовательно, и повышенная соленость. На объемное содержание рассола качество материала подложки не сказывается.

Содержание во льду рассола существенно отражается на прочности ледяных покрытий. Образование льда на судне происходило в пределах от —7,0 до —16°,5, содержание жидкой фазы в ледяных образованиях колебалось от 7,3 до 22,2% к весу льда.

Отмеченное распределение жидкой фазы в толще ледяных покрытий, в свою очередь, отражается на послойном изменении прочности льда. Если судить о прочности льда по временному сопротивлению разрыву, то в среднем отношение прочности нижних слоев к верхним составляло 2 : 3, при наибольшей разнице 5 *кг/см*^{2}.

По мнению Джеллинека (Jelinek, 1957—1961), лед «прилипает» (адгезируется) к поверхности подложки благодаря разности давления, возникающей на искривленной поверхности раздела при наличии промежуточного жидкообразного слоя. При толщине $2 \cdot 10^{-6}$ *см* натяжение разграничивающей поверхности равно 76,4 *дин/см*, разность давлений составляет 70 *кг/см*^{2}, что значительно выше когезии — сопротивление разрыву в массе льда (от 12 до 15 *кг/см*^{2}). Отмечено, что сопротивление разрыву в массе льда увеличивается с уменьшением объема льда. Джеллинек выдвигает предположение, что по-видимому жидкообразный слой должен представлять перманентный переход от кристаллического твердого тела (льда) к довольно вязкой жидкости со свойствами, обусловленными природой поверхности (металл, полимер, горная порода, минерал). Нам кажется, что такое предположение неоправданно упрощает представление о строении жидкообразного слоя хотя бы потому, что монослой молекул воды, покрывающий поверхность инородного тела, обладает исключительно высокой прочностью связи. Следовательно, трансляционные перескоки молекул, характерные для воды, в монослое отсутствуют.

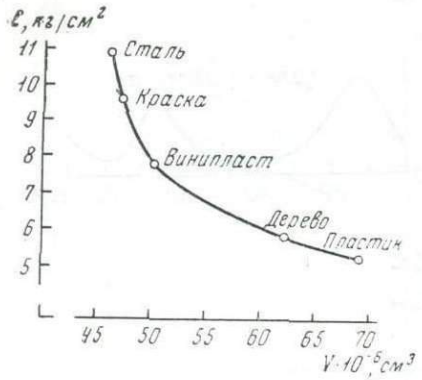


Рис. 3. Зависимость сил сцепления между кристаллами льда от объема кристаллов на различных материалах

Выведенные Джеллинеком на основании данных экспериментов значения толщины жидкообразного слоя находятся в пределах от 10^{-5} до 10^{-6} *см* при —4°,5, а значения вязкости при этих условиях колебались в пределах от 70 до 700 *пуаз* для поверхности раздела лед — нержавеющая сталь и от 15 до 150 *пуаз* для поверхности раздела лед — кварц. Джеллинек определил температуру перехода от адгезии пресного льда к нержавеющей стали к его когезии (для образцов малых размеров) — она равнялась —13°.

Проведенное М. Н. Лаптевым изучение природы адгезии и когезии льда в натурных условиях на кораблях и изучение механических свойств на моделях в лаборатории позволили выявить ряд новых свойств.

Прочность льда (сцепление) во многом зависит от его структуры. Согласно наблюдениям Голубева и Лаптева, прочность морского льда и адгезия повышаются при уменьшении размеров кристаллов (рис. 3) или с увеличением контактной поверхности, тогда как адгезия пресного льда возрастает с увеличением размеров кристаллических зерен.

Адгезия зависит не только от термодинамических условий состава, строения подложки и льда, но и от положения поверхности намерзания в пространстве. Изменение угла наклона основания отражается на промежуточном жидкообразном слое и на структуре приконтактного слоя льда (размеры, ориентировка кристаллов, удельная поверхность, пористость), что, в свою очередь, отражается на адгезии.

Одним из главных факторов, ослабляющих адгезию и сцепление, является жидкая фаза ледяного тела. Увеличение солености и повышение температуры сопровождается возрастанием жидкой фазы на контакте между подложкой и льдом и во всей массе ледяного покрытия, а это приводит к резкому снижению всех элементов прочности (рис. 4).

Мы рассматриваем две разновидности адгезии, отличающиеся по

своей природе и прочности связи,— плоскостную и объемную. Первая возникает на монолитной, гладкой поверхности подложки, вторая — на пористой и шероховатой. Объемная адгезия характеризуется большей силой связи, возникающей за счет увеличения контакта, проявления дополнительных центров сцепления в вершинах и на гранях неровностей и за счет прорастания кристаллов в поры. Если судить о когезии ледя-

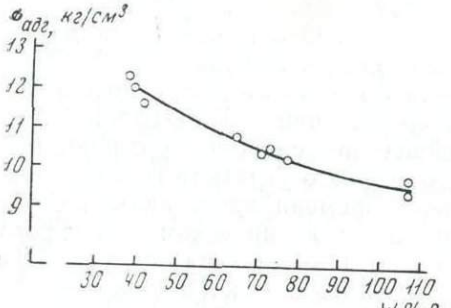


Рис. 4. Зависимость сил адгезии льда со сталью от содержания во льду жидкой фазы

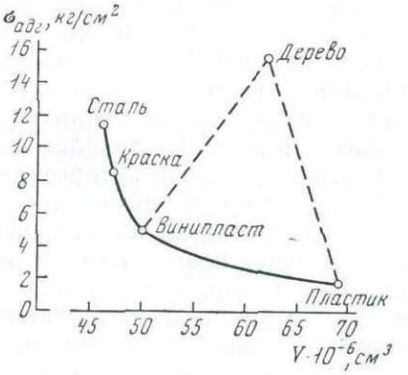


Рис. 5. Зависимость сил адгезии льда от объема кристаллов на различных материалах

ного покрытия по силе сцепления, то прочность льда, образованного на деревянном основании, была ниже прочности льда на винипласте и составляла 5,8 *кг/см*². Для такой же структуры ледяного покрытия на дереве и при одинаковой температуре адгезия оказалась максимальной (15,5 *кг/см*²) и была выше на 4 *кг/см*² адгезии со сталью (рис. 5). Резкое увеличение адгезии с деревом по сравнению с адгезией с другими материалами обусловлено прорастанием кристаллов льда по порам внутрь подложки, т. е. возникновением объемной адгезии.

Наименьшей силой адгезии со льдом обладает органоэпоксидное покрытие при температуре —15°; она составляла 1,6 *кг/см*² и была меньше адгезии со сталью в 6,3 раза, а адгезии с деревом в 8,6 раза (см. рис. 5).

ЛИТЕРАТУРА

Савельев Б. А. Строение, состав и свойства ледяного покрова морских и пресных водоемов. Изд-во МГУ, 1963.

Савельев Б. А. Руководство по изучению свойств льда. Изд-во МГУ, 1963.

Иванов Н. П. и др. Теории прочности нежестких дорожных одежд. «Мат-лы к IV Международному конгрессу по механике грунтов и фундаментостроению». М., Изд-во АН СССР, 1957.

Дистлер Г. М., Кобзарева С. А. Дальнодействие поверхностных сил. «Тез. докл. на III конф. по поверхностным силам». М., Изд. Института физической химии АН СССР, 1966.

Белицкий И. А. Физико-химические свойства природных цеолитов. Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1968.

Чжао Цзе-сань. Электрические заряды на поверхности минеральных частиц и их влияние на формирование связей в дисперсионных грунтах. Автореф. канд. дис., М., 1963.

Jelinek H. H. G. Liquid — like Layers on Ice. «J. Appl. Phys.», 1961, vol. 32.

Jelinek H. H. G. Tensile properties of ice adhesiring to stainless steel. «Research Report», № 23, 1967.

Jelinek H. H. G. Adhesive properties of ice. «Research Report» № 38, 1957.

В. Е. ХАИН

ЭПИПЛАТФОРМЕННЫЕ ОРОГЕННЫЕ ПОЯСА

(краткий обзор современных представлений)

Зарождение представления об этой категории орогенных поясов относится к двадцатым годам нашего века. Оно возникло на материале Центральной Азии и связано с именами Э. Аргана и В. А. Обручева [1]. Действительно, в этой части света с исключительной наглядностью видно, что ряд высочайших горных сооружений (Тянь-Шань, Алтай, Куньлунь и др.) образовался в новейшее, неогеново-четвертичное время на месте территорий, которые задолго до этого утратили геосинклинальный характер и в течение длительного времени представляли собой в геоморфологическом смысле равнины, а в тектоническом — платформы. В. А. Обручев назвал горные сооружения данного типа возрожденными горами, а Э. Арган — глубинными складками. Мнение о том, что они составляют особый род крупнейших структурных элементов земной коры, равнозначный геосинклиналям и платформам, но отличный от них, было впервые достаточно четко высказано Г. Ф. Мирчинком (1940), выделившим их под названием глыбовых структур. Однако и после этого ряд исследователей причислял эти области к разряду то возрожденных геосинклиналей (А. Д. Архангельский и др.), то переработанных, активизированных платформ (В. В. Белоусов и др.). Предложение различать среди орогенных поясов эпигеосинклинальные и эпиплатформенные и отнести рассматриваемые образования к последним впервые было сделано С. С. Шульцем (1964), а также А. Л. Яншиным и В. Е. Хаиным. Термин «эпиплатформенные орогенные пояса» в последние годы получил в нашей стране достаточно широкое признание, хотя предлагались и некоторые другие термины (дива-структуры — В. Л. Масайтис, Ю. Г. Старицкий, Чень Го-да, области активизации — А. Д. Щеглов, эпигональные структуры — П. М. Хренов и Ю. В. Комаров и др.).

Можно предложить следующее определение эпиплатформенных орогенных поясов (ЭПОП) — подвижные пояса в пределах континентов, характеризующиеся абсолютным преобладанием интенсивных поднятий и соответственно средне- и высокогорным рельефом, обладающие сводово-глыбовой структурой, большой (тысячи километров) протяженностью и значительной (сотни, иногда более тысячи километров) шириной, возникшие на месте территорий, развивавшихся в течение длительного (сотни млн. лет) времени в условиях платформенного режима. Современные ЭПОП образовались на новейшем этапе развития земной коры — начиная с конца эоцена — олигоцена или позднее. Образование ЭПОП представляет крайнюю форму проявления процесса, названного В. В. Белоусовым тектонической активизацией (имеется в виду активизация поднятий; активизация погружений ведет к регенерации геосинклиналей и обычно именуется, следуя Г. Штилле, просто регенерацией).

По своему расположению ЭПОП могут быть подразделены на три

---

[1] Как отметил Ж. Обуэн, еще более ранние идеи о существовании внегеосинклинальных орогенных поднятий можно обнаружить в работах Дж. Дэна.

типа: 1) перигеосинклинальные; 2) периокеанические; 3) интракратонные (Хаин, 1966).

Перигеосинклинальные ЭПОП представляют собой окраинные части платформ, втянутые в орогенный период развития геосинклиналей в их общее поднятие и нередко вошедшие в состав возникших при этом горных стран. Подобные ЭПОП сопровождают, хотя и с перерывами, оба крупнейших молодых складчатых пояса Земли—Тихоокеанский и Средиземноморский. Они особенно типичны для периферии восточной части Тихоокеанского пояса — системы Кордильер. Здесь к ним относятся, с севера на юг, хр. Брукса на Аляске, горы Франклин и Макензи в Канаде, Восточные Скалистые горы США с плато Колорадо, Сьерра-де-Мерида Венесуэлы, Восточная Кордильера Центральных Анд в пределах южного Перу, Боливии и северной Аргентины, Сьерра-Пампа в Аргентине. В своей основе это области раннедокембрийской (горы Франклин и Макензи, Восточные Скалистые горы США), позднедокембрийской (Сьерра-Пампа), или герцинской (хр. Брукса, Сьерра-де-Мерида, Восточная Кордильера Центральных Анд) консолидации, испытавшие орогенную активизацию либо в конце мезозоя и повторно в кайнозое (Кордильеры Северной Америки), либо только в конце кайнозоя (Кордильеры Южной Америки). Ю. М. Пущаровский (1969) назвал подобные структуры, периферические по отношению к эпигеосинклинальным орогенным поясам, резонансно-тектоническими, желая подчеркнуть, что их образование в пределах платформ было связано с влиянием активных процессов в смежной геосинклинали. Т. В. Молчанова (1969), развивая это положение, описала в качестве структур данного типа ряд зон Кордильер Америки, перечисленных выше. Для Восточных Скалистых гор близкую трактовку мы находим уже в трудах Ф. Кинга (1961, 1968).

К рассматриваемому типу ЭПОП принадлежит и ряд горных сооружений или участков по северной и южной периферии Средиземноморского пояса — область Прованса и Приморских Альп на юге Франции, Предбалканская зона в Болгарии, Горный Крым, Лабино-Малкинская зона и зона Передового хребта центральной части северного склона Большого Кавказа, Большой Балхан, Бенди-Туркестан, Парапамиз, Гиндукуш, Памир, Каракорум и, наконец, Гималаи (но не целиком, а исключая Гималаи Тибета), а на крайнем юго-западном фланге—Атлас (кроме Телля и Рифа). Складчатая основа ряда этих сооружений киммерийская — позднекиммерийская для Горного Крыма, Большого Балхана, Центрального и Юго-Восточного Памира и Каракорума, раннекиммерийская для Бенди-Туркестана, герцинская для периальпийских цепей Южной Франции, Передового хребта Центрального Кавказа, Парапамиза, Гиндукуша, Северного Памира и Атласа, докембрийская для Гималаев и Анти-Атласа.

По западной периферии Тихоокеанского пояса к числу горных сооружений данного типа можно отнести Верхояно-Чукотскую горную страну (с некоторыми оговорками, см. ниже), горные хребты Восточной Маньчжурии и северной Кореи, область Катазии, горы Флиндерс и Лофти в южной и Австралийские Альпы в восточной Австралии, т. е. киммериды, герциниды, каледониды, байкалиды и даже активизированные области раннедокембрийской консолидации (север Кореи).

Достаточно широким распространением пользуются и эпиплатформенные горные сооружения периокеанического типа. Наиболее ярко выражены они в Восточной Африке и Западной Аравии, образуя Аравийско-Африканский ЭПОП, занимающий периферическое положение по отношению к Индийскому океану. Меньшего масштаба горные

сооружения Западных и Восточных Гат окаймляют с обеих сторон субконтинент Индостана. Вдоль атлантического побережья Южной Америки протягиваются горные хребты Бразильского (Серра-ду-Мар) и Гвианского нагорий, Северной Америки (Аппалачи), п-ва Лабрадор и Восточной Гренландии, Европы (Скандинавские горы), Шотландии и Африки (Гвинейские горы). На крайнем юге Африки Периатлантический и Перииндоокеанский орогенические пояса сближаются настолько, что вся южная оконечность континента оказывается охваченной новейшими поднятиями. Все эти системы поднятий находятся в коррелятивной связи с протягивающимися параллельно им в пределах подводной окраины континентов и частично низменного побережья глубокими периокеаническими прогибами, выполненными мощными (до 8—10 *км* и более) осадочными толщами, теперь обнаруженными почти повсеместно вдоль окраин Атлантического и Индийского океанов.

Третий тип эпиплатформенных орогенических поясов — внутриконтинентальные, точнее интракратонные ЭПОП. К данному типу относятся возникшие на месте и в пределах континентальных платформ горные сооружения, которые находятся в значительном удалении как от геосинклиналей, так и от океанов и представляют собой нередко вполне изолированные, окруженные со всех сторон неактивизированными участками платформ, области поднятий. Самый крупный и значительный орогенный пояс рассматриваемого типа — классический Центрально-Азиатский пояс, протягивающийся от Тянь-Шаня на западе до Становика и Большого Хингана на востоке и от Прибайкалья на севере до Тибета на юге. Но на западе этот пояс смыкается через Памир с перигеосинклинальным обрамлением Средиземноморского пояса, а на востоке, через Джугджур и Малый Хинган — с перигеосинклинальным обрамлением Тихоокеанского пояса. Обособленное положение занимают другие представители этого типа ЭПОП: Урал, хр. Быррангa на Таймыре, нагорье Путорана на севере Сибирской платформы, нагорья Хоггар и Тибести в северной части Африканской платформы, горы Макдоннел и Масгрейв в центре Австралийской платформы, и др. По существу именно к таким эпиплатформенным горным сооружениям применимо название областей автономной активизации, в несколько ином смысле предложенное и примененное А. Д. Щегловым (1968) [2].

Период образования современных эпиплатформенных орогенных поясов охватывает олигоцен — антропоген, т. е. совпадает с орогенным периодом развития альпийских геосинклиналей. По занимаемой ими в настоящее время площади эпиплатформенные орогенные пояса не только не уступают, но даже превосходят эпигеосинклинальные альпийские орогенные пояса, составляя около 60% общей площади орогенных поясов континентов. Не уступают они последним также ни по высоте, ни по сейсмической активности.

Рассматривая историю современных ЭПОП, можно заметить, что составляющие их горные сооружения возникли на разных стадиях новейшего этапа развития земной коры, причем в ряде случаев тем позднее, чем дальше они отстоят от альпийских геосинклиналей. Так, Памир был втянут в горообразование уже в конце эоцена, Тянь-Шань — в олигоцене, а север Алтае-Саянской области — лишь в плиоцене. Такой ход процесса был отмечен еще В. А. Обручевым и подтвержден исследованиями Л. Б. Вонгаза и др. На южном крыле альпийского Средиземно-

[2] Понятием тектонической активизации, как часто бывает с новыми и потому модными терминами, начинают несколько злоупотреблять, особенно наши металлогенисты, когда применяют его, в частности, к отдельным внутренним участкам, например, срединным массивам в пределах альпийских эпигеосинклинальных орогенных поясов.

морского пояса Гималаи интенсивно поднялись лишь в плиоцене—плейстоцене. На северо-востоке СССР, где волна горообразования распространялась не с юга на север, как в Центрально-Азиатском поясе, а с востока на запад — от Корякского нагорья к Верхоянскому хребту (А. А. Наймарк), последний, как показал Г. Ф. Лунгерсгаузен на основании состава галечников террас правых притоков р. Лены, поднялся лишь в четвертичное время. Разумеется, эта закономерность не распространяется на периокеанические и вполне автономные интракратонные ЭПОП. Синхронность их образования с альпийским орогенезом лишь указывает на глобальную активизацию тектогенеза в новейшее время, обусловленную какой-то общей причиной.

Вопрос о проявлении эпиплатформенного орогенеза в более ранние геологические эпохи являлся предметом споров, поскольку некоторыми исследователями (В. В. Белоусов, Н. И. Николаев) было высказано мнение, что появление горных сооружений данного типа составляет специфику неотектонического этапа развития земной коры и даже является, вместе с формированием океанов, одним из признаков его вступления в качественно новую фазу. Однако в настоящее время большинство исследователей скорее склонно поддержать противоположную точку зрения, высказанную С. С. Шульцем, А. Е. Михайловым и др., о неоднократном образовании эпиплатформенных горных сооружений в геологическом прошлом. Это подтверждается опытом составления «Атласа литолого-палеогеографических карт СССР» (1968—1969 гг.) и примерами отдельных областей. Так в Алтае-Саянской области в течение позднего протерозоя и палеозоя наблюдается постепенное отступание зон геосинклинального погружения и эпигеосинклинального орогенеза от Сибирской платформы к Иртышу. Вместе с тем зоны, уже испытавшие консолидацию, в каждую очередную орогеническую эпоху вновь вовлекаются в активизацию с возрождением горного рельефа, оживлением вулканизма, внедрением интрузий гранитоидов. Так, зона байкальской (предвендской) консолидации Восточного Саяна (центральная часть и северо-восточный склон) испытала повторный орогенез в салаирскую (поздний кембрий) и каледонскую (ранний девон) эпохи, зона салаирской консолидации юго-западного склона Восточного Саяна — в каледонскую эпоху, каледониды Горного Алтая — в герцинскую эпоху. Подобным же образом область каледонской консолидации западной части Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня была повторно вовлечена в герцинский орогенез в связи с его проявлением в смежных геосинклиналях — Зайсанской, Джунгаро-Балхашской, Южно-Тяньшаньской.

Северная периферия Монголо-Охотского пояса, образованная каледонидами, байкалидами и карелидами (Становик) очень интенсивно активизировалась в конце юры — начале мела в связи с киммерийским орогенезом осевой части пояса. Активизация, связанная с киммерийским орогенезом Тихоокеанского и Монголо-Охотского поясов и Индокитайской геосинклинальной области, охватила обширную территорию Китая, Монголии и прилегающих районов СССР к югу от Сибирской платформы. В качестве свидетеля этой активизации сохранились многочисленные впадины, выполненные континентальными (речными, озерными), обычно красноцветными молассоидными отложениями верхней юры — нижнего мела. Такие впадины в свое время были названы В. В. Белоусовым впадинами забайкальского типа, а в работах М. С. Нагибиной, а затем в «Тектонике Евразии» они получили название впадин тихоокеанского типа. В действительности же это межгорные прогибы киммерийского эпиплатформенного орогенеза.

Вообще область Центральной Азии, и в том числе находящаяся на территории СССР ее северная окраина, испытывала неоднократную орогенную активизацию, практически в каждую планетарную эпоху тектоно-магматической активизации. В пределах южного обрамления Сибирской платформы это выразилось, в частности, в многократном «омоложении» радиометрических датировок возраста пород, отраженном на геохронологических картах, составленных в Институте геологии докембрия («Геология и геохронология...», 1968). Южный Тянь-Шань в промежутке между основным, герцинским, эпигеосинклинальным и альпийским, олигоцен-четвертичным, эпиплатформенным орогенезом испытал активизацию под воздействием раннекиммерийского (начало юры) и позднекиммерийского (конец юры — начало мела) орогенезов. Такие области неоднократного оживления поднятий могут быть названы рекурентно- (т. е. возвратно)-орогеническими. Они по существу никогда и не превращались в молодые платформы, а в лучшем случае переживали время от времени, в промежутке между эпохами горообразования, фазы квазиплатформенного развития. К числу таких областей в СССР принадлежат Тянь-Шань, Алтае-Саянская и Байкало-Становая области. Они противостоят в этом смысле настоящим молодым платформам — Скифской, Туранской, Западно-Сибирской, в основе которых лежат ядра раннедокембрийской стабилизации.

Предрасположенность консолидированных областей к повторному вовлечению в орогенез определялась в основном двумя факторами: 1) близостью к активным геосинклиналям (перигеосинклинальные ЭПОП), краям молодых океанов (периокеанические ЭПОП) или расположением в зонах, сохранивших потенциальную активность глубинных разломов; 2) возрастом платформообразующей складчатости и, соответственно, эпигеосинклинального орогенеза. Чем моложе возраст последнего, тем легче, при прочих равных условиях, вовлекается данная зона в повторный орогенез. Действительно, позднекиммерийские сооружения почти на 100% вовлечены в альпийский орогенез, среди раннекиммерийских мы знаем уже небольшое число погребенных (Западное Предкавказье), среди герцинских сооружений оно значительно больше (восточный склон и южное погружение Урала, северо-западнее Тянь-Шаня и т. д.), но площадь областей добайкальской консолидации, охваченных новейшим орогенезом, очень не велика по сравнению с байкалидами и палеозоидами. В Африке, например, наблюдается удивительно полное совпадение зон новейшей активизации и горообразования с зонами позднепротерозойского — раннепалеозойского (дамаро-катангского) тектогенеза.

В связи с тем, что поздние киммериды испытали практически повсеместное вовлечение в альпийский орогенез и перед тем лишь сравнительно непродолжительную (поздний мел — миоцен Верхояно-Чукотской области) квазиплатформенную паузу, местами вообще отсутствовавшую (Северо-Американские Кордильеры), они занимают промежуточное положение между эпигеосинклинальными и эпиплатформенными орогенными системами и стоят, особенно во втором случае, ближе к первым.

Внутренняя структура эпиплатформенных орогенных поясов довольно изменчива в зависимости от их типа и возраста складчатости, т. е. степени консолидации субстрата, на котором они образовались. Общей чертой всех ЭПОП является абсолютное преобладание поднятий; впадины занимают подчиненное положение, их прогибание является часто лишь относительным, поскольку дно их оказывается заметно приподнятым над уровнем океана. Значительная часть продуктов размыва горных сооружений выносится за пределы ЭПОП; те, кото-

рые накапливаются в межгорных и предгорных прогибах, образуют молассовую надформацию, в общем довольно сходную с молассами эпигеосинклинальных орогенных поясов. Отличием служит преобладание континентальных фаций, но в нижней части молассовых комплексов они тонкообломочные (нижняя моласса), в верхней — грубообломочные (верхняя моласса).

Перигеосинклинальные ЭПОП чаще всего состоят из чередования поднятий и прогибов, шириной от нескольких десятков до первых сотен километров. Эти «мегаскладки» (складки основания по Аргану), реконструируемые в случае поднятий по фрагментам исходной поверхности выравнивания, разбиты на блоки-ступени вертикальными разрывами; наиболее значительные из них занимают пограничное положение между поднятиями и прогибами. Благодаря этому первые могут быть названы горст-мегантиклиналями, вторые — грабен-мегасинклиналями. В некоторых регионах пограничные разрывы между ними представляют собой надвиги, по которым породы, слагающие поднятия, в том числе кристаллические образования докембрия, перекрывают осадочное выполнение впадин с амплитудой в несколько километров. Такие надвиги обнаружены в Прибайкалье и Забайкалье. Широко известным примером является Ангарский надвиг докембрия на юру, ныне подтвержденный бурением. В. Н. Данилович (1963), детально описавший эти надвиги, назвал их аркогенными, т. е. связанными со сводообразованием (аркогенез, по Е. В. Павловскому). Подобные же надвиги имеют широкое распространение в Восточных Скалистых горах США; установлены они теперь и в Северном Тянь-Шане (Макаров, 1969).

Происхождение аркогенных надвигов служит предметом разногласий, отражающих коренное различие во взглядах на условия образования самих ЭПОП. Исследователи, утверждающие что орогенные пояса формируются под влиянием вертикальных движений, считают эти надвиги следствием гравитационного разваливания сводовых поднятий. В подтверждение такой трактовки приводятся данные об увеличении наклона поверхности надвигов с глубиной (по буровым материалам) и о существовании компенсирующих растяжение грабенов в центральных частях сводов. Другая группа исследователей считает, что структура ЭПОП данного типа создана в основном горизонтальными напряжениями сжатия, направленными со стороны смежных геосинклиналей. Как отмечает В. И. Макаров на материале Северного Тянь-Шаня, надвиги развиты здесь в основном на участках сужения и уменьшения глубины межгорных прогибов и сближения поднятий, а не наоборот, как следовало ожидать в случае гравитационного происхождения надвигов. Ясно, что вопрос нуждается в дальнейшей разработке. Степень участия осадочного чехла ЭПОП в деформациях их фундамента, в общем, весьма изменчива. Как правило, складчатые деформации затрагивают в основном молассовый комплекс межгорных и предгорных прогибов, где наблюдаются складки отраженного типа — надразломные (в основном по периферии прогибов), диапировые (в случае присутствия в разрезе эвапоритов), приразломные — близ аркогенных надвигов. В отдельных случаях чехол весь охватывается напряженной складчатостью общего сжатия, с развитием надвигов и даже шарьяжей (Северный Памир). В других случаях он останется практически очень слабо дислоцированным — субгоризонтальным или моноклинально наклоненным в сторону неактивизированной части платформы (северный склон Центрального Кавказа, северный склон и предгорья Горного Крыма).

Глубинное строение ЭПОП перигеосинклинального типа характеризуется, насколько можно судить по ограниченным данным, увеличен-

ной мощностью коры. Так, мощность коры в Тянь-Шане и Памире составляет 55—65 *км* по сравнению с 40—45 *км* на Туранской плите. При этом наблюдается прямое соответствие между рельефом поверхности, структурным рельефом и рельефом подошвы коры, т. е. действительно система мегаскладок коры в целом.

Магматическая активность в пределах рассматриваемого типа ЭПОП проявляется неравномерно. В одних сооружениях этого типа она практически отсутствует, а в других — получила довольно мощное развитие, причем нередко в форме вулкано-плутонических ассоциаций кислой магмы. Последнее было особенно характерно для западной периферии Тихоокеанского геосинклинального пояса с его Монголо-Охотским ответвлением в мезозое. Широким распространением здесь обладают позднеюрские — раннемеловые интрузии гранитоидов, обычно с весьма высоким содержанием кремнезема и повышенным — щелочей. Такой характер магматизма следует связывать с образованием магматических очагов в основании гранитного слоя коры, что достаточно естественно увязывается с ее значительной мощностью, препятствующей непосредственному проникновению в верхние горизонты коры и на дневную поверхность базальтовых расплавов мантийного происхождения.

Существенно иной тип строения эпиплатформенных орогенных поясов свойствен их внутриконтинентальной и периокеанической разновидностям. Наиболее отчетливо он проявлен в Аравийско-Африканском ЭПОП. Этот пояс состоит из трех следующих один за другим с севера на юг огромных, но, в общем, пологих сводовых поднятий — Нубийско-Аравийского, Абиссинского (Эфиопско-Сомалийского) и Угандо-Аравийского; к стыку первых двух причленяется с востока четвертый свод — Йемено-Сомалийский. Эти своды рассечены по оси узкими, но очень протяженными и глубокими грабенами — рифтами, отчетливо выраженными в рельефе; таковы рифты Красного моря, Аденского залива, Эфиопский рифт, рифт оз. Малави. К северу от грабена оз. Малави рифтовая зона, осложняющая Угандо-Танзанийский свод, разветвляется: ее западная ветвь протягивается через озера Киву, Эдуард и Альберт, а восточная (рифт Грегори) мимо вулканов Килиманджаро, Кения и Элыгон следует к оз. Рудольф, за которым сливается с Эфиопским рифтом. Рифты ограничены сбросами, нередко ступенчатыми, с амплитудой в первые километры и заполнены озерно-речными неоген-четвертичными осадками, практически нескладчатыми.

Близкий по строению Байкальский свод, осложненный рифтовой зоной оз. Байкал, продолжающейся на юго-запад через Тункинскую долину к оз. Хубсугул в Монголии и на северо-восток вплоть до Чарской долины в Северо-Байкальском нагорье. К числу типичных рифтов принадлежит и Рейнский грабен в Западной Европе, расчленивший ранее единый свод Вогез и Шварцвальда.

Глубинное строение всех этих областей сводо- и рифтообразования имеет определенные общие черты. Земная кора здесь не только не утолщена, но, напротив, утонена против нормальной для континентальных платформ; ее мощность составляет около 30 *км*. Но в основании коры появляются породы промежуточных между корой и мантией свойств (судя по скоростям распространения продольных волн); они могут рассматриваться как выступы астеносферы.

Рифтовые зоны являются зонами повышенной сейсмической активности. В Африке основная часть землетрясений связана именно с Аравийско-Африканской зоной рифтов. По сейсмологическим данным, в очагах землетрясений рифтовых зон господствует растяжение; это озна-

чает, что рифты представляют собой раздвиги крупного масштаба. В ряде районов, например в Западном рифте Восточной Африки, вдоль Западно-Аравийского рифта (залив Акаба — Мертвое море — долина Иордана), *отмечено совпадение рифтовых разломов с разломными ограничениями* отличных по составу и возрасту блоков докембрийского фундамента. На юге Африки молодая рифтовая система, подходящая с севера к долине Замбези, смыкается с более древними рифтами, выполненными образованиями комплекса Карру (верхи карбона — низы юры). В Европе разломы молодого Рейнского грабена продолжаются к северу разломами юрских грабенов севера ФРГ и далее выходят на пермский грабен Осло в южной Скандинавии. Эти и многие другие примеры указывают на достаточно длительное, унаследованное развитие рифтовых систем и на то, что рифты, как и эпиплатформенные орогенные пояса в целом, не являются особенностью новейшего этапа тектонической эволюции земной коры, а неоднократно возникали и в прошлом, особенно в эпохи общей активизации движений на рубеже тектонических циклов. Так как в современную эпоху континентальные рифты закономерно связаны с эпиплатформенными орогеническими поясами, их установление для более ранних эпох служит несомненным показателем проявления эпиплатформенного орогенеза. Это относится, в частности, к позднепалеозойскому — раннемезозойскому времени, рубежу герцинского и киммерийско-альпийского этапов тектонической истории Земли, когда континентальные рифтовые системы получили особенно широкое распространение, а эпиплатформенный орогенез, наиболее интенсивно проявленный на материках гондванской группы, способствовал развитию здесь мощного покровного оледенения. Отмеченный в некоторых районах, например в Южной Африке, глубокий (многие сотни метров) врез ледниковых долин подтверждает существование в этих областях возвышенного рельефа.

Эти выступы астеносферы в сочетании с утонением и разрывами коры создают исключительно благоприятную обстановку для широкого проявления базальтового вулканизма. И действительно, огромные поля *базальтовых излияний сопровождают эпиплатформенные орогенные области* данного типа, в особенности Аравийско-Африканскую. Наряду с нормальными базальтами встречаются щелочные базальты и ультращелочные породы, а также, но не повсеместно, кислые лавы. Происхождение последних следует связывать с активностью вторичных, коровых очагов в низах гранитного слоя коры.

Обращает на себя внимание большое сходство между рифтами и авлакогенами. Последние отличаются разве только меньшей ролью крупнообломочных осадков в составе их выполнения, но и те, и другие несомненно принадлежат к одному классу планетарных глубинных раздвиговых структур, рифтов в широком смысле слова, и точнее к подклассу континентальных рифтов.

Первоначально считалось, и это нашло подтверждение в опытах Г. Клооса, что образование рифтов есть следствие растяжения сводовых поднятий. Однако выяснилось, что масштабы рифтов превосходят размеры такого растяжения и что в ряде случаев (например, Байкальский рифт) рифты возникают одновременно с началом сводообразования, еще до того как растяжение достигло своего максимума. Процесс вулканизма, вынос значительных количеств магмы из подкоровых очагов несомненно мог способствовать оседанию дна рифтов, но вряд ли является причиной самого возникновения рифтов, так как далеко не всегда вулканизм предшествует рифтообразованию и иногда проявляется вообще лишь в очень ограниченных масштабах. Все это приве-

ло некоторых исследователей к отрицанию причинных связей между рифто- и сводообразованием и объяснению генезиса рифтов действием чисто горизонтальных усилий (например — Чекунов, 1968,— применительно к Днепровско-Донецкому авлакогену). Представляется, однако, что последняя точка зрения не вполне отвечает действительности.

Рассматривая происхождение рифтов, необходимо учитывать прежде всего, что они обычно закладываются по древним тектоническим швам — потенциально ослабленным зонам литосферы. Для раскрытия этих швов достаточно, очевидно, очень небольшого начального поднятия, но это раскрытие и образование поднятия ведет к уменьшению нагрузки на астеносферу, подъему ее кровли и росту астеносферного выступа, в конечном счете достигающего подошвы коры и оттесняющего в стороны верхнюю мантию нормальной плотности. С прорывом продуктов плавления астеносферного выступа через утоненную кору начинается вулканизм, обычно не компенсирующий разрастания этого выступа. Последнее ведет как к росту сводового поднятия, так и к расширению и углублению рифта. В конечном счете, как показывает пример Красного моря, может произойти полный разрыв коры и внедрение мантийного материала в образовавшееся зияние. Отрицательные гравитационные аномалии, возникшие на начальной стадии рифтообразования в связи с прогибанием поверхности коры, ее утонением, заполнением прогиба рыхлыми осадками и подъемом навстречу астеносферного материала, сменяются теперь положительными вследствие полного замещения континентальной коры новообразованной корой океанического типа.

Два охарактеризованные выше типа строения эпиплатформенных орогенных поясов — тянь-шаньский и восточноафриканский, как их назвал В. В. Белоусов (1966),— далеко не исчерпывают всего их разнообразия, которое свойственно, впрочем и эпигеосинклинальным орогенным поясам. Только в одном перигеосинклинальном эпиплатформенном орогенном поясе Кордильер мы наблюдаем и мегаскладчатоглыбовую структуру Восточных Скалистых гор, гор Франклин и Макензи и чисто глыбовую Сьерры-Пампы, сводово-глыбовую Венесуэльских Анд и чешуйчато-надвиговое строение хр. Брукса и Восточной Кордильеры южного Перу и Боливии. Несомненно это один из вопросов, требующих дальнейшей разработки.

Итак, все сказанное выше вполне подтверждает, как нам кажется, правомерность выделения эпиплатформенных орогенных поясов в самостоятельную категорию крупнейших структурных элементов земной коры и подвижных и орогенных поясов, в частности, и, более того, показывает, что эти пояса могут быть в свою очередь подразделены на достаточно сильно отличающиеся друг от друга типы. Вместе с тем уже приходилось отмечать (Богданов, Муратов, Хаин, 1963), что длительность существования эпиплатформенных орогенных поясов, составляющая, как правило, несколько десятков миллионов лет, намного меньше длительности развития геосинклинальных поясов и платформ. Однако это общее свойство всех орогенных поясов, не только эпиплатформенных, но и эпигеосинклинальных, и срединно-океанических. Оно, естественно, связано с тем, что характерный для всех орогенных поясов высокий тепловой поток, вызывающий крупные теплопотери астеносферы, неизбежно должен вызвать ее общее охлаждение и хотя бы временный спад тектонической активности.

Практическое значение выделения эпиплатформенных орогенных поясов связано с тем, что они отличаются и весьма своеобразной металлогенией. Это было показано в работах ряда советских исследователей:

В. И. Смирнова, Д. И. Горжевского, В. Н. Козеренко, М. И. Иициксона, Е. Д. Карповой, Е. А. Радкевич, но наиболее подробный анализ дан в специально посвященной этому вопросу монографии А. Д. Щеглова (1968). Правда, Щеглов, как справедливо отметил в рецензии на его книгу Е. Т. Шаталов (1969), чрезмерно широко толкует понятие областей и этапов активизации, включая в него и области эпигеосинклинального орогенеза, особенно срединные массивы, но в целом его попытка выявить металлогеническую специфику поясов эпиплатформенного орогенеза представляется интересной и ценной. Руководствуясь данными Щеглова, можно указать, что для ЭПОП характерны гидротермальные (мезо-эпитермальные) месторождения олова, вольфрама, свинца, цинка, золота, серебра, сурьмы, урана, молибдена, меди, в связи с трещинными и кольцевыми интрузиями гранодиорито-монцонитов, гранитов, гранит-порфиров, щелочных гранитов; ниобия, тантала, редких земель, флюорита — в связи с карбонатитами; телетермальные месторождения свинцово-цинковых руд и киновари. Очевидно, что каждому из выделенных выше типов ЭПОП должна быть свойственна определенная минерализация, в рамках данной выше общей характеристики. Щеглов попытался наметить 9 металлогенических типов областей активизации, но в число этих типов вошли и металлогенические провинции эпигеосинклинальных горных сооружений и срединных массивов. Рудные месторождения ЭПОП, как отмечают Щеглов и другие исследователи, строго контролируются разрывными нарушениями, часто лежат на пересечении разрывов разного направления и нередко характеризуются значительными размерами рудных тел. Проблема металлогении эпиплатформенных орогенных поясов нуждается в дальнейшей конкретизации.

ЛИТЕРАТУРА

Арган Э. Тектоника Азии. ОНТИ, 1935.

Байкальский рифт. М., «Наука», 1967.

Белоусов В. В. Явление тектонической активизации в развитии земной коры. В кн.: «Активизированные зоны земной коры». М., «Наука», 1964.

Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., «Наука», 1966.

Данилович В. Н. Аркогенный тип надвигов. «Геол. и геофиз.», 1963, № 2.

Иициксон М. И. Новые аспекты металлогении подвижных поясов восточноазиатского типа в связи с особенностями глубинного строения Тихоокеанской окраины СССР. В кн.: «Современные проблемы металлогении». М., «Наука», 1967.

Кинг Ф. Б. Геологическое развитие Северной Америки. М., ИЛ, 1961.

Кинг Л. Морфология Земли. М., «Прогресс», 1967.

Комаров Ю. В., Хренов П. М. О типе развития мезозойских континентальных тектонических структур Восточной Азии. «Тез. докл. совещ. по пробл. тектоники». М., «Наука», 1962.

Корешков И. В. Области сводового поднятия и особенности их развития. М., Госгеолтехиздат, 1960.

Макаров В. И. Структурно-морфологический анализ новейших деформаций Центрального Тянь-Шаня. Автореф. канд. дис. Изд-во МГУ, 1969.

Масайтис В. Л., Старицкий Ю. Г. Структуры «дива» Восточной Азии. В кн.: «Строение и развитие земной коры». М., «Наука», 1964.

Мирчинк Г. Ф. Основные закономерности развития земного лика. «Бюл. МОИП», отд. геол., 1940, № 3—4.

Молчанова Т. В. Зоны глыбовых резонансо-тектонических структур периферии Тихоокеанского пояса. «Геотектоника», 1969, № 6.

Нагибина М. С. О тектонических структурах, связанных с активизацией и ревивацией. «Геотектоника», 1967, № 4.

Николаев Н. И. О новом тектоническом этапе развития земной коры. «Бюл. МОИП», отд. геол., 1954, № 2.

Обручев В. А. Юные движения на древнем темени Азии. «Природа», 1922, № 8—9.

Обручев В. А. Основные черты кинетики и пластики неотектоники. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1948, № 5.
Павловский Е. В. Сравнительная тектоника мезозойских структур Восточной Сибири и Великого рифта Африки и Аравии. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1948, № 5.
Павловский Е. В. О некоторых общих закономерностях развития земной коры. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1953, № 5.
Пущаровский Ю. М. Резонансно-тектонические структуры. «Геотектоника», 1969, № 1.
Тектоника Евразии. М., «Наука», 1966.
Хаин В. Е. Возрожденные (эпиплатформенные) орогенические пояса и их тектоническая природа. «Сов. геол.», 1965, № 7.
Чекунов А. В. О механизме образования структур типа авлакогенов (на примере Днепровско-Донецкой впадины). «Геотектоника», 1967, № 3.
Чень Го-да. Область дива — послеплатформенная подвижная область нового типа. «Scientia Sinica», 1965, vol. 14, No. 10.
Шаталов Е. Т. О книге А. Д. Щеглова. «Геол. рудн. местор.», 1969, № 6.
Шульц С. С. Геоструктурные области и положение в структуре Земли областей горообразования по данным новейшей тектоники СССР. В кн.: «Активизированные зоны земной коры». М., «Наука», 1964.
Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. М., «Недра», 1968.
Яншин А. Л. Тектоническое строение Евразии. «Геотектоника», 1965, № 5.

С. А. НЕСМЕЯНОВ

О ЕДИНОЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ СХЕМЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ НОВЕЙШИХ ОТЛОЖЕНИЙ СРЕДНЕЙ АЗИИ И КАЗАХСТАНА[1]

При стратиграфическом расчленении и корреляции верхнетретичных (олигоцен-раннеантропогеновых) толщ большинство исследователей опиралось на выделение естественно обособляющихся литологических комплексов пород (О. С. Вялов, С. С. Шульц, А. Р. Бурачек, Б. А. Петрушевский, П. К. Чихачев, А. Л. Яншин, В. В. Лавров, Н. Н. Костенко, К. В. Никифорова и др.), а при возрастном делении четвертичных — преимущественно на геоморфологические методы (Ф. Ф. Мужчинкин, Н. П. Васильковский, Ю. А. Скворцов, С. С. Шульц, Н. П. Костенко, Е. В. Шанцер и др.). В. И. Попов, применив ритмостратиграфический метод, подчеркнул необходимость учета ритмичности при расчленении верхнетретичных отложений. С. А. Несмеянов при корреляции разрезов сложнофациальных толщ предложил контролировать результаты комплексного литологического подхода литологическими изменениями, которые наиболее ярки и выдержанны на широких территориях (частно-литологические методы).

Для сопоставления удаленных разрезов необходимо учитывать только главные факторы. Таких факторов два — тектонический и климатический процессы. Оба они находят отражение в литологической характеристике разрезов верхнетретичных отложений. Геоморфологические же методы, используемые для расчленения однообразных четвертичных отложений, опираются на проявления периодичности климатических изменений, тектонических движений, а также некоторых космических явлений (С. Н. Бубнов, Б. Л. Личков, Г. Ф. Лунгерсгаузен, Л. Б. Рухин, В. Е. Хаин, Ф. Цейнер и др.).

Климатический и тектонический факторы характеризуются поступательно-периодическим типом изменений в новейших образованиях

[1] Доложено 16 апреля 1969 г. на Ломоносовских чтениях Музея землеведения.

Таблица 1

Сопоставление главных стратиграфических схем Средней Азии и Казахстана

<table>
<tr><th rowspan="2">Копет-Даг</th><th rowspan="2">Таджикская депрессия</th><th colspan="6">Впадины Тянь-Шаня</th><th rowspan="2">Чу-Сарысуйская депрессия</th><th rowspan="2">Центральный Казахстан</th><th colspan="2" rowspan="2">Горизонты и подгоризонты сводной шкалы</th></tr>
<tr><th colspan="2">Ферганская</th><th>Нарынская</th><th>Кочкорская</th><th>Иссыккульская</th><th>Илийская</th></tr>
<tr><td>Арвазский комплекс</td><td>амударьинский комплекс</td><td>сырдарьинский макрокомплекс</td><td>ходжаягонинский комплекс
кайраккумский комплекс</td><td colspan="4">токмакский комплекс</td><td>сырдарьинский комплекс</td><td>современный горизонт</td><td>сырдарьинский</td><td>ходжаягонинский
туткаульский</td></tr>
<tr><td>Багирский комплекс</td><td>термезский комплекс
дюшамбинский комплекс</td><td>голодностепский макрокомплекс</td><td>ходжагорский комплекс
охнинский комплекс</td><td colspan="4">аламединский комплекс</td><td>алмаатинская свита</td><td>турланский комплекс</td><td>иртышский горизонт</td><td>голодностепский</td><td>самаркандский
охнинский</td></tr>
<tr><td>Яблоновский комплекс</td><td>верхний
нижний</td><td>илякский комплекс</td><td>верхний
нижний</td><td>ташкентский макрокомплекс</td><td>джаркутанский комплекс
шахристанский комплекс</td><td colspan="4">джергаланский комплекс
онарчинский комплекс</td><td>боролдайская свита</td><td>каракольский комплекс</td><td>лебяженский горизонт</td><td>ташкентский</td><td>джаркутанский
онарчинский</td></tr>
<tr><td colspan="2">Сакисябский комплекс
Иланлинская свита</td><td colspan="2">вахшский комплекс</td><td colspan="2">нанайский макрокомплекс</td><td colspan="4">норуский комплекс</td><td colspan="2">котурбулакская свита</td><td>кошкурганский горизонт</td><td colspan="2">кошкурганский</td></tr>
<tr><td>Арчманский комплекс</td><td colspan="2">кулябская свита</td><td colspan="2">коктюрлюкская свита</td><td colspan="4">шарпылдакская свита</td><td>хоргосская свита</td><td>кокурюмская свита</td><td>верхнегобийский конгломерат</td><td colspan="2">субвиллафранкский</td></tr>
<tr><td rowspan="3">Келятский комплекс
Гяурский комплекс</td><td colspan="2" rowspan="3">бабатагская свита
тавильдаринская свита
хингоусская свита</td><td rowspan="3">аксарайская свита</td><td>«палевая» толща
«бурая» толща
«бледно- и пестроокрашенная» толща</td><td>нарынская свита</td><td>верхняя подсвита
средняя подсвита
нижняя подсвита</td><td>айгырджальская свита
кочкорская свита
верхняя подсвита</td><td>джуукинская свита
согутинская свита</td><td>верхняя подсвита
нижняя подсвита</td><td>илийская свита
санташская свита</td><td>кеншагырская свита
андасайская свита</td><td>битекейские слои
жиландинская павлодарская свиты</td><td colspan="2">субастийский
гиппарионовый
арало-турмейский</td></tr>
<tr><td colspan="2">чульадырская свита</td><td colspan="2">аральская свита</td></tr>
<tr><td colspan="2">больджуанская свита</td><td>массагетская свита</td><td>«пестрокрасноцветная» толща</td><td></td><td>нижняя подсвита</td><td colspan="2">красно-бурая свита</td><td>джетыогузская свита</td><td>верхняя подсвита</td><td>акташская свита</td><td>асказансорная свита</td><td>чаграйская свита</td><td colspan="2">асказансорский</td></tr>
<tr><td>Кюрендагский комплекс</td><td>чильдаринская пачка
шурысайская пачка
сумсарские слои</td><td></td><td>«монотонно-красноцветная» толща
сумсарские слои</td><td colspan="2">киргизская свита
верхи коктурпакской свиты</td><td colspan="2"></td><td colspan="2">верхи коктурпакской свиты</td><td>акбулакская свита</td><td>бактыкарынская свита</td><td>чиликтинская свита</td><td colspan="2">индрикотериевый</td></tr>
</table>

Зак. 245 стр. 44—45.

Следовательно, при расчленении всего комплекса последних можно опираться на принципы, положенные в основу ритмостратиграфии. А это в свою очередь открывает путь к использованию общих закономерностей, свойственных геологической цикличности, для решения стратиграфических задач.

Опираясь на указанные выше положения, удалось провести детальную корреляцию региональных схем верхнетретичных и четвертичных отложений Средней Азии и Казахстана (табл. 1). Датировка позднетретичных и раннеантропогеновых подразделений опирается главным образом на фауну млекопитающих, а средне- и позднечетвертичных — преимущественно на археологические материалы. Единицами сводной шкалы выбраны горизонты (см. статьи автора в сборниках «Жизнь Земли», № 3, 4).

Климатические изменения отражаются, с одной стороны, на физико-химической обстановке осадконакопления, а с другой — на облике органического мира[2]. Поэтому следы смен палеоклиматических обстановок следует искать, во-первых, в литологической неоднородности разрезов, а во-вторых, в специфике палеонтологических остатков, приуроченных к разновозрастным толщам.

Литологические изменения, связанные с изменениями климата, выражаются в первую очередь в окраске глинистой компоненты разреза, а также в изменении состава их хемогенной компоненты — осолоненности, загипсованности, известковистости и т. д. (У. Х. Твенхофел, Н. М. Страхов, Л. Б. Рухин, В. И. Данчев, Д. В. Наливкин, М. Шварцбах, В. И. Синицын и др.).

На описываемой территории в большинстве разрезов толщи новейших осадков, имеют первичную окраску, согласующуюся со слоистостью, и однородную в пределах пластов близкого литологического состава.

Тонкозернистая компонента континентальных новейших отложений Средней Азии и Казахстана характеризуется разной окраской: ярко-красной, палевой, серой, зеленой и переходными между ними. Формирование красной окраски происходит, как известно, преимущественно за счет железосодержащих гидрослюд в условиях жаркого сезонно-влажного климата, при котором обычно не развиваются сплошные лесные массивы. Сероцветные и белесые окраски свойственны гидрослюдисто-каолинитовым глинам, образующимся обычно в лесных зонах гумидного климата, а зеленые — монтмориллонитовым глинам, накапливавшимся главным образом в солоноватоводных и жестководных озерах аридного климата (И. Д. Зхус, В. В. Лавров, Ж. Милло, А. И. Перельман, А. Н. Черняховский и др.). Бурые и красновато-бурые окраски, очевидно, свойственны породам, формировавшимся в условиях теплого климата, но без достаточно сильного периодического увлажнения, а палевые — не только при недостатке влаги, но, по-видимому, и при менее высоком общем температурном фоне.

Климатическая, а соответственно, и флористическая дифференциация территории Средней Азии и Казахстана фиксируется с конца мезозоя. Так называемая «полтавская» вечнозеленая субтропическая флора распространявшаяся, по мнению А. Н. Криштофовича, во второй поло-

[2] Не нужно забывать при этом, что осадконакопление и органический мир представляют собой взаимосвязанные компоненты ландшафтной сферы. Характер растительности, а иногда и животного мира может существенно влиять на обстановку осадконакопления. Геологическое строение местности и почвы, развивающееся на данных породах в конкретной гидрогеологической обстановке, могут в значительной мере определить специфику растительного покрова, а соответственно и облик животного мира.

вине палеогена до Павлодара, постепенно отступала перед развитой севернее «тургайской» листопадной флорой и особенно перед ксерофитной, продвигавшейся на запад из Центральной Азии. Ксерофитная флора оттеснила и полтавскую, и тургайскую. Пустынно-степная зона охватывает в последнее время не только всю Среднюю Азию и Казахстан, но и ряд смежных областей. Следует отметить, что на облик растительности юга Средней Азии существенное влияние оказывала вертикальная поясность, постепенно усиливавшаяся с ростом горных сооружений. Развитие ландшафтно-климатической обстановки сказалось и в изменениях животного мира. Развитие ландшафтов, растительности и животного мира описываемой территории наиболее полно отражено в работах А. Н. Криштофовича, Т. Н. Сикетель, В. В. Лаврова, Б. А. Федоровича, В. М. Синицына, В. С. Бажанова, Н. Н. Костенко, В. С. Корниловой, К. В. Никифоровой, В. Н. Разумовой, М. А. Глазовской, Л. Н. Ржанниковой и др. Ниже дается краткая сводка материалов, позволяющих восстановить самые общие черты древних обстановок континентального осадконакопления.

Индрикотериевое время характеризуется чрезвычайно выравненным рельефом. Море начало отступать после трансгрессии чеганско-ханабадского времени. Усиление дифференциальных тектонических движений привело к более интенсивному росту поднятий, вулканической деятельности на Восточном Тянь-Шане и к ускорению осадконакопления в межгорных впадинах. Отдельные тянь-шаньские хребты достигли высоты порядка 1 *км*. Максимальные мощности красноцветных преимущественно глинистых осадков составили в Таджикской депрессии 0,5 *км*, а в Ферганской — 2 *км*. На юге Чу-Сарысуйской депрессии также формировались красноцветы, характеризующиеся присутствием мергелистых, преимущественно гидрослюдистых глин. По мнению В. В. Лаврова, эти красноцветные осадки образовались из бескарбонатных красноземов и красно-бурых почв, характерных для субтропических саванн. В. В. Лавров, К. В. Никифорова и В. Н. Разумова относят их к красноцветно-карбонатной формации. Севернее осадки постепенно становятся пестроцветными и маломощными. В Тургае и западной части Казахского щита развиты преимущественно сероцветные отложения.

В это время тропическая и субтропическая растительность доходила на севере до района Зайсана, где во флоре появляется значительная примесь теплоумеренных широколиственных листопадных древесных форм, а водораздельные пространства представляют собой полусаванны или редколесья. По-видимому, жаркий субтропический климат характеризовался здесь периодами увлажнения. В то же время присутствие ксерофитов во флоре и прослоев гипса в разрезах многих межгорных впадин Тянь-Шаня свидетельствует о существовании засушливых периодов даже в центральных частях субтропической зоны.

В Западной Сибири, Тургае и на западе Центрального Казахстана господствует широколиственная тургайская флора с примесью вечнозеленых форм, которая развивалась в условиях теплоумеренного влажного климата. Широкие днища речных долин были заняты водно-болотной и наземной влаголюбивой растительностью, по берегам господствовали леса, а междуречья представляли собой слабо облесенные периодически засушливые равнины. Климат, очевидно, был мягким с сезонами дождей и засух. В этих условиях происходило накопление в основном гидрослюдисто-каолинитовых глин. Наличие примеси железистой гидрослюды, по-видимому, обусловило способность этих глин буреть на поверхности (В. Н. Разумова). Формирование толщ происходило в восстановительных условиях, о чем свидетельствует гумуси-

рованность осадков, присутствие в них характерного комплекса железистых минералов и псиломелановых конкреций. Лавров относит эти отложения к углисто-лептохлоритовой формации, Никифорова — к каолиновой пестроцветной, а Разумова — к лигнитоносной каолиновой подформации пестроцветной каолиновой формации, накапливавшейся в гумидном климате.

В асказансорское время происходит дальнейший рост горных хребтов (до 1,5 *км*) и отступание моря. В Таджикской депрессии продолжают накапливаться красноцветные осадки, формировавшиеся, как и более древние, в условиях субтропических редколесий или саванн. Севернее развиты пестроцветные отложения, которые постепенно становятся все более светлыми и характеризуются присутствием глин гидрослюдисто-монтмориллонитового состава (В. Н. Разумова). В Тянь-Шане эти яркие пестроцветы содержат многочисленные пласты соли и гипса. Мощности осадков в межгорных впадинах юга Средней Азии достигали многих сотен метров. Здесь произрастала субтропическая сухолюбивая флора с примесью горных теплоумеренных и прохладолюбивых растений. Засушливость климата отразилась в накоплении многочисленных пластов гипса и соли. Лавров относит вмещающие их толщи к галит-глауберитовой формации, а Никифорова и Разумова — к полимиктовой сероцветной формации.

В Приаралье, Центральном и Восточном Казахстане в условиях теплоумеренного гумидного климата произрастала тургайская флора. По сравнению с предшествующей эпохой намечается некоторое похолодание, проявившееся в обеднении видового состава лесов. Лавров рассматривает господство листопадных лесов в сочетании с выщелочностью пород как показатель равномерного увлажнения в течение года. Медленные, богатые гумусом реки индрикотериевого времени сменились более быстрыми и хорошо вентилируемыми потоками. В этих условиях происходило образование буроземов и серых лесных земель, в разной степени оподзоленных. В толщах преобладают каолинитовые глины. Лавров относит эти отложения к каолинитовой формации, а Разумова — к железисто-кремнистой каолиновой подформации пестроцветной каолиновой формации.

С аралo-турмейским временем в Таджикской депрессии связано накопление песчано-глинистых отложений с фиолетово-бурой глинистой компонентой, в Ферганской депрессии — содержащих многочисленные пласты гипса бледно-пестроцветных преимущественно глинистых, а в Казахстане — также гипсоносных зеленоцветных глин. В Тянь-Шане мощность осадков достигала 1 — 2 *км*, а высота горных хребтов увеличилась примерно до 2 *км*.

В Таджикской депрессии в это время субтропическая сухолюбивая флора, сопровождавшаяся горными теплоумеренными и бореальными формами, постепенно сменялась сухостепной. В Тянь-Шане похолодание вызвало появление пыльцы бореальных растений, а иссушение климата — увеличение содержания ксерофитов и накопление многочисленных пластов гипса, реже — соли. Сплошных лесных пространств на территории Средней Азии с неогена уже не было. Большинство неогеновых растительных сообществ принадлежало тургайскому типу, видоизмененному приспособлением к более или менее аридным условиям (Т. А. Сикстель, Р. Худайбердыев). По сравнению с асказансорским временем отмечается некоторое уменьшение содержания гидрослюд и увеличение количества каолинита в глинах (И. Д. Зхус).

На равнинах Казахстана происходило накопление преимущественно озерных осадков, спорово-пыльцевые спектры которых характери-

зуются увеличением содержания трав-ксерофитов. Здесь произошло сокращение площади лесов и расширение сухих степей. К этому времени на место вымерших гигантских носорогов-индрикотериид пришли мастодонты бегающего типа, олени-мунтжаки и продрематерии, новые хомяки и тушканчики и наземные черепахи, являющиеся жителями преимущественно сухих открытых пространств (В. С. Бажанов, Н. Н. Костенко). В районе Зайсана еще произрастала хвойно-широколиственная растительность, которая образовывала леса на юге Западной Сибири. На севере Казахстана, очевидно, господствовал теплый полуаридный климат с периодами увлажнений. Сухость климата, по мнению Лаврова, подтверждается обилием остатков наземных черепах-тестунид и роющих грызунов. Здесь преимущественно в условиях солоноватоводных и жестководных озер накапливались монтмориллонитовые глины. Почвообразование шло по пути формирования каштановых почв и сероземов. Никифорова и Разумова относят осадки аральской свиты к зеленоцветной монтмориллонитовой формации, а Лавров — к сульфатно-карбонатной.

В гиппарионовое время море отступило и с большей части территории Копет-Дага, где началось накопление красноцветных конгломератово-песчано-глинистых отложений. В Таджикской депрессии в это время накапливались преимущественно конгломераты, среди которых отмечаются прослои бурых и красноцветно-коричневых алевролитов. Близкие, но несколько менее грубые осадки с пластами бурых и палевых алевролитов мощностью местами более 1 *км* характерны для межгорных впадин Тянь-Шаня. В Казахстане развиты красноцветные, преимущественно глинистые отложения мощностью до 50 *м*. В составе спорово-пыльцевых спектров повсеместно увеличивалось содержание травянистых сухостепных форм. Это свидетельствует о дальнейшей аридизации существовавшего тогда умеренно теплого климата. Не исключено, что данное обстоятельство связано и с некоторым повышением общего температурного фона, о чем свидетельствует присутствие таких теплолюбивых форм, как *Juglans* и др., а также сокращение содержания каолинита в глинах. Происходит повсеместное остепнение ландшафтов. По берегам рек и многочисленных озер, как и в настоящее время, сохраняется древесная растительность — тугаи (Т. А. Сикстель, Р. Худайбердыев). В это время существенно меняется фауна. Среди лошадей постепенно угасают анхитериины, на место которых приходят гиппарионы. Появляется гиппарионовая гиена, жирафы (самотерий, палеотрагус и др.), антилопы (трагоцерус, газель), саблезубый тигр, носорог Шлоссера, мастодонты и др. По мнению Бажанова и Костенко, все они представители степных и саванных ландшафтов. В этих условиях формировались карбонатные красноцветы — карбонатная формация по Лаврову и Разумовой, с преимущественно железосодержащими гидрослюдистыми и гидрослюдисто-монтмориллонитовыми глинами.

Субастийское время характеризуется повсеместным накоплением палевоцветных отложений. В межгорных впадинах мощность осадков нередко достигает 1 *км*. В Казахстане они маломощны и развиты преимущественно по периферии щита. Отдельные горные хребты Тянь-Шаня достигли высоты 3 *км*. Дальнейшее повышение содержания пыльцы травянистых ксерофитов в палинологических спектрах свидетельствует о продолжавшемся иссушении климата. В Казахстане преобладали степные ландшафты с березовыми и сосновыми колками. В фауне позвоночных развивались типично антропогеновые формы: наряду с мастодонтами существовал южный слон, вместе с гиппарионом — лошадь Стенона, появились верблюды пребактриан и гигантский

и другие представители сухих степей и кустарниковых зарослей (В. С. Бажанов, Н. Н. Костенко). Очевидно, произошло и некоторое похолодание. С этого времени вновь начинают формироваться преимущественно монтмориллонитовые глины.

Начиная с субвиллафранкского времени и затем в течение всего четвертичного периода происходит накопление сероцветных осадков. В Средней Азии это преимущественно грубообломочные толщи с прослоями бледноокрашенных палево-серых пород мощностью в несколько сот метров, а в Казахстане — серые и палево-серые глины, пески и галечники, слагающие аккумулятивные чехлы нескольких террас. Характерно, что в Средней Азии среди тонкозернистых разностей превалируют лёссовидные породы, материал которых, по мнению ряда исследователей, генетически связан с оледенением (Н. П. Костенко и др.). В составе спорово-пыльцевых спектров произошли изменения, свидетельствующие о существенном похолодании, связанном с появлением горного оледенения. Этому способствовал и дальнейший рост горных сооружений, часть которых к концу субвиллафранкского времени достигла высоты 4 *км*. В горах Дарваза отмечается присутствие мезофильной теплоумеренной широколиственной лесной растительности с примесью хвойных (Т. А. Сикстель, Р. Худайбердыев). Происходило и дальнейшее иссушение климата. Исчезло большинство форм доантропогеновых позвоночных. В течение четвертичного периода климатические колебания и неравномерность воздымания горных систем обусловили периодические наступания ледников, вероятно, отвечающие эпохам и стадиям материкового оледенения. Однако постоянное существование высотной ландшафтно-климатической поясности и горного оледенения ослабили литологические проявления климатического фактора в разрезах четвертичных отложений горных областей. При корреляции подразделений четвертичного периода следует учитывать, что периоды наступания горных ледников отвечают эпохам усиления воздыманий горных сооружений, т. е. начальным фазам тектонических циклов.

Таким образом, основные региональные изменения окраски тонкозернистой компоненты новейших отложений чутко фиксируют главные этапы развития ландшафтно-климатической обстановки. При этом намечается определенная повторяемость эпох формирования красноцветных образований. Подобные эпохи одновозрастны для весьма значительных территорий. Так, Ж. Милло отмечает для Средиземноморья ряд эпох, близких по возрасту к среднеазиатским. В частности, олигоценовая совпадает с индрикотериевой, понтическая (очевидно, в широком понимании понта) с гиппарионовой, а миндельская, вероятно, близка к кошкурганской. Здесь следует заметить, что лессы кошкурганского (нанайского) горизонта, отличающиеся от более молодых большей плотностью и известковистостью, местами, по-видимому, в нижней части приобретают буровато-палевую и розовато-серую окраску (А. А. Юрьев). Характерно, что и в Северном Китае нижнеплейстоценовым лессам свойственна более интенсивная красноцветность по сравнению с вышеи нижележащими (А. С. Кесь). Не исключено, что все эти красноцветные образования близки по возрасту к верхнеапшеронским или послеапшеронским красноцветным так называемым «скифским» глинам Предкавказья (А. В. Кожевников, Е. Е. Милановский и др.).

Корреляция антропогеновых отложений Средней Азии и Европы (табл. 2) позволила определить абсолютную продолжительность формирования горизонтов местной шкалы. Обнаруженная при этом неравновеликость геологических эпох, отвечающих отдельным подразделениям, определяет важность масштабного анализа геологической цикличности

ности. Установлено, в частности, что соотношение продолжительности следующих друг за другом эпох в антропогене представляет закономерный ряд с переменной кратностью 2 : 4 : 2 : 4[3]. В последнее время появилось несколько сводок по абсолютной датировке подразделений олигоцена и неогена (Л. К. Габуния, М. М. Рубинштейн и др.). Это позволило определить масштабные ранги и доантропогеновых эпох новейшего периода (табл. 3). Оптимальные округленные значения продолжительности эпох, отвечающих различным масштабным рангам, составляют в тыс. лет: 2,5; 5; 20; 40; 150; 300; 1200; 2500; 10 000; 20 000. Заслуживает внимания и тот факт, что все горизонты начиная с гиппарионового и кончая незавершенным сырдарьинским представляют собой отражение единого ряда разномасштабных циклов продолжительностью от 20 тыс. до 10 млн. лет, а гиппарионовая и арало-турмейская эпохи вместе отвечают циклу продолжительностью 20 млн. лет.

Переменная кратность указанного ряда обусловливает существование групп или точнее пар как близких по своей продолжительности (при кратности 2), так и очень различных по длительности ритмов (при кратности 4). А это в свою очередь определяет не одинаковые возможности при расчленении отдельных горизонтов, а также неравноценность разделяющих их стратиграфических рубежей. Так обычно значительно легче разделяются принадлежащие разномасштабным группам циклов голодностепские и ташкентские образования, чем относящиеся к одной такой группе ташкентские и кошкурганские. В ряде случаев наиболее существенные несогласия отделяют кошкурганский горизонт от субвилафранкского, субастийский от гиппарионового, а расчленить субвилафранкские и субастийские отложения иногда бывает затруднительно. Наиболее распространенное двучленное деление горизонтов на равноценные стратиграфические единицы легче осуществляется в тех случаях, когда более мелкий геологический цикл связан с данным кратностью 2, т. е. для более крупных циклов в пределах одной группы. Так, вероятно, равноценны выделяемые внутри голодностепского горизонта самаркандский и охнинский подгоризонты. В то же время большие размеры онарчинского эрозионного вреза по сравнению с джаркутанским, приведшие к сближенности уровней обеих ташкентских террас, по-видимому, свидетельствуют о том, что джаркутанская эпоха отвечает не паре геологических циклов по 40 тыс. лет, а одному и, возможно, даже более мелкому. Думаем, что данное обстоятельство как раз и обусловливает трудности в расчленении таких крупных подразделений, как гиппарионовый и арало-турмейский горизонты. Оно же позволяет надеяться, что в ближайшее время удастся расчленить субастийский и кошкурганский горизонты.

Разновеликие геологические циклы, очевидно, обособляются с разной степенью детальности. Поэтому отдельные горизонты имеют разные по своей стратиграфической четкости границы. Предельная величина «возрастного скольжения» реальных границ, вероятно, отвечает циклам более мелкой масштабной группы. Тем самым определяется величина изменчивости стратиграфического объема каждого горизонта в разных частях описываемой территории. Кроме того, горизонты, отвечающие наиболее крупным геологическим циклам, например гиппарионовый и арало-турмейский, должны иметь и стратиграфически наименее четкую границу. В тех же случаях, когда такая граница устанавливается более

---

[3] Эти вопросы детально рассмотрены в монографии В. А. Ранова и С. А. Несмеянова «Палеолит и стратиграфия антропогена Средней Азии». Душанбе (в печати).

Таблица 2

Сопоставление сводной стратиграфической шкалы Средней Азии и Казахстана с европейской шкалой

Европейская шкала					Абсолютные даты рубежей в тыс. лет назад	Среднеазиатско-Казахстанская шкала			
Фаунистические комплексы и палеолит		стратиграфические подразделения				горизонты и подгоризонты		фаунистические комплексы и палеолит	
Современный		голоцен	поздний		— 2,5 —	сырдарьинский	ходжаягонинский	современный	
			средний		— 7 —				
			ранний		— 10 —		туткаульский		
			древний		— 15 —				верхний палеолит
Верхнепалеолитический	верхний палеолит	уласский интерстадиал		W		голодностепский	самаркандский	верхнепалеолитический	
		осташковская стадия			— 35 —				
		мгинский интерстадиал					охнинский		
	мустье	калининская стадия							
		микулинское межледниковье		RW	— 55—	ташкентский	джаркутанский		мустье
		московская стадия			— 70 —				
		одинцовский интерстадиал		R			онарчинский	хазарский (прииртышский)	ашель ?
Хазарский	ашель	днепровская стадия			— 200 —				
Сингильский	?	лихвинское межледниковье		MR	— 300 —	кошкурганский		кошкурганский	
Тираспольский	шелль	окское оледенение		M					шелль ?
					— 500 —				

Продолжение табл. 2

Европейская шкала			Абсолютные даты рубежей в тыс. лет назад	Среднеазиатско-Казахстанская шкала		
фаунистические комплексы и палеолит	стратиграфические подразделения			горизонты и подгоризонты	фаунистические комплексы и палеолит	
Таманский	апшерон	GM		субиллафранкский	илийский	субвилла-франкский
?		G	— 800? —			
Хапровский	акчагыл	DG				
		D	— 1 600 —			
Руссильонский (астийский)	куяльник		4100—4300	субастийский		субастий-ский
	киммерий		— 7 000 —			
Гиппарионовый	понт		— 10 000? —	гиппарионовый	гиппарионовый	
	меотис					
	сармат		— 13 000? —			
Анхитериевый	тортон		— 17 000 —		анхитериевая (турме) фауна кушукская фауна аральская фауна	
	тархан		— 20 000 —	арало-турмейский		
	гельвет		— 21 000 —			
	бурдигал		— 26 000 —			
Стампийский	аквитан			асказансорский	асказансорский	
	хатт		35 000— 36 000			
	рюпель			индрикотериевый	индрикотериевый	

Таблица 3

Стратиграфические подразделения и масштабные ранги* геологической цикличности

Фазы складчатости	Абсолютные даты рубежей в тыс. лет	Масштабные группы геологических циклов	VI		V		IV		III	
		масштабные ранги геологических циклов	а	б	а	б	а	б	а	б
		продолжительность циклов в тыс. лет	20	40	150	300	1200	2500	10000	20000
		кратность циклов	2	4	2	4	2	4	2	
		сырдарьинский горизонт	+							
	— 16 —									
		голодностепский горизонт		+						
	— 55 —									
		ташкентский горизонт		o	+					
	— 200 —									
		кошкурганский горизонт		o		+				
	— 500 —									
		субвиллафранский горизонт				o	+			
Валахская?	— 1600 —									
		субастийский горизонт				o		+		
	4100—4300									
Роданская		гиппарионовый горизонт						o	+	
Штрийская	— 17000 —									+
		арало-турмейский горизонт						o	+	
Савская	— 26000 —									
		асказансорский горизонт							+	
		индрикотериевый горизонт					•			
Пиринейская	35000—36000									

* Ранги: + — горизонтов, o — стратиграфических рубежей.

определенно, иногда удается оценить отличия конкретного местного геологического цикла от межрегионального (идеального). Например, гиппарионовый цикл, по крайней мере на западе Средней Азии, состоит из межрегионального цикла в 10 млн. лет плюс цикл в 2,5 млн. лет, а арало-турмейский отвечает неполному такому же межрегиональному циклу (без цикла продолжительностью 1,2 млн. лет). Не исключено, что данное обстоятельство определяет и величину разновременности новейшего этапа в Тянь-Шане, восточная часть которого раньше, чем западная подверглась активизации.

Принадлежность главных стратиграфических подразделений разномасштабным геологическим циклам объясняет необходимость неодинакового подхода к расчленению верхнетретичных и четвертичных отложений. Связанные между собой тектонические и климатические циклы

различных порядков, очевидно, проявляются в строении осадков с разной степенью четкости. Климатические циклы продолжительностью в миллионы лет, фиксация которых использовалась для корреляции верхнетретичных отложений, конечно, не успевают проявиться на протяжении четвертичного периода. Более краткие климатические циклы отражаются в строении разреза с меньшей яркостью, чем циклы тектонические, проявляющиеся в маломощных литоритмах.

Дальнейшая детализация предложенной схемы зависит от степени изученности и корреляции между собой, с одной стороны, эпох, обладающих существенной ландшафтно-климатической индивидуальностью, а с другой — соотношений и внутреннего строения разномасштабных геологических циклов. Можно привести несколько примеров. Тот факт, что келятский комплекс Копет-Дага двучленен и нижняя его часть (карагауданская свита) красноцветна, а в верхней (казганчайская свита) тонкозернистые породы имеют преимущественно бурую окраску, указывает на возможность дальнейшего расчленения гиппарионового горизонта. Не исключено, что сравнительно малая мощность относимых к этому горизонту осадков в ряде разрезов обусловлена тем, что в этих случаях установлена только его нижняя часть, отвечающая карагауданской свите. Выделение в Копет-Даге иланлинской свиты и сакисябского комплекса очевидно, свидетельствует о перспективах расчленения кошкурганского горизонта. Изучение деталей развития древнейших стадий горного оледенения, вероятно, откроет пути к расчленению субвиллафранского горизонта с выделением внутри него аналогов таманских и хапровских отложений. Отмеченная В. В. Лавровым в ряде казахстанских разрезов принадлежность осадков индрикотериевого горизонта двум циклам осадконакопления и предложенное Л. Р. Мерклиным деление их морских аналогов по фауне моллюсков на карашокинской и соленовский горизонты свидетельствуют о возможностях расчленения и этого подразделения. Точно также установление различий в фаунистической характеристике полизакской и каранакской свит в Таджикской депрессии может послужить основой для расчленения субастийского горизонта.

Соответствие всех основных подразделений антропогена разномасштабным геологическим циклам, очевидно, делает возможным их корреляцию на очень широких территориях. В частности, это находит отражение в близком расчленении раннеантропогеновых отложений смежных областей Азии, например в выделении аналогов астия, виллафранка и нижнего плейстоцена в верхнесиваликских отложениях Индии (М. С. Кришнан) и в близком трехчленном разделении эоплейстоцена в Южной Сибири (К. В. Никифорова и др.).

С. А. НЕСМЕЯНОВ

О СООТНОШЕНИИ РАЗНОВОЗРАСТНЫХ СТРУКТУРНЫХ ПЛАНОВ В ЗАПАДНОМ ТЯНЬ-ШАНЕ[1]

Еще в конце прошлого столетия И. В. Мушкетов писал о перекрещивании в Тянь-Шане разновозрастных складчатостей за счет переработки палеозойского структурного плана в мезо-кайнозое. Позднее сложная конфигурация структур этой области объяснялась горизонтальным смятием вследствие давления Пенджабского клина

[1] Доложено 23 апреля 1968 г. на Ломоносовских чтениях МГУ.

(Д. И. Мушкетов), виргациями складок-хребтов (Э. Зюсс), расположением древних консолидированных глыб (К. Леукс), ориентировкой сеток глубинных разломов (К. Н. Кравченко и Л. Н. Смирнов) и переориентировкой отдельных структур (Б. К. Брешенков, В. И. Попов, О. А. Рыжков).

Соотношения разновозрастных структур хорошо выявляются в Западном Тянь-Шане (в пределах Ферганской депрессии и смежных с ней горных сооружений).

1. Отдельные регионы Западного Тянь-Шаня характеризуются самостоятельными, но едиными простираниями главных структур. Сравнение новейшей структуры этих регионов с палеозойским структурным планом свидетельствует о том, что в мезо-кайнозое одни из них обладали унаследованным развитием, а в других произошла переориентировка главнейших дислокаций. В качестве примера горной области с унаследованным развитием выбрана центральная часть Гиссаро-Алая, а области с перестройкой структурного плана — западная часть Кураминского хребта (Карамазар и Моголтау). Для межгорных прогибов оба варианта взаимоотношений разновозрастных структурных планов можно найти в пределах западной части Ферганской депрессии.

В новейшей структуре центральной части Гиссаро-Алайской горной области наблюдается ряд складок-хребтов, вписывающихся в единое сводообразное поднятие. И здесь, и в Южной зоне Ферганской депрессии, где мощности новейших отложений не превышают 0,6 *км*, а кайнозойских — 1 *км*, развиты широтные структуры и гораздо слабее проявились поперечные складки субмеридиональной ориентировки. Остальные простирания находят выражение преимущественно в разрывных нарушениях. Хорошо совпадает ориентировка наиболее крупных новейших и позднепалеозойских структур (рис. 1, 2). Как указывает М. М. Кухтиков, ведущая роль широтных дислокаций, прослеживается в Гиссаро-Алае и Южной зоне Ферганской депрессии, по крайней мере с начала палеозоя. В конце палеозоя крупная область поднятий существовала в осевой зоне Гиссаро-Алая. Этой зоне в новейшей структуре отвечают Зеравшанский и Туркестанский хребты и расположенный между ними Зеравшанский прогиб. Другая крупная полоса позднепалеозойских поднятий охватывает значительную часть Южной зоны Ферганской депрессии и прилегающие участки северного склона Туркестанского поднятия. Основная же часть этого склона представляла собой в конце палеозоя узкий прогиб (Курганакская структурно-фациальная зона). В новейшей структуре ему соответствуют как относительно приподнятые, так и относительно опущенные блоки, осложняющие ступенчатую моноклиналь северного склона хребта-поднятия. Следует отметить, что в неогене были обновлены практически все региональные разломы, которые разграничивали палеозойские структурно-фациальные зоны.

Таким образом, для Гиссаро-Алая и Южной зоны Ферганской депрессии можно констатировать значительную степень унаследованности верхнепалеозойского структурного плана новейшим. Эта унаследованность проявилась, во-первых, в сохранении общей ориентировки главными структурными элементами, во-вторых, в обновлении ряда крупнейших разломов, и, наконец, в том, что осевые части Зеравшанского и Туркестанского хребтов-поднятий отвечают прибортовым частям крупной позднепалеозойской приподнятой зоны. Структурная перестройка заключалась главным образом в ином расположении прогибов и поднятий. Так, южная часть Ферганской депрессии и Зеравшанский прогиб заложились на месте крупных позднепалеозойских поднятий.

В Карамазаре на фоне преобладающих дислокаций северо-восточ-

ной ориентировки довольно ярко проявились широтные структуры (рис. 3). К поперечному структурному плану относятся дислокации меридионального и северо-западного простираний. Распределение мощностей и фаций показывает, что широтные структуры играли главенствующую роль по крайней мере с нижнего палеозоя. Крупнейшие широтные

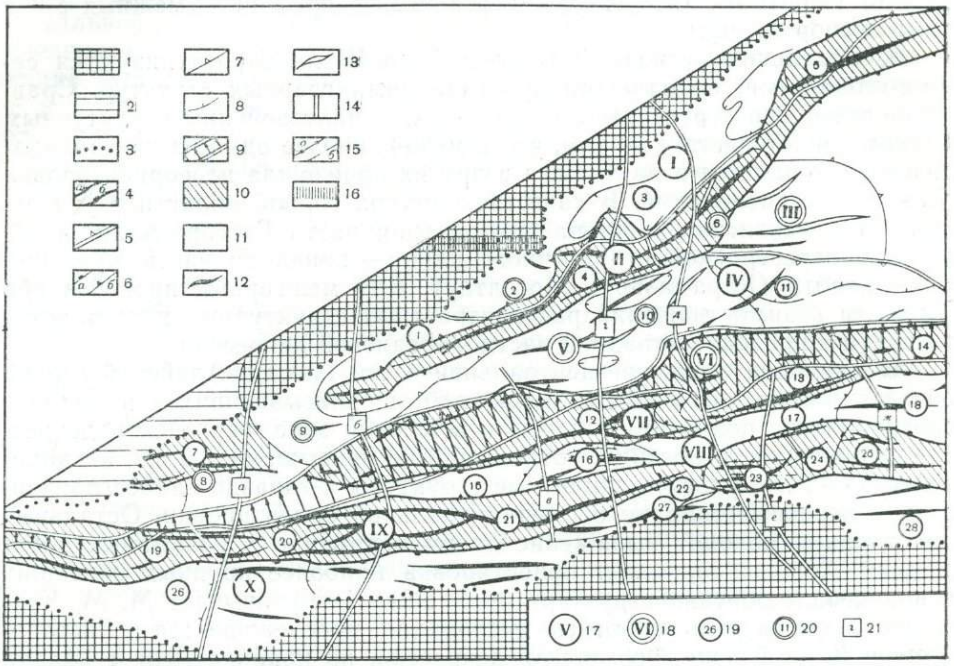


Рис. 1. Новейшие структуры западной части Ферганской депрессии:

1 — хребты-поднятия; *2* — равнина Голодной степи; границы: *3* — Ферганской депрессии, *4* — орографически выраженных гряд поднятий (*а* — пликативные, *б* — дизъюнктивные), *5* — структурных областей, прослеженных в подошве новейших отложений, *6* — поднятий и впадин, выраженных в рельефе (*а* — пликативные, *б* — дизъюнктивные), *7* — поднятий и впадин, зафиксированных в подошве новейших отложений, *8* — локальных впадин; структуры Ферганской депрессии: *9* — Центрально-Ферганская моноклиналь, *10* — гряды орографически выраженных поднятий; *11* — цепи впадин; оси: *12* — новейших орографически выраженных и приповерхностных антиклиналей; *13* — новейших погребенных антиклиналей, *14* — поперечных поднятий, *15* — палеозойских (*а*-антиклиналей; *б* — синклиналей); *16* — Кансайская шовная зона, *17* — орографически выраженные гряды поднятий и цепей впадин; *18* — погребенные структурные области; *19* — орографически выраженные поднятия и впадины; *20* — погребенные поднятия и впадины; *21* — поперечные поднятия.

Цифрами обозначены *I* — Самгар-Камышкурганская цепь впадин; *II* — Дигмай-Ташкумырская гряда поднятий; *III* — Каракалпакская область изометричных и различно ориентированных погребенных брахискладок; *IV* — Пролетарск-Кокандская цепь впадин; *V* — Кайраккумская область субширотных брахискладок, *VI* — Центрально-Ферганская моноклиналь; *VII* — Каратау-Гузанская гряда поднятий; *VIII* — Тогапско-Исфаринская цепь впадин; *IX* — Тохтабуз-Катрантауская гряда поднятий; *X* — цепь Впадин сороковой параллели: *1* — Самгарская впадина; *2* — Устькарамазарская впадина; *3* — Камышкурганская впадина; *4* — Дигмай-Супетауская складчатая гряда; *5* — Чустпанская антиклиналь; *6* — Кокандское поднятие; *7* — Беговатское поднятие; *8* — Яхтанская впадина; *9* — Ленинабадская впадина; *10* — Кайраккумская перемычка; *11* — Яйпанская впадина; *12* — Каратауское поднятие; *13* — Гузанское поднятие; *14* — Сохско-Риштанская седловина; *15* — Тогапская впадина; *16* — Кургантаншская перемычка (поднятие); *17* — Исфаринская впадина; *18* — Гальчинская перемычка; *19* — Амбаргазское поднятие; *20* — Аксуйская седловина; *21* — Тохтабузское поднятие; *22* — Шурабская седловина; *23* — Бужуньское поднятие; *24* — Баткенская седловина; *25* — Катрантауское поднятие; *26* — Шахристан-Ляйлякская впадина; *27* — Чаркуйская перемычка; *28* — Хайдарканская впадина.

Буквами обозначены поперечные поднятия: *а* — Аксуйское, *б* — Дигмайское, *в* — Таширатское, *г* — Супетауское, *д* — Джанбулакчопское, *е* — Гузанское, *ж* — Гальчинское

разломы, например Баштавакский, были заложены еще в карбоне (В. Б. Мещерякова). Наиболее крупные герцинские интрузии, с которыми совпадают линейные магнитные аномалии, также обладают широтным удлинением (Б. Б. Таль-Вирский).

Заложение в Карамазаре разломов северо-восточного простирания, например Железного, произошло в конце перми или в триасе. Появление этих разломов отвечает началу становления современного структурного плана. Распределение мощностей и фаций мезо-кайнозоя уже фиксирует развитие структур главным образом северо-восточного простирания.

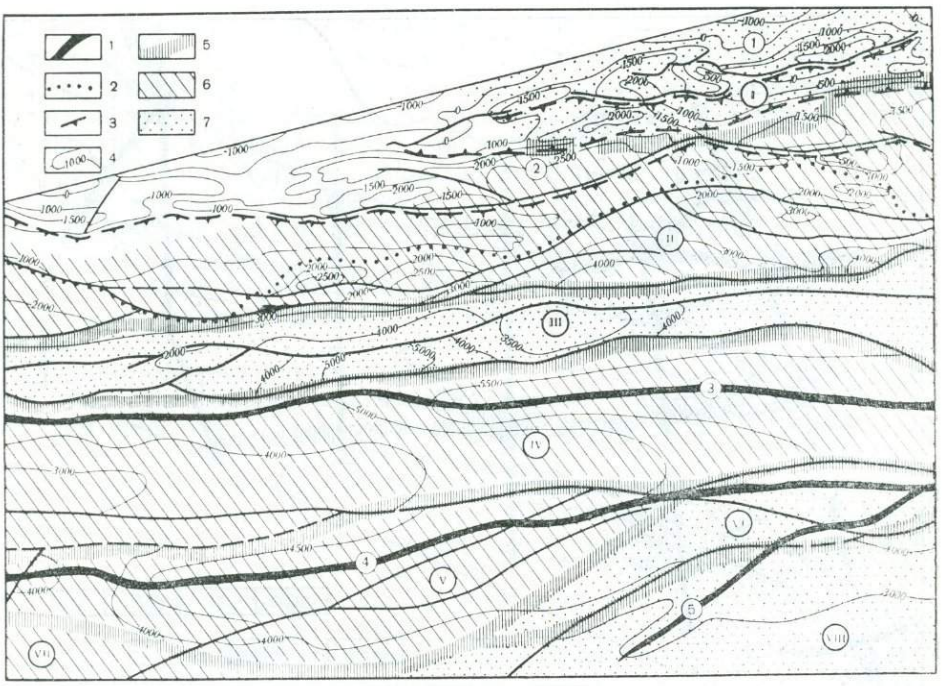


Рис. 2. Схема соотношения новейших и позднепалеозойских структур Центральной части Гиссаро-Алая и юго-западной Ферганы (тип унаследованного развития).

Элементы новейшего структурного плана: *1* — оси крупнейших поднятий Гиссаро-Алая; *2* — южная граница Ферганской депрессии; *3* — границы главнейших структур Южной зоны Ферганской депрессии; *4* — изолинии суммарных новейших движений.

Элементы палеозойского структурного плана (по М. М. Кухтикову): *5* — зоны разломов, разграничивавших палеозойские структурно-фациальные зоны; *6* — области относительных позднепалеозойских поднятий; *7* — области развития пермского осадконакопления.

Цифрами обозначены новейшие поднятия: *1* — Каратау-Гузанское; *2* — Тохтабуз-Катрантауское; *3* — Туркестанское, *4* — Зеравшанское; *5* — Кабудкрымское; палеозойские структурно-фациальные зоны: *I* — Карачатырская; *II* — Высоких предгорий Алая; *III* — Курганакская; *IV* — Зеравшано-Туркестанская; *V* — Ягнобская; *VI* — Барзанги-Шумкарская; *VII* — Центрально-Гиссарская, *VIII* — Хаит-Гармская

Соотношение новейших и палеозойских поднятий бывает разным. Оси главных новейших структур обычно секут палеозойские под углом 30 — 50° (Моголтауская гряда поднятий, Алтынтопканское и Калканатинское поднятия и др.). Наиболее возвышенная часть Бабайобского поднятия совпадает с мульдой, выполненной пермскими отложениями. Унаследованным развитием и субширотным простиранием обладают лишь те новейшие поднятия, которые образовались при участии обновленных палеозойских разломов (восточная часть Алмалык-Калканатинской гряды, Кызылтюбинское поднятие).

Проведенные в последние годы разнообразные геолого-геоморфологические и геофизические исследования показали, что в кайнозойских отложениях Северной зоны Ферганской депрессии, достигающих мощности 8 *км*, наблюдается сложное сочетание складок преимущественно

широтного и северо-восточного простираний. Складки северо-восточного простирания шире развиты в кровле моласс, чем в их подошве. Приповерхностные антиклинальные складки этой ориентировки нередко накладываются на отрицательные структурные формы в подошве моласс (восточная часть Коккуракской и Рапканская антиклинали). Северо-восточную ориентировку имеют и хорошо орографически выраженные

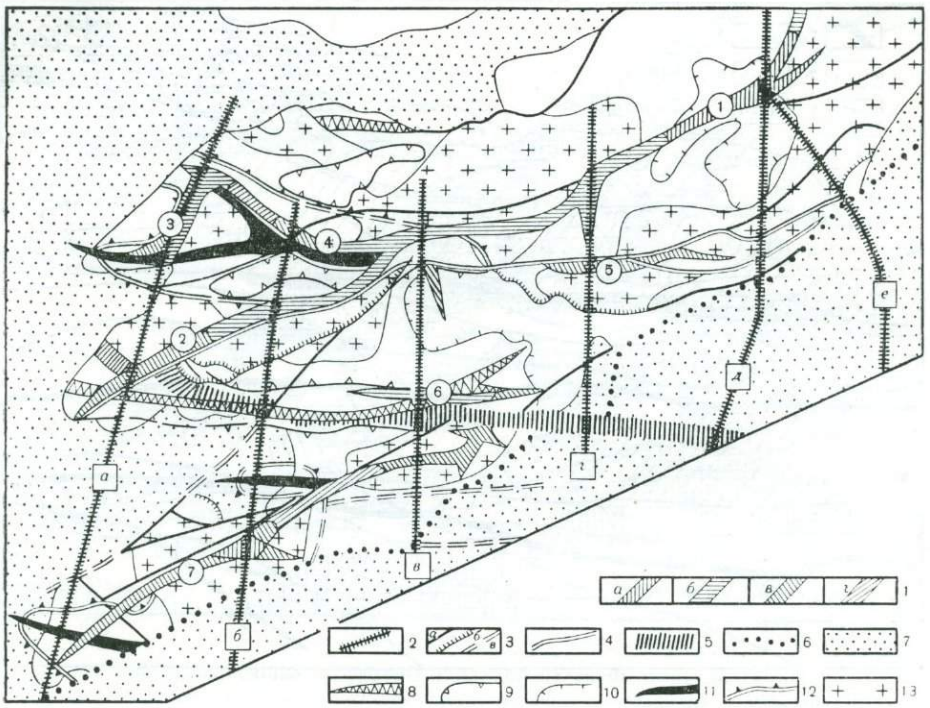


Рис. 3. Схема соотношения новейших и палеозойских структур Карамазара и Моголтау (тип перестройки структурного плана).

Элементы новейшего структурного плана: *1* — оси новейших поднятий, получивших выражение в рельефе: *а* — в мио-плиоцене, *б* — с конца плиоцена, *в* — с раннего плейстоцена, *г* — в среднем — верхнем плейстоцене; *2* — поперечные поднятия; *3* — разломы: *а* — сбросы, взбросы, *б* — надвиги, *в* — предполагаемые, погребенные разломы; *4* — Баштавакский разлом; *5* — Кансайская шовная зона; *6* — граница Ферганской депрессии (Северо-Ферганский разлом); *7* — кайнозойские осадки.

Элементы палеозойского структурного плана: *8* — оси верхнепалеозойских антиклиналей; *9* — границы верхнепалеозойских синклиналей; *10* — границы пермо-триасовых мульд; *11* — оси среднепалеозойских антиклиналей; *12* — границы среднепалеозойских антиклинальных структур, *13* — крупнейшие палеозойские интрузии.

Цифрами обозначены альпийские брахиантиклинали: *1* — Байобская, *2* — Алтынтопканская, *3* — Калканатинская, *4* — Алмалыкская, *5* — Курукская, *6* — Северокызылтюбинская, *7* — Музбекская.

Буквами обозначены субмеридиональные поперечные поднятия: *а* — Аксуйское, *б* — Дигмайское, *в* — Тавакское, *г* — Адрасманское, *д* — Супетауское, *е* — Джанбулакчопское

дисгармоничные складки, образование которых в значительной мере обусловлено процессами соляно-гипсово-глинистого диапиризма (Дигмай-Супетауская гряда). В целом количество складок и их амплитуда нарастают с глубиной.

Большинство широтных складок Северной зоны депрессии связано с широтными разломами, нарушающими палеогеновые осадки. Естественно, что складки широтного простирания шире развиты в подошве моласс, чем в их кровле. Кулисообразные и торцовые сочленения, изгибы осей и виргации складок, развитых в кровле моласс, также располагаются обычно над погребенными широтными разломами. Это особенно

хорошо видно на примере Дигмай-Супетауской гряды. Погребенные широтные разломы нередко являются сквозными и прослеживаются в Кураминском хребте.

Таким образом, в глубоких депрессиях степень дислоцированности кайнозойских отложений нарастает с глубиной, а ориентировка складок становится все более тесно связанной с широтными дислокациями, характерными для палеозоя.

2. Имеющиеся в настоящее время материалы свидетельствуют о том, что в разное время в Тянь-Шане преобладали то одни, то другие из указанных выше структурных направлений. Такая перестройка в мезо-кайнозое широтных палеозойских структур на северо-восточные хорошо видна на примере Кураминского хребта. В Гиссаро-Алае и Южной зоне Ферганской депрессии ведущая роль широтных структур прослеживается с начала палеозоя до настоящего времени.

Таким образом, в палеозое на всей описываемой территории развивались широтные дислокации, а в Чаткало-Кураминской области, по-видимому, с мезозоя начинают преобладать структуры северо-восточного простирания. Аналогичная перестройка происходит и в области Таджикской депрессии и Байсунской горной системы в мезозое и палеогене.

Можно, следовательно, считать, что структурный план северо-восточной ориентировки является на данной территории более молодым, чем широтный. К такому же выводу пришел и Д. П. Резвой.

Некоторые из структурных элементов меридиональной и северо-западной ориентировки фиксируются не только в мезо-кайнозое, но и в палеозое. Так, граница палеозойских Чаткальской и Каржантау-Кураминской структурно-фациальных зон имеет северо-западное простирание. Эта граница совпадает с выделенным Д. Х. Якубовым и О. М. Борисовым сквозным Каратау-Памирским разломом, прослеживающимся на тысячи километров. Заложение отдельных частей его произошло еще в протерозое. Столь же древнее заложение установлено для отдельных участков аналогично ориентированного Таласо-Ферганского разлома (Г. И. Макарычев и др.).

Имеющие громадную протяженность, широтные структуры Тянь-Шаня обычно не однородны. Они слагаются из отрезков, обладающих значительной спецификой своего развития. Ряд исследователей указывает на различия в характере магматизма, оруденения, а также в мощности и фациальном облике палеозойских образований Нуратау и Зирабулак-Зиаэтдинских гор, с одной стороны, и более восточной частью Гиссаро-Алайской горной системы — с другой (О. М. Борисов и др.). Здесь, следовательно, развитие широтных структур Гиссаро-Алая в течение всего палеозоя и мезо-кайнозоя нарушалось вследствие проявления поперечной к ним наложенной глубинной структуры, очевидно, имевшей более древнее заложение. Характерно, что громадное, сквозное, наложенное поднятие меридиональной Индо-Памирской тектонической зоны развивалось, по Б. А. Петрушевскому, с докембрия.

Таким образом, слабее других, выраженные в новейшей структуре Востока Средней Азии, дислокации северо-западного и меридионального простираний прослеживаются как наложенные по крайней мере начиная с палеозоя. По всей вероятности, они наследуются от еще более древних докембрийских структурных планов.

Из вышеизложенного следует, что в новейшей структуре ряда регионов преобладающие простирания до сих пор сохраняют ориентировку, свойственную разновозрастным более древним структурным планам. Так, новейшая структура Средней Азии представляет собой мозаи-

ку участков, в которых преобладающая ориентировка структурных элементов имеет разновозрастное заложение.

3. Перестройка структурного плана обычно занимает значительный промежуток времени. С. А. Захаров считает, что в Таджикской депрессии перестройка плана волновых движений продолжалась почти весь сенон, даний и нижний палеоген (около 30 млн. лет). В западной части Центрального Казахстана перестройка субмеридионального каледонского структурного плана на северо-западный герцинский осуществлялась, по данным В. Г. Тихомирова, практически в течение всего девонского периода (около 50 млн. лет). В Кураминском хребте она отвечает, по-видимому, концу перми и триасу (около 40—50 млн. лет). Но и тогда, когда перестройка плана, в общем, завершена, отдельные структуры на начальных этапах своего становления сохраняют ориентировку, свойственную более древнему структурному плану. В процессе разрастания даже новейшие поднятия местами включают в себя достаточно обособленные, часто ограниченные разломами, а потому легко подвижные элементы структуры древнего плана. Когда же общая площадь поднятия превысит площадь такого унаследованного подвижного блока, ось новейшей структурной формы приобретает северо-восточное простирание. Это характерно как для всего Общекураминского поднятия, так и для входящих в него более мелких структур, например, Кураминской и Моголтауской гряд поднятий [2].

4. Перестройка структурного плана — процесс сложный, недостаточно изученный и, как показали исследования в Тянь-Шане и Казахстане протекающий не повсеместно. В частности для восточной части Центрального Казахстана характерно совпадение (унаследованность) герцинского и каледонского структурных планов, а для западной — различная их ориентировка.

В настоящее время уже можно установить некоторые общие черты процесса структурной перестройки. Так, в районе Сарысу-Тенизского водораздела к девону на меридиональные складки, образованные нижним палеозоем и докембрием, с резким (до 90°) азимутальным несогласием наложились крупные разрывные нарушения. Именно такие процессы отвечают началу перестройки структурного плана и на территории Кураминского хребта. Характерно, что на западе Центрального Казахстана, по Ю. А. Зайцеву, раздробление каледонского фундамента поперечными разломами свойственно лишь области крупного герцинского Сарысу-Тенизского поднятия, а в более северных и южных частях Центрально-Казахстанской срединной зоны подобной перестройки структурного плана и раздробления нижнепалеозойского фундамента не происходило. Это наводит на мысль, что такое «взламывание» поперечными разломами более древнего структурного плана свойственно именно областям поднятий. Можно полагать поэтому, что вновь образовавшиеся (или омоложенные) разломы являются осложнением сводовой части зарождающегося поднятия, а не наоборот — поднятия нового структурного плана закладываются в полной зависимости от этих разломов.

В Карамазаре в пользу такой трактовки происхождения наиболее крупных разломов северо-восточного простирания (например, Железного, Канджольского и др.) свидетельствует то, что они, не меняя своего простирания, секут и смещают крупнейшие широтные тектонические швы (Баштавакский разлом, Кансайскую шовную зону). Поэтому вряд

[2] Процесс переориентировки новейших структур детально рассмотрен в статье С. А. Несмеянова «Количественные палеореконструкции горного рельефа». Сб. «Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек», № 2. Изд-во МГУ, 1969.

ли есть действительные основания считать их, как и более мелкие разломы северо-восточного простирания (например, Бирюзовый, Тарыэкранский и др.), производными от сдвиговых перемещений по указанным широтным швам, как это делает В. И. Попов и др. Не исключено, конечно, что крупнейшие разломы северо-восточного простирания в какой-то своей части совпали с разрывными нарушениями, возникшими ранее при указанных горизонтальных перемещениях. Кроме того, поскольку по широтным швам, и в частности по Баштавакскому, уже доказаны горизонтальные перемещения в обоих направлениях, то будь они основной причиной заложения диагональных разломов, среди последних были бы равноценно представлены нарушения северо-восточной и северо-западной ориентировок. Резкое преобладание разломов северо-восточного простирания среди диагональных к ортогональной географической сетке дизъюнктивных нарушений подтверждает предположение о существовании благоприятной структурной обстановки для формирования разрывов именно с такой ориентацией. Указанная обстановка и была создана с появлением поднятия, обладающего северо-восточным удлинением. В обоих разбираемых регионах указанные приподнятые и сильно передробленные участки являлись до начала перестройки областями интенсивного вулканизма. Структуры, формировавшиеся в них во время накопления мощной порфировой формации, нередко унаследованы от более древнего структурного плана, но зачастую представлены изометричными брахискладками.

В пределах стабильно прогибавшихся областей, как показали исследования С. А. Захарова по Таджикской депрессии и О. А. Рыжкова по Ферганской, перестройка структурного плана осуществлялась путем постепенного изменения ориентировки наиболее интенсивно прогибавшихся зон. Такая переориентировка, вероятно, связана не только с перестройкой глубинных структур, поскольку, как было показано выше для Северной зоны Ферганской депрессии, некоторые из вновь образованных у поверхности дислокаций не находят отражения в рельефе погребенных горизонтов. Это обстоятельство на материале по средне-палеозойским впадинам Казахстана было еще в 40-х годах подмечено Н. Г. Кассиным, который указывал, что при относительно умеренных мощностях (1 — 2 *км*) осадков чехла складки в нем не получили самостоятельно выдержанных направлений и приспособлялись к древним остовам, разломам в подстилающем фундаменте. При более мощных осадках (3 — 5 *км*) варисцийские складки имеют простирание, не отвечающее складкам подстилающих пород фундамента, секут их под разными углами, до прямого включительно. Это, по-видимому, связано с тем, что вновь возникшие тектонические напряжения в условиях значительной сохранности и обособленности древних структур не могут привести к формированию соизмеримых складок, отвечающих новому структурному плану. Когда же мощность продолжающих накапливаться осадков увеличится настолько, что жесткая рама древних дислокаций окажется погребенной, вышележащие отложения начнут сминаться в складки, отвечающие новому структурному плану.

5. Характер изменения общей ориентировки новейших поднятий Кураминского хребта в процессе их роста, а также тот факт, что наиболее древний в Средней Азии субмеридиональной и северо-западной ориентировки структурный план к палеозою сменился широтным, а к мезозою — северо-восточным, позволяют в историческом аспекте рассматривать смену ориентировки структурных планов на этой территории, как общий разворот ведущих простираний (а соответственно и общих тектонических напряжений) против часовой стрелки.

Предложено два объяснения этого явления. Одно из них, принадлежащее В. И. Попову, связывает переориентировку структурного плана с направленными против часовой стрелки и постоянно действующими скручивающими усилиями. Оно не может истолковать целого ряда фактов, и в частности существование таких крупных правых сдвигов, как Таласо-Ферганский и др.

Согласно другому объяснению, предложенному Б. К. Брешенковым, указанное изменение ориентировки структур обусловлено перераспределением общепланетарных напряжений, связанных с перемещением полюсов и экватора относительно континента. Для послекембрийского времени изменение положения экватора и полюсов хорошо прослежено Н. М. Страховым на основе изучения эволюции климатической зональности. По его мнению, главные перемещения полюсов произошли в верхнем девоне и в триасе. Первая эпоха близка к периоду основной перестройки структурного плана западной части Центрального Казахстана, а вторая — совпадает с периодом последней такой перестройки в Западном Тянь-Шане. Перемещение полюсов и экватора относительно этих регионов осуществлялось против часовой стрелки. При этом изменение наклона плоскости экватора в триасе достигало 40 — 45°, т. е. величины близкой к послепалеозойскому изменению ориентировки простираний в Западном Тянь-Шане.

Характерно, что простирания палеозойского и мезо-кайнозойского структурных планов диагональны по отношению к ориентировке элементов географических сеток соответствующего времени. Это отвечает взглядам большой группы исследователей (Р. Зондер, И. И. Чебаненко и др.), считающих, что расположение главных элементов или планетарной трещиноватости земной коры должно быть диагональным по отношению к направленным ортогонально основным тектоническим напряжениям. Не исключено, что известные случаи локальной переориентировки простираний основных структур в направлении по часовой стрелке (для Азии) вызваны перемещениями отдельных блоков земной коры с поворотом их в направлении, противоположном повороту простираний.

6. Поскольку перестройка структурного плана происходит не повсеместно, для ее осуществления, по-видимому, должны быть достигнуты какие-то особые условия. Сравнение геологической ситуации, которая в конце палеозоя имела место в Гиссаро-Алайской и Чаткало-Кураминской областях показывает, что для проявления в палеозойском фундаменте нового структурного плана, связанного с переориентировкой общих тектонических напряжений, необходима достаточная консолидация и связанная с ней механическая нивелировка прежней структуры, которая была достигнута только во второй из указанных областей. В Гиссаро-Алае древние швы, контролировавшие распределение палеозойских структурно-фациальных зон, продолжали оставаться механически ослабленными линиями и по ним, в основном, происходило обособление альпийских и новейших структур. Новейший структурный план, так же как и план (или планы) докембрийский, прослеживается здесь лишь по ундуляциям шарниров субширотных структур. Так, структурным соединением располагающихся на одной линии Чаткало-Кураминского и Байсунского новейших поднятий служит Чимтаргинское поперечное поднятие, пересекающее Гиссаро-Алай между г. Самаркандом и пос. Айни.

Изменение степени консолидации, очевидно, связано с особенностями формирования геологической структуры каждой территории, т. е. со спецификой режима ее тектонического развития. Различия в

палеозойской истории Гиссаро-Алайской и Чаткало-Кураминской областей отмечаются всеми исследователями, начиная с Д. В. Наливкина, который первую область отнес к центральным дугам Средней Азии, а вторую — к северным. В настоящее время большинство геологов относит Гиссаро-Алай к Южному, а Чаткало-Кураминскую область к Центральному Тянь-Шаню, подразумевая под этими названиями крупные структурно-фациальные области в палеозое. Как видно из таблицы, формационные ряды указанных регионов существенно различны.

Гиссаро-Алайская область пережила в палеозое один растянутый миогеосинклинальный цикл, отвечающий каледонскому и герцинскому этапам. Ее структурно-фациальные зоны представляют собой узкие линейные образования шириной в первые десятки и протяженностью в сотни километров. Мощности главных формаций достигают здесь 4—8 *км*. Вулканогенные образования развиты крайне незначительно.

Сопоставление формационных рядов палеозоя Чаткало-Кураминской и Гиссаро-Алайской областей

Главные формации	Чаткало-Кураминская область		Гиссаро-Алайская область
	1-й цикл	2-й цикл	
Порфировая	D_1	C_1^3—T	—
Верхняя терригенная	O—S	C_1^{2-3}	C_2—P
Известняково-хемогенная	Cm	D_2^2—C_1^2	S—C_2
Нижняя терригенная	Cm	D_2^1	Cm—S

Главные интрузивные массивы сконцентрированы вдоль южного края области. Палеозойские отложения смяты в линейные складки, зачастую осложненные продольными разломами.

Чаткало-Кураминская область пережила в палеозое два полных геотектонических цикла, граница которых отвечает рубежу силура и девона. Поперечник структурно-фациальных зон этой области сопоставим с поперечником всей Гиссаро-Алайской области. Мощность крупных формаций, за исключением поздне-палеозойской порфировой, не превышает 1—3 *км*. Чрезвычайно широко развиты вулканические и интрузивные образования верхнего палеозоя. Породы дислоцированы преимущественно в пологие брахискладки.

Если тектоническая дифференцированность и интенсивность палеозойских дислокаций Гиссаро-Алайской области являются обычными для геосинклиналей, то те же показатели Чаткало-Кураминской области позволяют относить ее, по крайней мере ко второй половине палеозоя, к территориям, тектонический режим которых должен оцениваться как промежуточный между геосинклинальным и платформенным. Сравнение формационных рядов этой области и западной части Центрального Казахстана позволило автору именовать верхнепалеозойский этап развития Чаткало-Кураминской области парагеосинклинальным. Меньшая тектоническая подвижность Чаткало-Кураминской области и громадная масса развитых здесь магматических образований обусловили значительную консолидацию структуры этой области в конце палеозоя. Тем самым была подготовлена благоприятная почва для перестройки структурного плана.

Таким образом, подтверждается идея И. В. Мушкетова о существовании разновозрастных структурных планов и о возможности переработки одного структурного плана другим. Для объяснения наличия в современной структуре земной коры различно ориентированных дислокаций нет нужды привлекать значительные горизонтальные перемещения крупных жестких блоков коры.

М. Д. КАПИТОНОВ

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ГРАФИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ЭНДОГЕННЫХ АПАТИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ[1]

С 1891 по 1968 г. опубликовано около двух десятков классификаций месторождений фосфорных руд. Большинство их критически рассмотрено Б. М. Гиммельфарбом (1965), который показал, что они различались принципами и детальностью подразделения месторождений.

Апатитовые эндогенные месторождения стали разрабатываться и соответственно классифицироваться позже фосфоритовых. Отдельные классификации эндогенных месторождений опубликованы А. Е. Ферсманом (1939), А. А. Арсеньевым (1965) и Ф. Л. Смирновым (1967). Ценные исходные для классификаций данные по эндогенному апатитовому рудообразованию и геохимии фосфора приведены в статьях А. А. Арсеньева (1968), О. А. Воробьевой и В. П. Петрова (1968), Д. П. Сердюченко, (1968), Ф. Л. Смирнова (1968), а также других специалистов, изучавших отдельные апатитовые месторождения. В опубликованных классификациях эндогенных месторождений помимо новых данных использованы выдержавшие проверку временем принципы подразделения месторождений этой группы в более ранних общих классификациях, отражавших как экзогенное, так и эндогенное рудообразование.

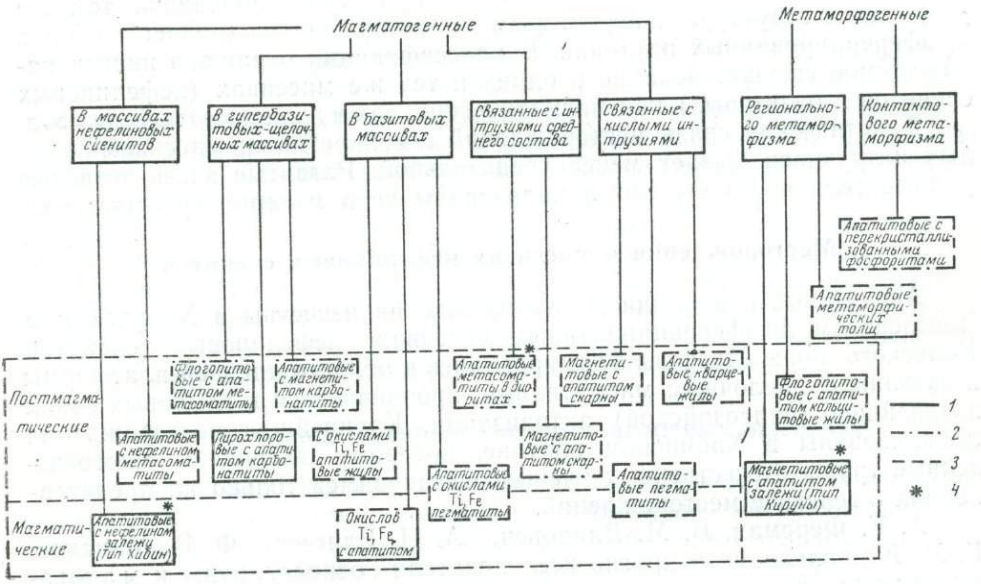
Остановимся на последней, наиболее подробной табличной классификации месторождений апатитовых руд Смирнова (1967). В классификации (рисунок) в одном подтипе объединены хибинские и шведские (Кируна, Ректор) месторождения. Последние исследования Л. Н. Формозовой и С. Ландергрена позволяют генезис шведских месторождений считать принципиально отличным от хибинских. Допущенное выделение магматических месторождений в связи с кислыми магмами не подтверждено убедительными примерами. Месторождения подобного генезиса маловероятны. Безусловно прогрессивно принятое автором, как и Ферсманом (1939), разделение магматических месторождений по их связи с различного состава интрузиями. К сожалению, этот принцип не выдержан для постмагматических месторождений, и они остались как бы вне связи с магматизмом. Положительным является отражение среднего содержания в рудах P_2O_5 и примерных запасов руд. Классификация в целом обобщает достижения в познании генезиса апатитовых месторождений и содержит прогрессивные элементы в их подразделении. Однако сам автор считает ее предварительной и требующей уточнения.

Современные сведения об эндогенных процессах концентрации апатита заставляют обратить внимание на следующие положения, существенные для классификации его месторождений.

[1] Доложено в 1969 г. на Ломоносовских чтениях МГУ.

Апатитовые эндогенные месторождения многочисленны и генетически разнообразны, некоторые отличаются большими запасами руд.

Характерна генетическая и пространственная связь большинства крупных месторождений с массивами изверженных пород, отличающихся повышенным содержанием фосфора, щелочностью и основностью. Руды и вмещающие их магматические породы обладают геохимическим родством, обусловленным общим для них первоисточником — магматическим расплавом.



Классификация формаций эндогенных апатитовых месторождений. Относительное экономическое значение месторождений в формациях: *1* — крупные, *2* — средние, *3* — мелкие, *4* — редкие (Комплексные месторождения оцениваются по главному промышленному минералу. Несколько знаков у одной формации отражают характерное для нее распространение месторождений различного экономического значения)

Руды большинства магматогенных месторождений и отчасти регионально-метаморфических являются комплексными. Комплексность и минеральный состав руд целесообразно использовать в генетических классификациях для выделения формаций месторождений, так как эти характерные особенности зависят от химизма и рудной специализации материнских магм и их растворов.

Выделение формаций по минеральному или химическому составу руд[2] основано на известной устойчивости минеральных комплексов в месторождениях одинаковых полезных ископаемых, несмотря на их формирование в различные периоды и в разных регионах.

Магматогенные месторождения

Месторождения, выделяемых формаций подразделяются на магматические и постмагматические[3]. К постмагматическим месторождениям отнесены также и карбонатитовые. Отражены генетические связи

[2] Формации названы главным образом по практически важнейшим минералам. Если таковым является апатит, он поставлен впереди.

[3] Постмагматическими в статье называются месторождения, образовавшиеся из магматогенных газовых или жидких растворов. Эти растворы могли отделяться и до кристаллизации материнской магмы.

формаций с массивами различных интрузивных пород и тем самым с материнскими (как для руд, так и для пород) магматическими расплавами. Наиболее четко проявляется генетическая и пространственная связь месторождений с массивами щелочных, гипербазитовых-щелочных и базитовых пород, отличающихся повышенным содержанием фосфора. Месторождения практически всегда локализованы в массивах указанного состава, а их руды и вмещающие породы обладают геохимическим родством[4]. Локализация руд в указанных массивах часто обусловлена элементами их прототектоники, либо подчинена тем же разрывным структурам, по которым неоднократно внедрялась магма в дифференцированных плутонах. В классификации отражено иногда наблюдаемое сосуществование в одних и тех же массивах (нефелиновых сиенитов и базитовых) как магматических, так и постмагматических руд.

Генетическая связь месторождений с конкретными массивами кислых интрузивов бывает менее убедительной. Развитые здесь жильные рудные тела часто бывают локализованы не в материнских массивах.

Месторождения в массивах нефелиновых сиенитов

Апатитовые с нефелином месторождения известны в Хибинском и Ловозерском дифференцированных массивах нефелиновых сиенитов Кольского п-ова. Массивы формировались в области древней платформы и связаны со щелочным магматизмом, проявившимся в глыбовых зонах позднейшей (палеозойской) активизации. Крупнейшие месторождения локализованы в Хибинском плутоне, которому посвящены многочисленные труды отечественных ученых. Остановимся только на представлениях о генезисе месторождений.

А. Е. Ферсман, В. М. Владовец, А. Н. Елисеев, Ф. В. Минаков, Г. М. Вировлянский и другие исследователи относят руды к магматическим, рассматривая их как продукт дифференциации[5] ийолит-уртитовой магмы, интрузия которой сформировалась примерно в средние этапы становления массива. А. Н. Лабунцов, О. Ю. Левинсон-Лессинг, М. П. Фивег, Т. Н. Иванова считают рудные тела продуктом самостоятельной магматической инъекции. Многие авторы подчеркивают обогащенность рудного расплава кроме фосфора, фтором и другими летучими компонентами, обеспечивающими сравнительно низкую температуру его кристаллизации и значительную подвижность.

Некоторые геологи пытались связать образование месторождений с постмагматическими процессами.

Новейшие детальные исследования (Иванова, 1968) подтверждают наиболее распространенную точку зрения о магматическом образовании крупнейших месторождений — Кукисвумчорр, Юкспор, Расвумчорр и др. Месторождения приурочены к выходам прослеженного на 12 *км* дугообразно изогнутого, многофазного, разнообразного по текстуре и составу рудного тела. Оно прослежено на глубине 2 *км* и достигает мощности 180 *м*.

Кроме магматических доказывается (Иванова, 1968) существование и постмагматических месторождений — Поачвумчорр, частично Лявойок. Это жилы и зоны также апатитовых с нефелином руд,

---

[4] Геохимическое родство руд и вмещающих пород массивов доказывается присутствием в тех и других минералов общего вида (включая акцессорные) и элементов-примесей. Вмещающие породы рудоносных массивов отличаются повышенной концентрацией магматического апатита.

[5] Представления о способах и причинах дифференциации разноречивы.

развивавшиеся метасоматически по расчорритам. Они располагаются вне магматической апатитовой дуги.

Магматические месторождения Кольского п-ова до конца еще не изучены. Хибинские месторождения недоразведаны на глубину, но уже имеют мировое значение по запасам руд со средним содержанием 18% P_2O_5. Попутно в рудах используются другие полезные компоненты, в том числе нефелин в качестве источника алюминия.

В Ловозерском массиве выявлены апатитовые уртиты, содержащие 12—20% P_2O_5.

Постмагматические месторождения Хибинского массива пока не имеют существенного практического значения по сравнению с его гигантскими магматическими, но заслуживают внимания как особый тип. Промышленные постмагматические концентрации фосфора встречены и в других массивах нефелиновых сиенитов. В частности, они известны в Сыннырском массиве (Северо-Байкальская щелочная провинция) в связи с метасоматозом ксенолитов ультрабазитовых пород. С щелочным магматизмом связаны апатит-кальцитовые жилы с магнетитом в шонкинитах месторождения Юмилла (Испания).

Ферсман (1939) и другие исследователи подчеркивают роль карбонатных пород как осадителей апатита, в том числе при взаимодействии с ними щелочных магм. Однако скарновые апатитовые месторождения в связи с нефелиновыми сиенитами пока не обнаружены.

Месторождения в гипербазитовых-щелочных массивах

В значительной степени отечественными геологами выяснены закономерности локализации и условий формирования гипербазитовых-щелочных массивов и связанного с ними разнообразного рудообразования. Массивы приурочены к глубинным разломам (особенно их пересечениям) активизированных зон, краевых частей платформ (Сибирской, Русской, Канадской, Бразильской и др.) и участков завершенной складчатости, расколовшихся на консолидированные глыбы. Выводившие магму разломы иногда являются «сквозьструктурными» (в Африке). Если магма поднималась медленно, то она успевала дифференцироваться, а многофазовые внедрения ее дифференциатов обусловили формирование сложных зональных массивов. Внедрения магмы по дополнительным кольцевым или коническим разломам обусловили формирование плутонов центрального типа с переменным составом пород от ультраосновных до щелочных в поздних дериватах. Значительную роль в формировании массивов играли и постмагматические процессы, с которыми связано образование силикатных метасоматитов и карбонатитов. Магматический апатит распространен в породах массивов, но промышленными пока оказываются только его постмагматические концентрации, известные в метасоматитах и карбонатитах.

Флогопитовые с апатитом месторождения связаны с развитием в массивах силикатных метасоматитов. По А. А. Глаголеву и Э. М. Эпштейну (1968), формирование щелочных пород в массивах, особенно наиболее обогащенных магматическим апатитом мельтейгитов и ийолитов, сопровождалось метасоматическими процессами, вызванными деятельностью надкритических и гидротермальных растворов. С этими процессами и связано формирование месторождений данной формации; руды образуются в связи с магматической[6] и последующей ранней постмагматической стадиями метасоматоза.

[6] Метасоматиты «магматической» стадии формировались из растворов, выделявшихся магмой на фронте ее внедрения.

Метасоматиты магматической стадии развиваются по гипербазитам, в том числе щелочным, и содержат апатит, нефелин, авгит, диопсид, магнетит, флогопит или биотит, шорломит. К этой же группе метасоматитов близки, иногда образующиеся в экзаконтактах массивов, среди вмещающих пород, обогащенные апатитом фениты и твейтозиты. Метасоматиты постмагматические относятся к инфильтрационным и развиваются вдоль трещиноватых зон массива, в том числе в предшествующих метасоматитах. Новообразованиями здесь являются апатит, диопсид, флогопит, мелилит, монтичеллит, перовскит, магнетит, меланит, волластонит.

Товарный флогопит (у поверхности вермикулит) развивается в наиболее крупнокристаллических (скорноподобных и пегматоидных) разностях метасоматитов обоих типов. Апатит в повышенных концентрациях обычно находится совместно с флогопитом и вместе с ним отрабатывается. Самостоятельные промышленные концентрации апатита редки.

Объединяемые в одну формацию флогопитовые с апатитом месторождения в силикатных и алюмосиликатных метасоматитах разных стадий формирования представлены мощными (сотни метров) контактовыми ареалами, протяженными зонами, жилами, линзами. Вкрапленные и гнездовые руды содержат от 10—15 до 25—30% апатита. Крупные месторождения флогопита имеют меньшее значение по запасам апатита. Они известны в Ковдорском (Кольский п-ов), Арбарастахском (Приморье), Инагли (Алдан), Гулинском (р. Хатанга), Одиханча (р. Катуй) и других массивах[7].

Апатитовые с магнетитом месторождения формируются в самом начале карбонатитового процесса (Пожарицкая и Эпштейн, 1964). Руды часто развиваются по различным породам массива (в том числе по ранним силикатным метасоматитам) во внешних зонах более типичных карбонатитов. Кроме апатита и магнетита в рудах представлены кальцит, авгитдиопсид, форстерит, биотит, дизанолит, реже сульфиды Fe, Cu. Состав руд зависит от состава замещаемых пород и осложняется при наложении последующих более типичных стадий карбонатитового процесса. Могут быть выделены богатые апатитом форстерит-апатитовые породы и наиболее типичные апатит-магнетитовые руды. Рудные тела разнообразны по форме: зоны, жилообразные тела и жилы, гнезда, линзы, неправильные участки.

Данные месторождения распространены в Африке, Северной и Южной Америке, Скандинавии, Сибири. В Африке — Люлекоп (ЮАР), Сукули (Уганда), Дорова (Родезия) и др. В СССР месторождения известны на Кольском п-ове (Ковдорское и др.), в массиве Арбарастах (Алдан), в Восточном Саяне и на севере Сибирской платформы. Содержание в рудах P_2O_5 колеблется в значительных пределах, но чаще составляет 4—7%. Одновременно извлекается железо, иногда флогопит, редкие элементы. Месторождения перспективны и, вероятно, среди магматогенных месторождений по общим запасам руд, достигающих 1—2 млрд. *т*, уступают только Хибинским.

Пирохлоровые с апатитом и существенно апатитовые месторождения встречаются в карбонатитах, образующихся, как известно, в завершающей фазе формирования гипербазитовых-щелочных массивов среди пород различного состава. Существуют различные гипотезы происхождения карбонатитов. В классификации они отнесены к постмагматическим. И. И. Гинзбург и Е. М. Эпштейн

[7] Сборник статей «Апатиты». М., «Наука», 1968.

считают наиболее вероятным формирование этих своеобразных метасоматических образований при активном участии надкритических и гидротермальных растворов при температурах 600—430° в начале и 400—150° в конце. Выделяются (Гинзбург, Эпштейн, 1964) различные стадии минерализации карбонатитов. Каждая стадия отмечается сложной ассоциацией минералов, в том числе содержащих Nb, Ta, TR, P, Mo, Fe, Sz, B, Zr, Th, U. Известны скопления флогопита, асбеста, флюорита и др. Апатит концентрировался в стадии формирования кальцитовых карбонатитов совместно с пирохлором, гатчеттолитом или без них. Кроме указанных минералов развивались диопсид, гумит или форстерит, флогопит, магнетит, циркелит, бадделеит, пирротин. Рудные тела представлены кальцевыми и радиальными жилами, линзообразными залежами, штокверками, столбами. Месторождения известны в тех же районах, а иногда в тех же массивах, что и апатитовые с магнетитом, и являются важнейшими источниками Nb (пирохлоровые) и Ta, Nb (гатчеттолитовые). Содержание в рудах P_2O_5 обычно составляет 2—5%, но бывает и значительно выше. Запасы руд достигают 1—2 млрд. *т*, но обычно бывают существенно меньше. Крупнейшими месторождениями за рубежом, видимо, являются Лауэш (Конго) и Араша (Бразилия). В СССР известны обогащенные апатитом карбонатиты с непромышленным содержанием редких металлов в массивах Восточного Саяна (Фролов, 1968). Здесь выявлены месторождения с запасами от десятков до сотен миллионов тонн P_2O_5 при его содержании до 4%.

Содержание апатита и других полезных минералов резко возрастает в коре выветривания карбонатитовых месторождений.

Месторождения в базитовых массивах

Комплексные апатитовые месторождения связаны с некоторыми и преимущественно с дифференцированными базитовыми массивами. Пояса подобных протерозойских, каледонских и варисских массивов формировались в глубинных разломах, геотектоническое положение которых близко к уже отмеченному для гипербазитовых-щелочных массивов.

Апатит в рудах находится в ассоциации с различными окислами Ti и Fe, иногда присутствуют сульфиды.

Известны месторождения магматические и постмагматические. К последним относятся пегматитовые и пневмато-гидротермальные.

Магматические месторождения окислов титана и железа с апатитом преобладают и являются важнейшими апатитовыми среди образующихся в связи с базитовыми массивами.

Суждения о наиболее благоприятном составе рудообразующей магмы разноречивы. И. И. Малышев (1957) обогащенные фосфором месторождения связывает с анартозитовыми и габбро-анартозитовыми массивами и считает характерным присутствие в рудах кроме апатита (до 10%), ильменита, гематита, рутила. Одновременно автор отмечает связь обогащенных апатитом и сульфидами титаномагнетитовых руд с массивами габбро-пироксенит-перидотитовой формации (Волковское и Баронские месторождения Урала и др.). О. А. Богатиков (1968) показывает связь магматических апатитовых руд с Алтае-Саянскими габбро-сиенитовыми массивами, точнее с их наиболее меланократовыми рудными титаномагнетитовыми дифференциатами (феррогаббро, косвиты, казанскиты и др.). Он же подчеркивает бедность апатитом анартозитов и лейкогаббро в этих массивах. По-видимому, месторождения образовывались в процессе становления довольно различных по составу, но обогащенных фосфором и дифференцированных, базитовых комплексов.

В рудах наблюдаются промышленные концентрации титаномагнетита (часто с примесью V), ильменита, магнетита, реже гематита, рутила, кулсонита, сульфидов Fe, Cu. Разнообразие сопутствующих апатиту окислов Ti, Fe при не раскрытых закономерностях образования парагенетических ассоциаций минералов затрудняет разделение месторождений по составу руд на более конкретные рудные формации.

Главная масса перечисленных минералов кристаллизовалась позже силикатов, с образованием вкрапленных сидеронитовых, реже сплошных руд. Иногда апатит и рудные минералы развивались метасоматически по силикатам (Малышев, 1957). Рудные тела — зоны, струи, линзы, шлиры и слоеподобные отщепления — обычно простираются согласно с интрузиями и контролируются их прототектоникой. Жилы сплошных руд приурочены к трещинам поздних стадий формирования массивов.

А. Н. Заварицкий, И. И. Малышев, О. А. Богатиков, Ф. Л. Смирнов считают, что окислы тяжелых металлов, кальций и фосфорный ангидрид совместно с летучими компонентами концентрировались в остаточном расплаве кристаллизовавшейся магмы. И. И. Малышев подчеркивает формирование рудных жил под влиянием тектонических давлений, вызывающих отжимание рудного расплава из межзерновых участков раскристаллизовавшихся силикатов. Эксперименты О. А. Есина, В. В. Лапина, Р. Фишера, Э. П. Ершова и Я. И. Ольшанского подтверждают возможность также и ликвационного образования руд, особенно при большом содержании в расплаве фтор-фосфата кальция.

Месторождения известны в отдельных массивах титанорудной провинции, окаймляющей Канадский щит, в районе Колорадского плато и др. Например, в ильменит-магнетит-апатитовых рудах габбро-анортозитового массива Согуней Ривер (Канада) P_2O_5 до 10%; в месторождении Тейлор (Колорадо) — 12,8%. В Скандинавско-Балтийской базитовой провинции обогащены апатитом (до 10%) месторождения Спискхолдт и Таберг (Швеция). На Урале известны концентрации апатита с ильменитом в Капанском, Маткальском и других габбровых массивах. В титаномагнетитовых и халькопиритовых рудах Волковского месторождения P_2O_5 2,8 — 4%. Месторождения обнаружены в Сибири. Титаномагнетитовые с ильменитом руды Арсентьевского и Зуйского (Забайкалье) габбро-сиенитовых массивов содержат до 5% P_2O_5. Того же состава руды в габбро-анортозитах Кручининского месторождения (Читинская обл.). Они содержат 3,3—4,7% P_2O_5.

Запасы руд в месторождениях данной формации исчисляются несколькими миллионами, десятками и сотнями миллионов тонн. Содержание в них P_2O_5 от 1 до 12%.

Постмагматические месторождения окислов титана и железа с апатитом, генетически связанные с базитовыми массивами, по сравнению с магматическими промышленными объектами, имеют второстепенное значение вследствие небольших запасов руд или их бедности. Большинство месторождений является жильными.

Многие жильные месторождения представлены метасоматическими габбро-пегматитами, отличающимися существенно повышенным содержанием апатита, ильменита, магнетита, рутила. В других случаях метасоматические жильные тела и зоны по составу и строению отклоняются от пегматитов. Общеизвестными примерами могут служить апатитовые жилы Скандинавии, нельсониты Виргинии. Наряду с минералами, встречающимися в габбро-пегматитах, в них распространены и такие, которые больше характерны для автопневматолиза и иногда даже связаны с гидротермами. Эти спорного генезиса сложные образования, ви-

димо, правильнее относить к пневматолитам, однако связь некоторых из них с пегматитами также весьма вероятна.

Апатитовые жилы распространены на южном побережье Норвегии (месторождения Бомле, Гомо, Крогеро, Ланго, Ризор и др.), известны в Швеции (Дендрет, Гелливара) и Канаде (Оттава). Жилы Норвегии главным образом локализованы в массивах, сложенных габбро, оливин-гиперитом и роговообманково-скаполитовыми породами. Жилы состоят из апатита, силикатов, окислов Ti, Fe и сульфидов. Среди силикатов преобладают магнезиальные слюды, плагиоклазы, амфиболы, энстатит, авгит, скаполит; из рудных окислов — рутил, ильменит, анатаз, магнетит, гематит. Встречаются турмалин, сфен, кальцит. Содержание апатита доходит до 42%. Промышленным является и содержание титана. Некоторые месторождения эксплуатируются. Фогт считал жилы пневматолитовыми, Шнейдерхен (1958) отнес их к пегматитам, Ферсман (1939) трактовал их как пневматолиты и гидротермалиты.

В Виргинии (США) в анартозитовом массиве и на контакте его с гнейсами развиты жилообразные тела нельсонитов. Они содержат главным образом рутил, ильменит, апатит и меньше — актинолит, сфен, хлорит, кварц. Содержание апатита достигает 27%, ильменита — 64%, рутила 75 — 80%. Месторождение разрабатывается. Ферсман (1939) связывал нельсониты с пневматолитовой фазой пегматитов. Маккелвей и др. (1953) считают их гидротермальными, Арсеньев (1968) и Смирнов (1968) предполагают магматическое (ликвационное) образование, что менее вероятно.

Габбро-пегматиты, обогащенные апатитом (10 — 20% иногда и более) и окислами Ti, Fe известны в большинстве базитовых провинций мира. В. С. Мясниковым и О. В. Карповой они описаны в Капанском массиве Урала.

Месторождения, связанные с интрузиями среднего и кислого состава

Условия и возможности концентрации фосфора в связи с магмами среднего и кислого состава специфичны и в определенной степени отличаются от существующих для магм основных и щелочных. Важные в этом отношении положения обобщил Ф. Л. Смирнов (1968).

При общем снижении содержания фосфора в кислых и средних магмах уменьшается степень вероятности формирования связанных с ними месторождений и особенно крупных. Характерное для этих магм уменьшение содержания кальция и повышение кислотности среды, вероятно, объясняет более высокую миграционную способность фосфат-аниона в магматогенных процессах и переход фосфора в газовые и жидкие растворы. Концентрации фосфора связаны с процессами взаимодействия переносящих его растворов и остаточных расплавов с вмещающими породами, т. е. с метасоматозом, гибридизмом и контаминацией. Поэтому эти концентрации не устойчивы.

К вышеизложенному можно добавить следующее. В связи с преимущественным переходом фосфора в растворы и пегматитовые расплавы образуются постмагматические месторождения апатита, а собственно магматические выпадают. Рудные тела (особенно связанные с кислыми интрузиями) нередко локализуются на контактах их с вмешающими породами и в самих этих породах. Наиболее благоприятными для осаждения апатита оказывались породы карбонатные или повышенной основности, в известной степени определявшие минеральные парагенезисы апатитовых руд. В связи с указанными особенностями генетическое и неохимическое родство руд с интрузиями проявляется слабее.

Месторождения, связанные с интрузиями среднего состава. В диоритах, сиенитах и сиенито-диоритах, как дифференциатах базитовой магмы, еще наблюдаются повышенные содержания акцессорного и магматического апатита (0,5 — 1%), однако его промышленные концентрации известны только в связи с постмагматическими процессами. Промышленные скопления апатита или приближающиеся к таковым в комплексных рудах встречаются в пневмато-гидротермальных метасоматитах внутри интрузии диоритов и в связи с сиенитами в скарновых зонах. Вероятно, возможна локализация жильных руд во вмещающих породах и в удалении от контакта.

Апатитовые метасоматиты внутри диоритовых интрузий встречаются редко, но среди них возможны значительные объекты. Примером является Ошурковское месторождение (Бурятская АССР) с рудами, локализованными в диоритовом массиве несколько повышенной щелочности. По последним данным (Смирнов, Костромин, Жукова, 1968), запасы руд, содержащих 4 — 4,5% P_2O_5, оцениваются более 500 млн. *т* только на глубину 100 *м*. Руды в основном апатитовые. В концентрате среди других компонентов наибольшее содержание имеет TiO_2 (до 1%), источниками которого являются сфен и титаномагнетит. Вышеупомянутые исследователи и Г. В. Андреев (1968) считают месторождение пневмато-гидротермальным. Растворы, обогащенные Ca, Mg, Fe, Ti, P, K, поступали преимущественно по тектоническим ослабленным зонам в диоритах. В результате щелочного метасоматоза образовались апатит-микроклиновые и амфибол-пироксен-апатит-биотитовые рудные тела неправильной формы шириной до 400 и длиной до 600 *м*. Апатит замещает магматические минералы — пироксен, роговую обманку, плагиоклаз. Выделяются подчиненного значения зоны сугубо гидротермального изменения пород и апатитовой минерализации. Апатитоносные диориты известны также в Тувинской АССР. Однако существующие здесь рудопроявления не изучены.

Магнетитовые с апатитом скарновые месторождения известны на Урале—Осокино-Александровское, Естюнинское, Гороблагодатское, Высокогорское (Меднорудянский участок) и Лебяжинское (Штейнберг, 1968). Апатит сопутствует рудам скарново-железной формации этих месторождений. Все они образовались в контактовой зоне пород сиенитового комплекса и палеозойской осадочно-эффузивной толще с известняками. Концентрации апатита в магнетитовых (иногда с сульфидами) известковых или автореакционных скарнах обычно составляют 1,4— 1,8%; наиболее высокое содержание 1,5 — 3,5% характерно для Лебяжинского месторождения. В нем апатит может рентабельно извлекаться при комплексном использовании руд (Fe 37 — 57%), запасы которых составляли 15 млн. *т* (Обручев, 1934).

Месторождения, связанные с кислыми интрузиями. В связи с гранитоидами известны апатитовые месторождения пегматитовые, скарновые, а также представленные пневматолитовыми и гидротермальными кварцевыми жилами.

Апатитовые пегматиты. Несмотря на обычное присутствие в гранитных пегматитах апатита (как и других фосфатов, в том числе редкоземельных), его промышленные концентрации в жилах сравнительно редки. Месторождения известны в Индии, на Цейлоне, в Африке (Трансвааль и др.), США (шт. Мэн, Чэмпшир и др.), Бразилии (Монтейро), Аргентине (горы Сан-Луис, Мендоза, Кордоба и др.), Австралии (горы Франциско-Пилбарт) и др. Содержание P_2O_5 в промышленных жилах меняется от 4 до 25% (Индия), редко достигает 40% (Бразилия). Месторождения мелкие, редко обладают запасами более 100 000 *т*

(Бразилия). Они разрабатываются при благоприятном экономгеографическом положении, высоком содержании апатита, либо при попутном извлечении других полезных компонентов жил.

Магнетитовые с апатитом скарновые месторождения встречаются редко, как правило, отличаются низким содержанием (0,5—2%) P_2O_5 и небольшими его запасами. Залежи подобных руд известны в Канаде (Онтарио, Квебек). Редкий пример метасоматического апатит-магнетитового месторождения вдоль контакта аляскитовой интрузии в Андирондакских горах (Сев. Америка) приводят Маккелвей (Mckelvey et al., 1953) и др.

Апатитовые кварцевые жилы ранее разрабатывались в Испании (Кацерес, Валенсия), Португалии (Иданка-а-Нова, Нарвао и др.), Италии, известны они и в Африке (Трансвааль). Запасы руд отдельных месторождений обычно исчисляются десятками и сотнями тысяч тонн. Оригинальностью состава руд и крупными запасами отличается испанское месторождение в районе Кацерес. Отнесенные В. А. Обручевым (1934) к пневматолитовым кварц-апатит-касситеритовые жилы с амблигонитом залегают в гранитах, палеозойских кварцитах и известняках. Наиболее богатыми являются метасоматические жилы в известняках. По А. А. Арсеньеву, в месторождении насчитывается 160 млн. *т* богатых (15—38% P_2O_5) руд.

Метаморфогенные месторождения

В геосинклинальных зонах и в областях подвижных платформ морские фосфориты, обогащенные фосфатом некоторые осадочные руды и отложения, при погружении в глубинные зоны земной коры подвергались метаморфизму; при этом формировались метаморфогенные месторождения апатита, комплексных руд с апатитом и апатитоносные породы.

За последние годы, сначала в СССР, а затем за рубежом, преимущественно в Азии, открыты кембрийские, рифейские и дорифейские метаморфогенные месторождения фосфатных (в основном апатитовых) руд. К классу метаморфогенных месторождений сейчас обоснованно уже относят и такие, которые в процессе ультраметаморфизма приобрели черты, сходные с магматогенными. Эти открытия помимо практического значения позволяют глубже понять геохимию фосфора. С большой степенью вероятности уже можно говорить о поступлении экзогенного фосфора в сферу действия магматогенных процессов, т. е. о полном круговороте фосфора в природе.

Месторождения зон контактового метаморфизма

Месторождения данного подкласса отличаются локальностью изменений, происшедших в фосфоритах. Эти изменения наблюдаются преимущественно вблизи внедрившихся кислых интрузий и бывают по своей степени различны: от потери CO_2 и органического вещества, до раскристаллизации аморфных компонентов, полной перекристаллизации кристаллического материала с появлением контактовых минералов. При этом разрушаются прежние текстуры (конкреционные) и структуры, а вместо них появляются новые. Карбонат-фторапатит переходит во фтор-апатит, отличающийся уже макрокристалличностью. Руды неоднородны в связи с наблюдаемыми на сравнительно небольших участках взаимными переходами между апатитовыми разностями и сохранившимися фосфоритами.

На данной стадии изучения объектов следует ограничиться выделением одной формации перекристаллизованных фосфоритов с апатитовыми рудами.

Известны следующие месторождения руд: Чулак-Тау, Тешик-тас и др. (Каратауский бассейн), Тамалыкское и др. (в Алтае-Саянской складчатой области), и др. Запасы руд в месторождениях достигают десятков миллионов тонн. Содержание в них фосфора определяется главным образом его содержанием в исходных фосфоритах. Фторапатитовые руды уже легче обогащаются.

Месторождения областей регионального метаморфизма

В соответствии с возрастающей степенью метаморфических преобразований древних морских осадочных фосфатоносных отложений и осадочных железных руд с фосфатами выделяются три формации образовавшихся месторождений: 1) апатитовых, 2) флогопитовых с апатитом и 3) магнетитовых с апатитом. Первая формация охватывает большую часть месторождений, обычно называемых осадочно-метаморфическими, сохранившими очевидные признаки образования за счет фосфоритов или обогащенных фосфатом осадочных пород. В месторождениях двух других формаций эти признаки замаскированы позднейшими магматогенными процессами, обусловившими привнос новых химических компонентов, переотложение и новые формы концентрации химических элементов осадков, формирование структуры месторождений и минерального состава руд. Графическая форма предлагаемой классификации позволила передать полигенез подобных месторождений, их образование в связи с метаморфогенными, магматическими и постмагматическими процессами, но на базе первичных осадочных концентраций фосфора.

Апатитовые месторождения обычно встречаются в дорифейских, рифейских, реже кембрийских метаморфических дислоцированных толщах древних геосинклинальных зон юго-востока Азии, на Китайской платформе, в районе Африканской платформы (месторождение Зизи в Танзании). Рудные тела (пласты, линзы, гнездовые залежи) обычно приурочены к доломитовым и кальцитовым мраморам или диопсидовым породам, переслаивающимся с кристаллическими сланцами, кварцитами, гнейсами. В ассоциации с апатитом, кроме доломита, кальцита и кварца, довольно часто встречаются метаморфические минералы: флогопит, биотит, хондродит, шпинель, гранат, графит.

В СССР в Слюдянском апатитоносном районе наиболее обогащены апатитом диопсидовые кварциты и кварц-диопсидовые породы. Выявлено более 5 млн. *т* руд с 5,5% P_2O_5.

В Китае подсчитано более 40 млн. *т* более богатых руд в небольших месторождениях (Чингингшан, Талунгтан и др.). Рудоносны доломитовые и кальцитовые мраморы и сланцы; в них встречаются апатитовые прослои. Апатитовые руды иногда сопровождаются (Чингингшан и др.) бедными марганцовыми (родохрозит, окислы Mn).

В Корее в месторождениях Синчхун, Енью, Ханчхон и других в метаморфических толщах рудоносны карбонатные породы. Суммарные запасы руд — 200 млн. *т* (4—6% P_2O_5).

Месторождения Лаокайского апатитоносного бассейна (ДРВ) содержат горизонты богатых (P_2O_5 22%) кембрийских апатит-доломитовых руд, разведанные запасы которых составляют 84 млн. *т*. Перспективные запасы, с учетом менее богатых руд, оцениваются в 1 млрд. *т*.

Флогопитовые с апатитом кальцитовые жилы являются характерным примером концентрации апатита в связи с его

переотложением из апатитоносных метаморфических пород. Минеральный состав крупнокристаллических зон метасоматических жил сходен с составом вмещающих пород. В Слюдянском районе в тех и других развиты кальцит, диопсид, флогопит, апатит. А. А. Маракушев (1968) пришел к выводу о растворении апатита в мраморах Алдана и месторождениях Сеечен (КНДР) щелочными, обогащенными галогенидами растворами. Фосфор мигрировал в составе комплексных соединений с фтором и осаждался в процессе щелочного метасоматоза в жилах с образованием апатита. Большинство исследователей считают растворы постмагматическими, связанными с гранитной магмой, что согласуется с развитием в подобных районах гранитных интрузий и пегматитов с аналогичным апатитом.

Жилы широко распространены в Забайкалье, Канаде (Квебек, Онтарио), США и встречаются в других районах. Апатит извлекается попутно при добыче флогопита. Самые крупные его запасы (300 000 *т*) известны в Канаде (Онтарио). Получаемый концентрат содержит 30—40% P_2O_5.

Магнетитовые с апатитом месторождения общеизвестны в Швеции (Кирунавара, Ректор, Гелливара, Гренгесберг и др.). Пластовые руды с признаками слоистости залегают среди регионально метаморфизованных вулканогенно-осадочных пород. Минеральный состав руд: магнетит, фторапатит (реже хлорапатит), гематит, диопсид, амфибол, турмалин, циркон, биотит, кварц. Апатит развит неравномерно, достигая 25% рудной массы. Среднее содержание фосфора — 2%, а в низших сортах руд — 4% и более. Промышленные сорта руд содержат 58—70% Fe. Запасы руд составляют более 5 млрд. *т*. Апатитовый концентрат извлекается попутно с обогащением железных руд.

Исследования последних лет (Landergen, 1948; Формозова, 1965) приблизили нас к окончательному решению многолетнего спора о генезисе месторождений: они образовались в результате интенсивного воздействия разнообразных факторов регионального метаморфизма на первичноосадочные морские комплексные руды железа и фосфора. Остался спорным вопрос об источниках накопления железа и фосфора в морских условиях: о роли вулканогенных и экзогенных источников этих элементов.

ЛИТЕРАТУРА

Андреев Г. В. Генетические особенности Ошурковского апатитового месторождения. Сб. «Апатиты». М., «Наука», 1968.

Арсеньев А. А. Условия образования и особенности концентрации апатита в зарубежных месторождениях. Сб. «Апатиты». М., «Наука», 1968.

Арсеньев А. А. Основные типы апатитовых месторождений. «Разведка и охрана недр», 1965, № 5.

Воробьева О. А., Петров В. П. Главные типы магматических и метаморфических пород, концентрирующих апатитовое оруденение. Сб. «Апатиты». М., «Наука», 1968.

Гиммельфарб Б. М. Закономерности размещения месторождений фосфоритов в СССР и их генетические классификации. М., «Недра», 1965.

Гинзбург А. И., Эпштейн Е. М. Карбонатитовые месторождения. В кн.: «Генезис эндогенных рудных месторождений». М., «Недра», 1968.

Глаголев А. А., Эпштейн Е. М. Особенности апатитового оруденения и его место в генетической истории массивов ультраосновных щелочных пород. Сб. «Апатиты». М., «Наука», 1968.

Иванова Т. Н. Апатитовые месторождения Хибинских тундр. М., Госгеолтехиздат, 1963.

Малышев И. И. Закономерности образования и размещения месторождений титановых руд. М., Госгеолтехиздат, 1957.

Сердюченко Д. П. Генетический ряд месторождений фосфоритов и апатитов (осадочных, метаморфических, гидротермальных и полигенных). Сб. «Апатиты». М., «Наука», 1968.
Смирнов Ф. Л. О классификации месторождений апатитовых руд. Сб. «Промышленность горнохимического сырья и природных солей (Техническая и экономическая информация)», вып. 2. М., Изд-во НИИ ТЭХИМ, 1967.
Смирнов Ф. Л. Роль фосфора и условия его концентрации в магматических горных породах. Сб. «Апатиты». М., «Наука», 1968.
Ферсман А. Е. Геохимия, т. 4. Л., 1939.
Формозова Л. Н. Генезис и формационный характер докембрийских железных руд Северной Швеции. «Тр. ГИН АН СССР», вып. 141, 1965.
Фролов А. А. Геологическое строение и апатитоносность массивов ультраосновных щелочных пород и карбонатитов Восточного Саяна. Сб. «Апатиты». М., «Наука», 1968.
Landergen S. On the geochemistry of Swedish iron ores and associated rocks. «Sverig. Geol. Unders». Ser. C, No 496. Arsbok 43, No. 5, 1948.
Mckelvey V. E. et al. Domestic phosphate deposits in book. Pierre W. H. and Norman A. G. «Soil and fertilizer phosphorus in crop nutrition». New York, 1953.

М. А. ГРАБОВСКИЙ, О. Н. ЖЕРДЕНКО, И. Д. ВЕТОШКИН

ДОМЕННАЯ СТРУКТУРА КУБАНИТА

Кубанит (сульфид железа и меди), соответствующий формуле $CuFe_2S_3$, в недалеком прошлом считался редким минералом, присутствующим среди халькопирита только в виде мельчайших включений. Детальное изучение сульфидных медно-никелевых месторождений (Садбери, Норильск) и открытие новых месторождений того же типа (Талнах, Октябрьское) привели к выделению халькопирито-пентландито-кубанитовых руд, в которых кубанит встречается в большом количестве, образуя крупные зерна или их скопления (Ершов, 1964; Суханова, 1964). В последнее время интерес к кубаниту значительно возрос. При обогащении этих руд кубанит должен быть отделен как разубоживающий компонент. Поэтому, для правильного выбора метода обогащения необходимо знать физические свойства кубанита (в том числе магнитные).

При изучении кристаллов кубанита из месторождения Садбери было установлено, что они имеют ромбическую сингонию, относятся к ромбодипирамидальному классу $D\frac{16}{2h}$ $Pcтп$ и имеют следующие размеры элементарной ячейки: $a_0=6{,}43—6{,}45$; $b_0=11{,}04—11{,}12$; $c_0=6{,}19—6{,}23$ Å. Теоретически кубанит должен содержать Cu=23,4; Fe=41,2 и S=35,4%. Опубликованные в литературе анализы (сб. «Минералы», 1960; Рамдор, 1962) дают небольшие отклонения от вычисленных величин (табл. 1).

При изучении кристаллов кубанита из месторождения Садбери было установлено, что они резко вытянуты по оси «b» (пластинчатые), имеют ряд характерных форм ((001), (110) и (011)), часто образуют двойниковые сростки по (110) и (130) и обладают спайностью или отдельностью по третьему пинакоиду (001) и реже по призме (110). При условии свободного роста кубанит образует стеблевидные формы. Азаров и Бергер (сб. «Минералы», 1960), изучая атомную структуру кубанита, указывали, что атомы серы в нем образуют почти идеальную плотнейшую упаковку, тетраэдрические пустоты которой упорядочено замещены атомами меди и железа.

Хиллер (Hiller, 1955) считает, что кубанит обнаруживает новый тип кристаллической решетки, неизвестный для других минералов.

Своеобразие этой решетки заключается в том, что в ней только одна вершина тетраэдра металлической серы, параллельная оси «а», направлена кверху, а соседние имеют вершины, направленные книзу. Кроме того, в решетке по два координационных тетраэдра из соседних полос имеют общее ребро (рис. 1). По мнению Хиллера, ферромагнетизм кубанита вызывается необычайным соединением тетраэдров его

Таблица 1

Химический состав кубанита различных месторождений, %

Месторождение	Cu	Fe	S	Zn	Ni	Σ	Примечание
Садбери, Канада	22,88	41,41	35,35	—	—	99,64	уд. вес 4,01
Тунаберг, Швеция . . .	23,57	41,24	36,00	—	—	100,81	
Аляска	23,52	41,14	35,30	—	—	99,96	уд. вес 4,04
Рудник Камаиши, Япония	23,30	41,23	34,81	0,03	0,11	99,48	в том числе SiO_2 0,51
Рудник Омине, Япония .	23,91	40,95	35,06	сл.	0,06	99,98	в том числе SiO_2 0,16

кристаллической решетки через общее ребро и тем, что атомы Fe образуют зигзагообразные цепочки параллельно оси «b» с перемежающимся коротким расстоянием Fe—Fe (2,71 Å) между двумя тетраэдрами, соединенными ребрами, и длинным расстоянием Fe—Fe (3,70 Å) между двумя тетраэдрами, соединенными нормально через угол. Ферромагнетизм появляется только тогда, когда спины электронов ориенти-

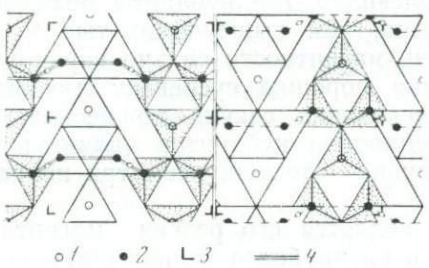


Рис. 1. Кристаллическая решетка кубанита; два слоя параллельные третьему пинакоиду (по Хиллеру). *1* — Cu, *2* — Fe, *3* — границы ячейки, *4* — цепочки параллельные оси *b*

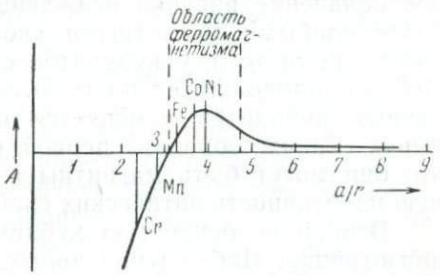


Рис. 2. Зависимость обменного интеграла (*A*) от отношения расстояния между атомами (*a*) к радиусу незаполненной оболочки (*r*) (по Хиллеру)

рованы параллельно, т. е. когда обменный интеграл (*A*) положителен и расстояние между ядрами атомов в решетке (*a*) больше, чем радиус незаполненной электронной оболочки (*r*). Это условие регулирует не только знак, но и значение обменного интеграла. Следовательно, если значение $\frac{a}{r}$ мало, то обменный интеграл отрицателен и вещество обладает парамагнитными свойствами, что часто наблюдается для соединений хрома. Когда $\frac{a}{r}$ имеет значение около 3 и выше (при переходе от марганца к железу) обменный интеграл становится положительным и появляется ферромагнетизм железа, кобальта, никеля; при значениях $\frac{a}{r}$ больше 4 (например, у редких земель) обменный

интеграл опять приближается к нулю (рис. 2). На основании работ Хиллера в литературе принято утверждение о своеобразии магнитных свойств кубанита. Считается, что в направлении оси «в» кубанит имеет высокую магнитную восприимчивость, в то время как по осям «а» и «с» почти немагнитен.

Магнитные свойства и магнитная структура кубанита представляют определенный интерес. Доменная структура минералов ромбодипирамидального класса ромбической сингонии изучалась авторами (Грабовский, Жерденко, Ветошкин, 1970) на когените /Fe, $Ni/_3C$ и сравнивались магнитные структуры минералов одной и той же сингонии, но разного химического состава. Было исследовано свыше 50 образцов кубанита из медно-никелевых руд Норильского и Талнахского месторождений, переданных для изучения Э. Ф. Кулаговым, Н. А. Будько и В. М. Изоитко.

Наблюдение доменной структуры производилось методом магнитной суспензии. При нанесении магнитной суспензии на полированную поверхность образцов, на некоторых кубанитах порошковые фигуры выявились через 1—2 *сек*, на других — через больший промежуток времени и, наконец, обнаружены кубаниты, на зернах которых порошковые фигуры появлялись только после подмагничивания и то через несколько минут после нанесения суспензии. Большинство изученных минералов земного происхождения (пирротит, магнетит, мушкетовит, когенит, самородное железо, ферроплатина и др.) и внеземного (когенит, камасит, тэнит, штейберзит) осаждали магнитный порошок суспензии моментально или в очень короткий интервал времени, выделяя границы доменов, т. е. создавая свойственные магнитной структуре минералов порошковые фигуры. Для кубанитов характерно замедленное появление рисунка осаждения. Очевидно, все кубаниты обладают более слабыми магнитными свойствами, чем вышеупомянутые минералы; кроме того, у кубанитов степень магнитности сильно варьирует, поэтому продолжительность осаждения порошка суспензии для различных кубанитов изменяется от нескольких секунд до нескольких минут. Таким образом, первой особенностью кубанитов является то, что они могут быть магнитны в различной степени, несмотря на полную идентичность оптических свойств.

Второй особенностью кубанита является его резкая магнитная анизотропия. Наблюдения проводились на наиболее характерных плоскостях кристалла кубанита (001), (100), (110), (011), которые определялись оптическим методом. Известно, что в иммерсии двуотражение кубанита изменяется от светло-серого цвета по оси «а» через коричневато-серый по оси «в» до шоколадно-коричневого по оси «с». Соответственно, по цветам двуотражения мы можем выделить сечения «ав», «вс» и «ас», т. е. сечения (001), (100) и (010); для (001) характерна изотропность зерен. Сечения призмы (110) сильно анизотропны и часто обнаруживают полисинтетические двойники, вытянутые вдоль ребра призмы. Плоскость дипирамиды (011) является косым сечением и наряду с третьим пинакоидом и призмой одной из главных кристаллографических плоскостей кубанита.

Оптически плоскость дипирамиды имеет промежуточное двуотражение в светлых серо-коричневых тонах и более слабую анизотропию, чем плоскость призмы. Наблюдение скорости осаждения порошка на различных сечениях зерен кубанитов показало, что для всех его разновидностей плоскостью, дающей наиболее кратковременное покрытие, является плоскость дипирамиды (011). Для третьего пинакоида время покрытия удлиняется примерно в 2 раза, для призмы — в 3 раза и

для первого пинакоида — в 4 раза. Подобное соотношение длительности покрытия различных сечений сохраняется для всех разновидностей кубанита, но если на (011) быстро покрывающихся кубанитов порошковые фигуры дают стабильный рисунок через 8—10 *сек*, то для медленно покрывающихся кубанитов это время увеличивается до 45—50 *сек* и до нескольких минут у кубанитов, требующих подмагничивания для получения доменной структуры. В зависимости от преобладания на полированной поверхности образца тех или иных сечений зерен кубанита появление порошковых фигур происходит неодновременно и поэтому наблюдение доменной структуры агрегата зерен кубанита можно начинать только по истечении 2—3 *мин* с момента наложения суспензии.

Наблюдение за скоростью покрытия различных сечений приводит нас к выводу, что едва ли можно считать правильным утверждение о том, что кубанит обладает высокой магнитной восприимчивостью только в направлении оси «в», в то время как по осям «а» и «с» он почти немагнитен. Если это так, то непонятно, почему сечение первого пинакоида, т. е. сечения «вс», в котором лежит ось «в», проявляет столь слабые магнитные свойства (требует в 2 раза более длительного времени покрытия по сравнению с плоскостью третьего пинакоида, т. е. с сечением «ав», в котором также лежит ось «в»).

На зернах кубанита наблюдаются своеобразные порошковые фигуры, рисунок которых зависит прежде всего от сечения. Каждому из выбранных сечений (110), (100), (001) и (011) свойствен свой особый рисунок осаждения, настолько характерный, что при некотором навыке эту особенность можно использовать в диагностике. Наблюдение порошковых фигур производилось на размагниченных образцах. Следует отметить, что намагничение образца и последующее размагничение его дают сопоставимые рисунки осаждения. Это является первым признаком того, что рисунки отражают доменную структуру поверхностного слоя зерен.

Рассмотрим кратко, какие порошковые фигуры наблюдаются на определенных сечениях зерен. Наиболее широко распространены призматические сечения, поэтому с них мы и начнем рассмотрение. На плоскости призмы (110) тонкие четкие границы доменов вытянуты по удлинению зерна, что особенно хорошо видно на стеблевидных кристаллах (рис. 3). На призматических сечениях зерен кубанита кроме указанных границ наблюдаются еще границы второго направления, которые выражены слабее и представлены короткими прерывистыми линиями (рис. 4).

На плоскости первого пинакоида (100) границы доменов, ориентированные поперек удлиненных пластинок кубанита, представлены несколько более широкими, иногда слегка изогнутыми линиями (рис. 5). Судя по ориентировке плоскости (100), границы доменов почти строго параллельны направлению оси «в», т. е. направлению «максимальной магнитной восприимчивости в кристалле» (Hiller, 1955). При легком закосе плоскости (100) границы становятся более извилистыми и по мере увеличения угла скоса приближаются к направлению, диагональному к удлинению пластинки кубанита.

На плоскости третьего пинакоида (001) границы доменов представлены прерывистыми параллельными линиями (штрихами) или линиями, расположенными под углом друг к другу. Участок зерна внутри штрихов выделен границами только с двух сторон, две другие границы отсутствуют. Если внутри штрихов наблюдается концентрация порошка суспензии, дающая некоторую цветность участка, то верхняя

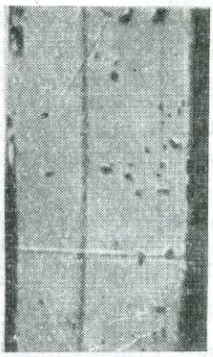


Рис. 3. Порошковые фигуры стеблевидных кристаллов кубанита (полированный шлиф, ув. 375)

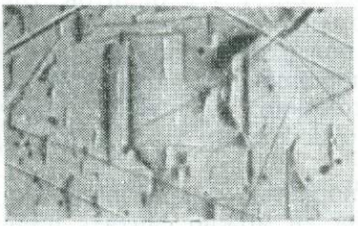


Рис. 4. Порошковые фигуры на призматических сечениях (110) зерен кубанита (полированный шлиф, ув. 320)

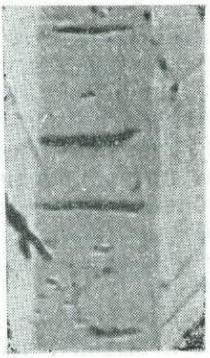


Рис. 5. Порошковые фигуры кубанита на сечении первого пинакоида (100) (полированный шлиф, ув. 385)



Рис. 6. Параллельные и пересекающиеся границы порошковых фигур кубанита на плоскости третьего пинакоида (001). Пунктиром отмечено предполагаемое направление оси «в» (полированный шлиф, ув. 315)



Рис. 7. Зигзагообразные границы порошковых фигур кубанита на плоскости третьего пинакоида (001) (полированный шлиф, ув. 290)

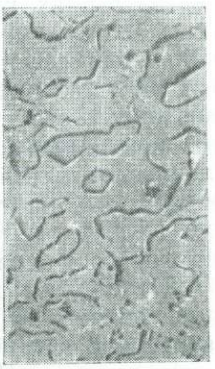


Рис. 8. Порошковые фигуры на пирамидальных сечениях (011) зерен кубанита (полированный шлиф, ув. 72)

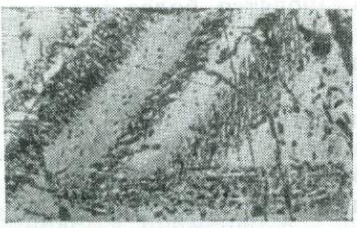


Рис. 9. Зоны сгущения напряжений в пластинках кубанита, выявленные травлением (полированный шлиф, ув. 375)

и нижняя границы домена только угадываются по обрыву цветности. Параллельные границы располагаются под углом 45° к следу оси «в» на этой плоскости. Закономерность такого расположения можно четко наблюдать на базисных зернах, несущих штриховку, параллельную оси «в». Границы доменов, расположенные под углом, также часто наблюдаются на плоскости третьего пинакоида, причем одно из направлений параллельно следу оси «в» (рис. 6). Иногда границы доменов, пересекающиеся под углом, многократно повторяясь, образуют подобие зигзагообразной линии, проходящей через все зерно кубанита (рис. 7).

На пирамидальном сечении (011) наблюдается своеобразный рисунок извилистых линий, образующих разобщенные замкнутые контуры различной конфигурации (рис. 8). При точном совпадении сечения с кристаллографической плоскостью (011), эти контуры близки к изометричным, но при некотором закосе порошковые фигуры резко вытягиваются. При наложении внешних магнитных полей мы вправе были бы ожидать определенной трансформации порошковых фигур кубанита. Однако для всех сечений зерен кубанита, как и для всех его разновидностей, обычная последовательность физических процессов, протекающих при намагничивании любого ферромагнетика не наблюдается. Для ферромагнетиков в слабых полях порошковые фигуры изменяются путем смещения стенок доменных границ, после чего начинается вторая стадия намагничивания — вращение вектора намагниченности, приводящая к техническому насыщению. Для кубанита при наложении внешних магнитных полей напряженностью до 1200 э характерна стабильность его доменных границ, что свидетельствует о полном отсутствии процесса их смещения.

Замеры магнитных характеристик кубанита, проведенные аспиранткой физического факультета МГУ О. М. Фроловой на астатическом магнитометре, показали, что этот минерал обладает незначительной естественной намагниченностью ($10{,}6 \cdot 10^{-2}$ ед. CGSM) и имеет чрезвычайно большую коэрцитивную силу (≈ 6000 э при намагничивании образцов в полях до 9000 э). Слабая естественная остаточная намагниченность кубанита обусловила, очевидно, незначительность полей рассеяния на границах между доменными областями. Видимо, этим и объясняется замедленное образование рисунка порошковых фигур на зернах кубанита. Высокая коэрцитивная сила кубанита обусловлена скорее всего его большой магнитной анизотропией и, вероятно, в известной мере определяется еще двумя особенностями, выявленными при травлении полированной поверхности его пластинок насыщенным раствором хромовокислого калия ($K_2Cr_2O_7$) в серной кислоте. При травлении прежде всего обращает внимание обилие мельчайших включений других минералов (валлериита, линнеита и пентландита) в пластинках кубанита. Кроме того, обнаруживается их зональное строение, проявляющееся в чередовании ненарушенных зон и зон сгущения напряжений (рис. 9). Последние, вероятно, могли возникнуть при выпадении кубанитовой фазы из высокотемпературного твердого раствора халькопирита при его распаде.

Для снятия напряжений обычно практикуется нагрев ферромагнетика в вакууме до значительных температур, но малая стабильность ромбического кубанита, который устойчив лишь до 200°, затрудняет проведение этого опыта. Вторая стадия намагничивания ферромагнетиков, которая заключается во вращении вектора спонтанной намагниченности в зерне по направлению к вектору поля, проявляется у кубанита несколько своеобразно. Изменение рисунка порошковых фигур

при наложении поля выражается в появлении или исчезновении цветности доменов и в концентрации или снятии порошка суспензии с границ. Наиболее отчетливо это проявляется при наложении вертикального поля на дипирамидальные сечения кубанита (рис. 10). Похожая трансформация наблюдалась Я. С. Шуром (1967) на ферромагнетиках с прямоугольной петлей гистерезиса.

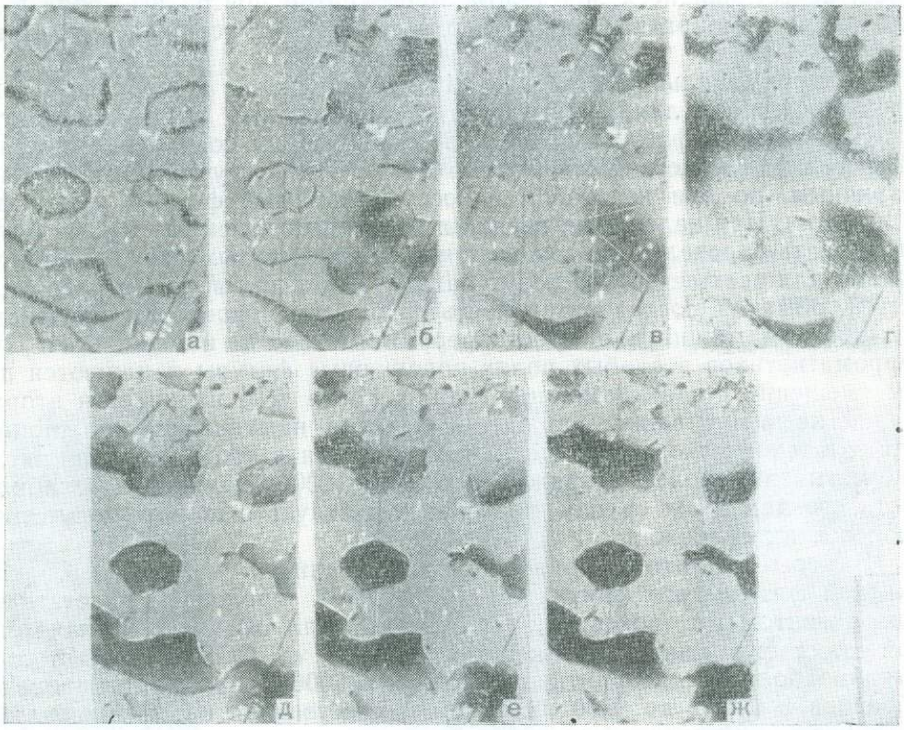


Рис. 10. Трансформация порошковых фигур дипирамидального сечения (011) при наложении вертикальных полей различных направлений и напряженностей (полированный шлиф, ув. 280): *а*—H=0; *б*—⊙H=192 *э*; *в*—⊙ H=380 *э*; *г*—⊙H=670 *э*; *д*—⊗H=192 *э*; *е*—⊗H=410 *э*; *ж*—⊗ H=670 *э*.

Порошковые фигуры, полученные на разных сечениях зерен кубанита, ведут себя неодинаково в зависимости от направления внешнего магнитного поля. В вертикальных полях трансформация порошковых фигур любого сечения плавно усиливается до максимального значения поля. В продольных полях на плоскостях (100) и (011) все изменения заканчиваются при H=400—420 *э*; на плоскости (001) изменения наблюдаются до H=980 *э* и на плоскости призмы (110) до H=1030—1160 *э*, в зависимости от направления поля.

Кроме того, ход изменений порошковых фигур на некоторых сечениях меняется. На (100) при малых полях (H=220—380 *э*) наблюдается усиление цветности доменов, но при поле от 380 до 740 *э* эти же области светлеют. На плоскости (011) утолщение границ, противостоящих полю, происходит до H=480 *э*, а от 480 до 740 *э* границы становятся тоньше и т. д. Плоскости (100) и (001) очень чувствительны к направлению продольного поля. Изменение его направления на 45° дает совершенно другую картину. Так, на (100) только одно на-

правление поля, ориентированное перпендикулярно к диагонали пластинки кубанита, приводит к полному исчезновению порошка суспензии с границ порошковых фигур. На (001) продольное поле, ориентированное под углом 45° к направлению кристаллографической оси «в», дает ход изменений порошковых фигур полностью аналогичный таковому на вертикальном поле.

В обоих случаях при малых полях наблюдается возникновение новой системы границ доменов, расположенной под 90° к исходной. Обе системы границ при усилении полей сохраняются и интенсивность осаждения порошка суспензии на них усиливается. При изменении направления продольного поля всего на 45° вторая система доменов не образуется и все изменения заключаются в возникновении цветности доменов (H до 740 *э*), а при больших полях (H до 980 *э*) — в ослаблении цветности тех же областей и в утоньшении их границ. При этом в полях H=740—980 *э* наблюдаются заметные отклонения направлений векторов, в результате чего в некоторых участках доменов появляется концентрация порошка суспензии, дающая их потемнение, не отделенное границами от более светлой части. Такое же явление наблюдалось и на плоскостях первого пинакоида и дипирамиды, но только при наложении вертикальных полей.

Для сечений пирамиды и третьего пинакоида, при воздействии на них вертикальных полей, характерно возникновение мелких областей обратной намагниченности, имеющих форму линз, но лишенных внешних границ и выделяющихся только цветом. Изменения, наблюдаемые на призматических сечениях, наиболее просты. В продольном поле, ориентированном вдоль одного направления границ областей, наблюдается сначала утолщение границ и появление около них цветности, а при больших полях границы разрываются и на некоторых их участках усиливается концентрация порошка. Границы, стоящие под углом к направлению поля, утоньшаются и порошок суспензии с них снимается. Если поле направлено перпендикулярно к границам, то порошок с них постепенно снимается (при сохранении некоторой цветности областей), а в других местах появляются новые границы, также ориентированные под прямым углом к полю. В вертикальном поле границы через одну утолщаются и при больших полях разрываются, а на промежуточных границах порошок суспензии снимается.

Сопоставляя характер изменений порошковых фигур на призматических и пинакоидальных сечениях зерен кубанита, мы можем отметить, что для обоих в продольных полях характерно возникновение системы новых границ доменов, ориентированных под прямым углом к полю. Однако на призматических сечениях эти границы образуются параллельно границам исходных доменов, а на третьем пинакоиде — под прямым углом к ним.

Все изложенное выше позволяет предполагать, что кубанит имеет не одну ось легкого намагничения, параллельную кристаллографической оси «в», как это указывалось в литературе (Hiller, 1955 и др.). Характер изменений четырех главнейших сечений в продольных и вертикальных полях наводит на мысль, что помимо указанной оси кубанит имеет еще по меньшей мере две оси легкого намагничения, расположенные под углами к (010) и (100). Одна ось лежит в плоскости первого пинакоида, образуя прямой угол с сечением дипирамиды и угол, близкий к 45° с плоскостью второго пинакоида. Другая ось располагается под острым углом к плоскости первого пинакоида. Разница углов наклона обеих осей к первому пинакоиду объясняет различие в изменениях его порошковых фигур в зависимости от направления про-

дольного поля. Между собой обе указанные оси образуют угол, близкий к прямому.

Таким образом, для кубанита предполагается наличие трех осей легкого намагничения (рис. 11). Подобное предположение является, конечно, гипотетическим и требует непосредственного определения направлений легкого намагничения на монокристаллах кубанита. Несомненно, что своеобразное поведение порошковых фигур в продольных и вертикальных полях свидетельствует о том, что на плоскостях дипирамиды и первого пинакоида домены разделены 90-градусными границами, на призматических плоскостях и на плоскостях третьего пинакоида присутствуют 90- и 71-градусные границы.

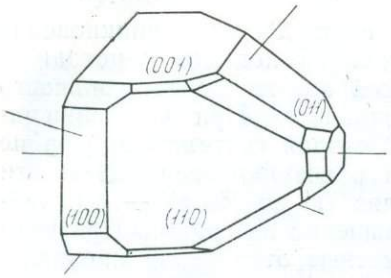


Рис. 11. Предполагаемое расположение осей легкого намагничения в кристалле кубанита

Изучение магнитных свойств и магнитной структуры кубанита позволяет нам сделать следующие выводы.

Кубанит является магнитожестким материалом, обладающим незначительной естественной намагниченностью ($10{,}6 \cdot 10^{-2}$ ед. CGSM) и высокой коэрцитивной силой (≈ 6000 *э*). Последняя обусловливается значительной магнитной анизотропией вещества, обилием дисперсных включений других минералов и наличием зон сгущения напряжений в зернах кубанита.

Незначительность естественной остаточной намагниченности кубанита определяет образование слабых полей рассеяния на границах его доменных областей. Такие поля медленно осаждают магнитный порошок суспензии. Изменения рисунков порошковых фигур кубанита, выражающиеся в появлении или исчезновении цветности доменов и в концентрации или снятии порошка суспензии с границ последних, могут быть объяснены незначительными отклонениями векторов спонтанной намагниченности по направлению к вектору поля. Высокая коэрцитивная сила кубанита препятствует перемещению границ доменов.

Сравнительное изучение поведения различных сечений зерен кубанита в магнитных полях позволяет предположить, что кубанит обладает несколькими осями легкого намагничения, а не одной осью, параллельной кристаллографической оси «в», как указывалось ранее в литературе.

Вследствие слабых магнитных свойств кубанита (естественная остаточная намагниченность $10{,}6 \cdot 10^{-2}$ ед. CGSM) сепарация халькопирито-пентландито-кубанитовых руд должна производиться в сильных магнитных полях.

ЛИТЕРАТУРА

Грабовский М. А., Жерденко О. Н., Ветошкин И. Д. Доменная структура когенита. Сб. «Жизнь Земли», № 6. Изд-во МГУ, 1970.

Ершов В. В. Минералого-генетические типы руд Талнахского месторождения. «Тр. ЦНИГРИ», 1964, вып. 62.

Минералы, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Рамдор П. Рудные минералы и их срастания. М., ИЛ, 1962.

Суханова Е. Н. Особенности строения залежей сплошных сульфидов в медно-никелевых месторождениях. «Разведка и охрана недр», 1964, № 4.

Шур Я. С. Некоторые вопросы физики магнитных материалов. «Физика металлов и металловедение», 1967, т. 24, вып. 5.

Hiller J. E. Magnetismus und Kristallstruktur bei Mineralen. «Fortschr. Min.», 1955, Bd. 33, H. 2.

В. В. КРЮЧКОВ

О ТУНДРАХ СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ И ПРИЧИНАХ ИХ БЕЗЛЕСЬЯ

В соответствии с решением Ученого совета Музея землеведения МГУ в отделе «Природные зоны» идет реконструкция экспозиций. Сектор «Арктика и Субарктика» один из первых подвергся этой реконструкции. На стендах этого сектора показано распределение зон и подзон в пределах арктического и субарктического поясов, дана их комплексная климатическая характеристика, приведены схемы биоценотических связей, показаны основные причины безлесья тундры и т. д. В экспозициях первого плана вскрываются закономерности, свойственные зоне в целом. В экспозициях второго плана (кассеты, турникеты и т. п.) подчеркиваются провинциальные отличия в пределах поясов и зон. Одной из таких крупных провинций является крайний северо-восток Азии.

Северо-востоку Азии посвящено большое количество работ, в которых предлагаются различные варианты деления этого края на зоны и подзоны (Васильев, 1956; Васьковский, 1958; Колесников, 1955; Реутт, 1956; Сочава, 1932; Сочава и Городков, 1956; Стариков и Дьяконов, 1955; Тюлина, 1936 и др.). В соответствии с Геоботанической картой СССР (1954) здесь выделяются: арктические тундры в сочетании с гипново-травяными болотами, осоково-пушицевые кочкарные тундры в сочетании с гипново-травяными болотами, горная тундра, заросли кедрового стланика и ольхово-кедровые заросли, относимые В. Б. Сочавой и Б. Н. Городковым к темнохвойным лесам. На крайнем северо-востоке Азии эти авторы не выделяют лесотундры и лиственничные редколесья, а показывают горные северотаежные редкостойные лиственничные леса и северотаежные лиственничные леса. В. Н. Васильев выделяет в этом районе лесотундру, полагая, что В. Б. Сочаве, не выделившему ее в 1929 г. (Сочава, 1929), просто «не было известно о наличии в бассейне р. Майна, а также в верховьях Анадыря больших материковых пространств, покрытых лиственничными насаждениями» (Васильев, 1956, стр. 26). Но и в 1954 г. на Геоботанической карте Сочава также не выделяет здесь лесотундры. Мы считаем это совершенно правильным, так как в связи с резким изменением физико-географических условий в межгорных котловинах господствуют в основном сплошные лиственничные насаждения, а не мозаичное чередование лесных и тундровых ассоциаций, характерное для лесотундровых районов со спокойным равнинным рельефом.

Арктическая тундра занимает узкую прерывистую полосу вдоль Восточно-Сибирского и Чукотского морей. Это наиболее суровые места со средней температурой июля не более 5—6°. Максимальное оттаивание почвы здесь равняется 25—30, реже 40 *см*. Растительный покров мозаичен. На юге арктические тундры окаймлены горными или кочкарными (по побережью Чаунской губы). На южной границе арктической тундры встречаются сравнительно высокие ивовые кустарники (от 1 *м* и выше). Крупных кустарников (кедровый стланик, ольха кустарная, береза Миддендорфа) в арктической тундре нет. Кочкарные тундры распространены в условиях близкого залегания вечной мерзлоты (максимальное оттаивание 45—60 *см*) в основном на суглинках и тяжелых супесях. Почвы под кочкарными тундрами довольно холодные и влажные: вечная мерзлота понижает темпе-

ратуру, и, действуя как водоупорный горизонт, способствует сильному увлажнению почвы. Вместе с тем климатические карты (Климатический атлас СССР, 1960) свидетельствуют о том, что летняя температура воздуха в кочкарных тундрах довольно высока: с севера они окаймлены 7—8-градусной июльской изотермой, с юга — 10—12-градусной. Основными кочкообразующими растениями кочкарных тундр являются пушица влагалищная (*Eriophorum vaginatum*) и осока (*Carex lugens*).

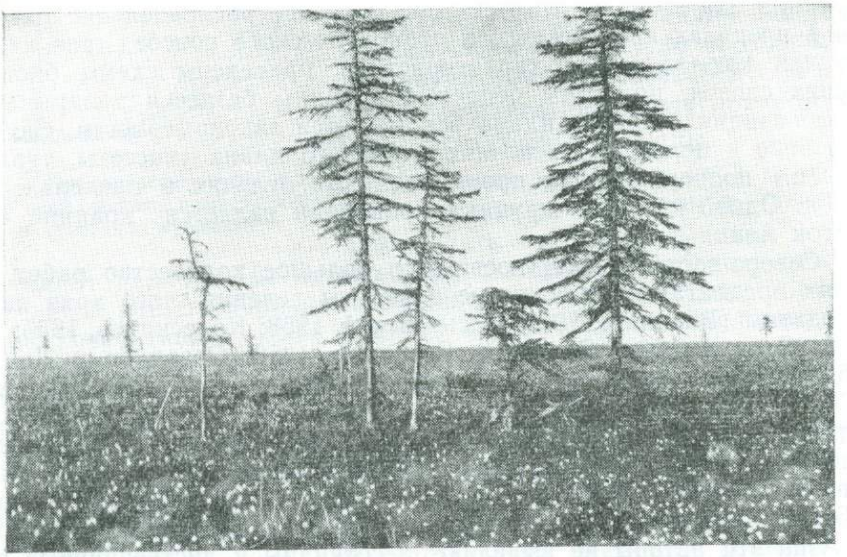


Рис. 1. Участок северной границы леса Яно-Колымской низменности (70°45′ с. ш.).

Начало июля, цветет пушица влагалищная, образующая крупные (30—40 *см*) кочки. Почва суглинистая глеевая. Место, где проводились микроклиматические наблюдения (см. табл. 1)

Наблюдения, проведенные непосредственно в тундре, а также исследования образцов кочек в лабораторных условиях показывают, что в подавляющем большинстве случаев кочка — это единая особь с укороченным корневищем, образующая многочисленные внутривлагалищные побеги и дающая большое количество мочковатых корней, расположенных у самой поверхности почвы. В кочке насчитывается несколько сотен побегов. Около одной трети этих побегов — мертвые. Разложение отмерших побегов внутри кочки улучшает в ней микроусловия: несколько повышается температура в результате окислительных процессов; почва обогащается питательными веществами от минерализации растительных остатков. Необходимо также отметить, что форма кочки увеличивает поверхность, нагреваемую солнцем и воздухом, улучшая тепловые условия (табл. 1, 2).

На крайнем северо-востоке Азии кочкарные тундры показаны большими островами в низинах, окруженных горами, и полосами вдоль рек. Иной показ на мелкомасштабной карте невозможен, хотя пестрота почвенно-растительного покрова, обусловленного своеобразным сочетанием рельефа и грунтов, здесь значительно большая, чем в Яно-Колымской низменности (рис. 1).

Васильев (1956) в своей монографии, посвященной растительности Анадырского края, не выделяет кочкарных тундр. Там, где на Геоботанической карте (1954) изображены кочкарные тундры, на картах Васильева (1956) показаны: «кустарниковая тундра по холмам», «типичная тундра на водораздельных равнинах и слабохолмистых пространствах» (кочкарная тундра включена в типичную) и «низинная болотистая тундра». На картосхемах Васильева не указан масштаб, но, по-видимому, это мелкомасштабные карты, на которых невозможно показать существующую пестроту растительного покрова данного района. Васильев не добился желаемого на своих картосхемах. В действительности здесь нет огромных (на много десятков километров) массивов «кустарниковых тундр по холмам». Описания Васильева (1956) подтверждают это.

Летом 1966 г. в районе между 62 и 67° с. ш. и 168 и 178° в. д., мы совершили большое количество наземных (пешком, на лодке и вездеходе) и аэровизуальных (на вертолете) маршрутов. Эти наблюдения позволяют говорить о чрезвычайной пестроте растительного покрова (рис. 2). На крайнем северо-востоке Азии условный знак осоково-пу-



Рис. 2. Юго-восточная окраина Анадырской низины. Вдали — отроги Корякского хребта.

Микроклиматическое площадки: *1* — в кочкарной тундре; *2* — на холме, покрытом зарослями кедрового стланика (см. табл. 2). Почва супесчаная, оглеенная в понижениях; бурая без следов оглеения — на холмах

шицевых кочкарных тундр должен, по-видимому, включать в себя не только гипново-травяные болота, но и кустарниковые сообщества из *Pinus pumila, Alnus fruticosa, Betula middendorffii.* Такая пестрота прежде всего объясняется иным, чем в Восточной Сибири, составом грунтов и довольно пересеченным рельефом, которые обусловливают микроклиматическую пестроту (см. табл. 2, рис. 2). Кочкарные тундры распространены здесь преимущественно на супесях, реже на валунных суглинках, т. е. на грунтах более легкого механического состава, чем в Восточной Сибири. Суглинки однородного механического состава без валунов и щебня здесь редки и встречаются небольшими

Таблица 1

Средние декадные температуры почвы* (°С) и глубина оттаивания в кочкарной тундре (*см*) у северной границы леса (70°45′ с. ш.) 1965 г.**

Место наблюдения	Июль			Август		
	I	II	III	I	II	III
Кочкарная тундра, глубина 20 *см*	0,9	1,9	2,0	1,9	1,2	1,0
Кочкарная тундра, глубина 10 *см*	2,2	4,1	4,0	3,6	3,0	1,6
Внутри кочки	10,6	13,4	11,2	7,6	7,0	6,4
Глубина оттаивания	25—30	40—45	45—50	50—55	50—55	40—45

Таблица 2

Средние декадные температуры почвы (°С) и глубина оттаивания в кочкарной тундре (*см*) в 50 *км* на запад от побережья Берингова моря (63°30′ с. ш.) 1966 г.

Место наблюдения	Июль		Август	
	декады			
	II	III	I	II
Кочкарная тундра, глубина 20 *см*	0,1	1,2	1,0	2,9
Кочкарная тундра, глубина 10 *см*	2,1	3,2	2,5	4,1
Внутри кочки	7,7	9,9	7,2	8,6
Глубина оттаивания	25—35	35—40	45—50	45—50
Небольшой холм с зарослями кедрового стланика, 20 *см*	7,7	8,3	8,3	9,7
Небольшой холм с зарослями кедрового стланика, глубина 10 *см*	8,7	9,3	9,3	11,6
Глубина оттаивания	45—50	70—80	85—90	85—90
Температура воздуха на высоте 2 *м*	12,1	13,9	11,0	14,0

* Для наблюдений использовались почвенные термометры Савинова. Отсчеты производились не менее трех раз в сутки: утром (6—7 *час*), днем (13 *час*) и вечером (19—20 *час*). Один-два раза в месяц мы проводили круглосуточные отсчеты через 2 *час*. Эти наблюдения показали, что для получения надежной средней суточной температуры почвы и температуры внутри кочки достаточно было наших обычных трех наблюдений (утром, днем и вечером).

** См. рис 1, 2.

полосами и пятнами в долинах рек. Если на равнинном, с затрудненным стоком участке, сложенном суглинками, формируется полигональное гипново-травяное болото, то на таком же участке, сложенном супесями, возникает кочкарная тундра. Грунты в такой тундре оттаивают на 45—60 *см*. Эрозионная деятельность, расчленение равнины и дренаж ее в первом случае (на суглинках) приводят к формированию кочкарных тундр, во втором (на супесях) — кустарниковых. Вследствие этого кочкарные тундры на крайнем северо-востоке Азии имеют значительно меньшие возможности для расширения, чем в Восточной Сибири. Из табл. 2 видно, что температура почвы под кочкарными тундрами здесь примерно такая же, как и в Восточной Сибири. Но на рядом расположенных холмиках (см. рис. 2), хорошо дренированных и сложенных супесями, температура почвы возрастает на 6—7°, благодаря чему создаются условия для существования кустарников *Pinus pumila, Betula middendorffii, Alnus fruticosa.*

Кустарниковые тундры. Вопрос о том, куда относить заросли кедрового стланика на крайнем северо-востоке Азии, до сих пор

еще не разрешен. В. Б. Сочава (1932) относил их к тундре, считая заросли стланика особой «подзоной кедрового стланика». Б. А. Тихомиров (1949) считает их особой группой кустарникообразных лесов; В. Н. Васильев (1956) — кустарниковыми тундрами; А. П. Васьковский (1958) полосу с зарослями кедрового стланика считает переходной от тундровой зоны к «горно-лесной стране Северо-Востока» и от-

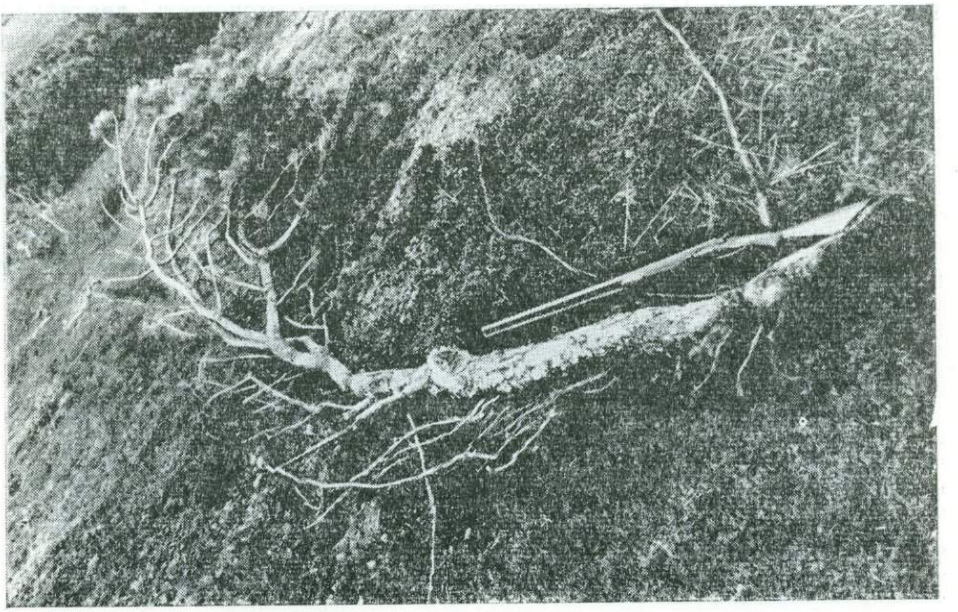


Рис. 3. Ветвь кедрового стланика с придаточными корнями.
После отмирания первичной корневой системы и базальной части растения — ветвь перешла на собственное корневое питание, превратившись по существу в самостоятельную особь

носит эти заросли к так называемой инфратундре. К группе темнохвойных лесов относят их Сочава и Городков на Геоботанической карте СССР (1954). Кедровому стланику посвящено большое количество работ. Б. А. Тихомиров (1949) считает это растение древовидным кустарником; А. П. Васьковский (1958) — лесоподобным кустарником; В. Б. Сочава (1932), Л. М. Тюлина (1936), В. Н. Васильев (1956), Г. Ф. Стариков и П. Н. Дьяконов (1955) — просто кустарником. В. Б. Сочава и А. Н. Лукичева (1953) называют кедровый стланик деревом, отмечая вместе с тем, что в крайних условиях существования он «растет от основания несколькими ползучими ветвями, принимая форму кустарника». По Б. П. Колесникову (1955), заросли кедрового стланика — это стелющиеся леса. Г. Э. Гроссет (1959) называет кедровый стланик то кустом, то лежащим ветвящимся деревцем. Причем там, где растение называется деревцем, оно оказывается укоренившейся ветвью[1]. У растений, которые Гроссет называет деревцами, первичная корневая система была отмершей, а деревца-ветви перешли при помощи придаточных корней на собственное корневое питание. Длина

[1] В работах Тихомирова (1949), Гроссет (1959) и др. охарактеризована способность ветвей кедрового стланика, прижатых к земле, укореняться, т. е. образовывать придаточные корни и переходить на собственное корневое питание. При этом первичная корневая система и базальная часть растения обычно отмирают. В результате каждая ветвь как бы становится новой особью.

этих деревьев-ветвей 6—8 *м* (рис. 3), но бывают и отклонения в обе стороны на 1—2 *м*.

В Анадырском крае и в окрестностях Магадана мы изучали механизм образования придаточных корней. Наши наблюдения показали, что придаточные корни у ветвей кедрового стланика формируются обычно тогда, когда стланик не образует сплошных густых зарослей, а произрастает куртинами, между которыми есть открытые, хорошо прогреваемые участки. Непосредственно под кустом мощность деятельного слоя меньше, а температура почвы ниже, чем на открытом участке (рис. 4). Внешние ветви под влиянием суровых условий (длительная зима, сильные ветры, маломощный снежный покров и т. д.), прижимаясь к земле, образуют придаточные корни, которые растут в сторону прогреваемых, тепловых участков почвы. В этом направлении растут и ветви, достигая 6—8 *м*. Эти укоренившиеся растения-ветви можно принять за стелющиеся деревца.

Основная масса корней кедрового стланика обычно находится в почвенном слое, температура которого с третьей декады июля до второй декады августа бывает не ниже 4—4,5° (см. табл. 2, рис. 4).

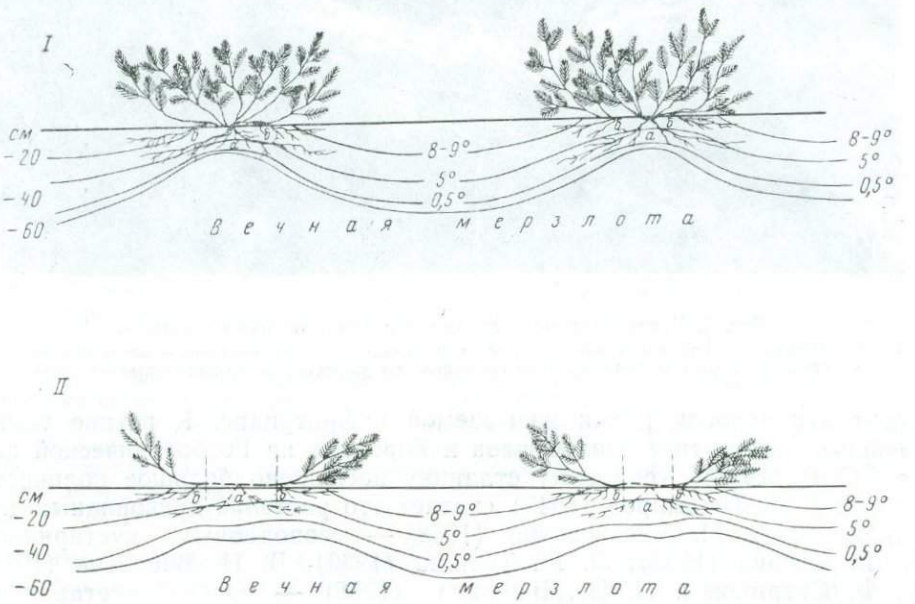


Рис. 4. Схема превращения куста кедрового стланика в несколько самостоятельных ветвей-особей.

I. Под кустом стланика вечная мерзлота выше, а температура почвы ниже, чем на осветленных участках, где отсутствуют кусты стланика. Прижатые к земле ветви стланика дают придаточные корни, которые растут в теплую сторону.

II. Со временем первичная корневая система и базальная часть кедрового стланика отмирают, а ветви превращаются в самостоятельные плодоносящие особи. Корневая система кедрового стланика всегда находится в поверхностном теплом слое, температура которого не ниже 4—5°

Сплошные густые заросли на крайнем пределе распространения кедрового стланика, по-видимому, невозможны, потому что температура почвы под ними была бы ниже той, предельно низкой, при которой может происходить рост и развитие корней. В силу этих же причин кедровый стланик у своего температурного предела (на севере и северо-востоке) не растет на грунтах тяжелого механического состава (глины, суглинки), хотя в более южных районах он встречается и

на тяжелых почвах (Тихомиров, 1949). Отсутствие зарослей кедрового стланика в отрицательных формах рельефа на Крайнем Севере объясняется низкой температурой переувлажненной почвы (см. табл. 2, рис. 2).

Тихомиров (1949) по наблюдениям, сделанным на севере Якутской АССР, отметил частые случаи срастания многих особей стланика (от 5 до 20), проросших из запасов орехов, сделанных кедровкой, и образование вследствие этого чашеобразного куста. Однако, по нашим на-



Рис. 5. Ветровая форма ольхи кустарной.

Ветви ольхи, не способные зимой полегать и уходить под снег, подвергаются механическому и физиологическому воздействию ветра. Нижняя облиственная часть куста находится зимой под снегом, средняя, лишенная листвы, соответствует слою поземки, где переносится основная масса снега

блюдениям, образование куста *Pinus pumila* чашеобразной формы путем сцепления отдельных особей — явление очень редкое. Здесь (северные отроги Корякского хребта, верховья Анадыря, Анадырская низина, окрестности Магадана) образование чашеобразной формы куста достигается путем разветвления ствола на ряд дочерних веток-стволов. Кедровый стланик на крайнем северо-востоке Азии растет обычно на хорошо прогреваемых склонах, вершинах холмов, прикрытых довольно мощным снеговым покровом.

Сильные зимние ветры, которыми отличается крайний северо-восток Азии, для кедрового стланика практически не существуют, так как его ветви с наступлением морозов полегают и прикрываются снегом. После многочисленных работ, посвященных механизму полегания кедрового стланика, вопрос этот нашел удовлетворительное объяснение в монографии Гроссет (1959). Опыты Гроссета показали, что древесина ветвей кедрового стланика дифференцирована на верхнюю (тяговую) и нижнюю (креневую). Креневая древесина при замерзании сильнее сокращается в продольном направлении и слабее в радиальном, чем тяговая. Это различие и приводит к полеганию стланика при наступлении морозов. Замерзание воды в древесине начинается при температуре близкой к нулю. При этом замерзает значительная часть воды. С дальнейшим понижением температуры на каждый градус ее падения приходится все меньшее и меньшее количество замерзающей во-

ды. Такой же затухающий характер имеют и движения ветвей стланика.

Гроссет пишет, что подобная зависимость между замерзанием влаги в древесине и движением ветвей установлена им для двадцати других древесных пород, в том числе и для ольхи. Наши наблюдения говорят о том, что если ольха кустарная, широко распространенная на северо-востоке, и обладает способностью полегать, то в очень незна-

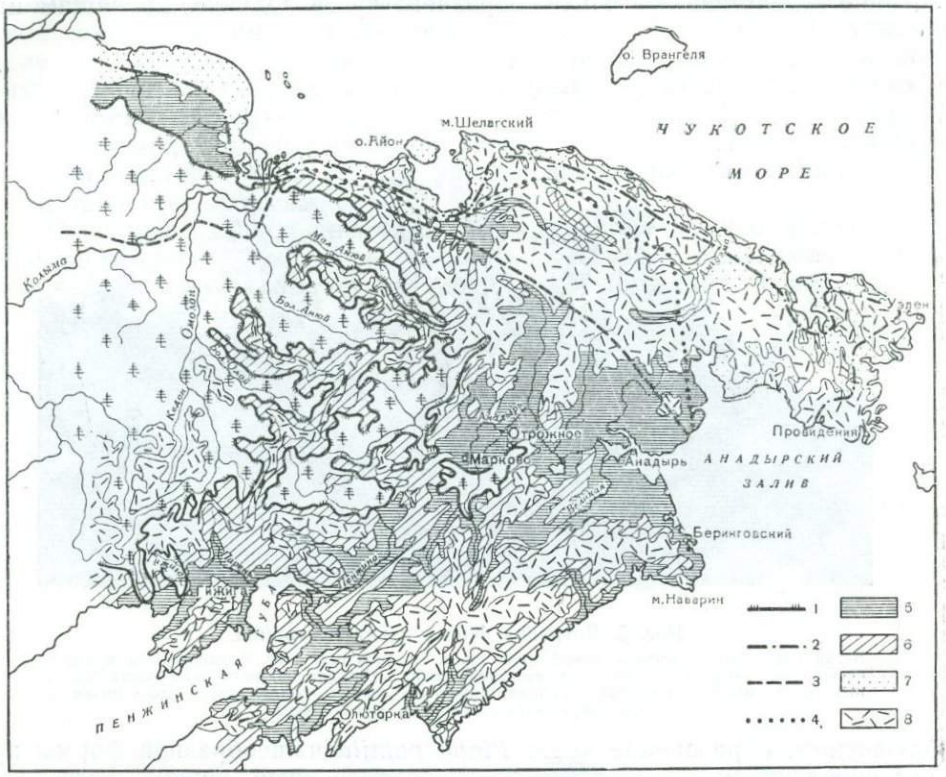


Рис. 6. Соотношение подзон абсолютного и относительного безлесья на крайнем северо-востоке Азии:

1 — северные и северо-восточные пределы лесов, образованные лиственницей даурской; *2* — граница высоких ивовых кустарников (по А. П. Васьковскому, 1958); *3* — граница кедрового стланика (по В. Б. Сочаве и А. Н. Лукичевой, 1953; А. П. Васьковскому, 1958); *4* — граница ольхи кустарной (по А. П. Васьковскому, 1958); *5* — подзона относительного безлесья тундры на равнине (преимущественно кочкарные тундры по холмам с зарослями кедрового стланика, березы Миддендорфа, ольхи кустарной); *6* — подзона относительного безлесья в горах (в основном заросли кедрового стланика, ольхи кустарной, березы Миддендорфа и березки тощей); *7* — подзона абсолютного безлесья тундры на равнине (прибрежные арктические и кочкарные тундры); *8* — подзона абсолютного безлесья в горах (горные кустарничково-лишайниковые тундры, гольцы)

чительной степени. Там, где ветви кедрового стланика полегают и скрываются под снегом, ветви ольхи возвышаются над снегом, образуя своеобразные ветровые формы (рис. 5). При усилении ветров и уменьшении снегового покрова ольха кустарная принимает форму низкорослого, прижатого к земле кустика.

Тихомиров (1949), полемизируя с некоторыми исследователями, приходит к выводу, что кедровый стланик является прогрессирующим видом, который завоевывает новые территории. Трудность в расселении стланика объясняется тем, что главным разносчиком семян является кедровка. Мы считаем этот вывод в основном правильным. В настоящее время граница кедрового стланика на северо-востоке его ареала на 50—100 *км* отстает от границы ольхи кустарной (рис. 6). Из-

вестно, что семена ольхи могут разноситься ветром, поэтому она со значительно большей легкостью завоевывает новые территории, чем кедровый стланик. На участках совместного произрастания кедрового стланика и ольхи кустарной кедровый стланик иногда идет в горы выше, чем ольха. Исходя из сказанного, можно предположить, что отсутствие кедрового стланика в бассейнах рек, берущих начало на северо-восточных склонах Чукотско-Анадырского хребта и впадающих в Чукотское море, объясняется, по-видимому, не климатическими факторами, а трудностью его расселения. Вместе с тем нужно отметить, что на холодных почвах, температура которых в 20-сантиметровом слое ниже 4—5°, кедровый стланик расти не может (см. табл. 1, 2, рис. 4).

Вопрос о выделении подзон слабо разработан. Вместе с тем наиболее принято подразделение любой зоны на три подзоны: северную, центральную и южную. В центральной (типичной) подзоне все составные части ландшафта проявляются наиболее полно для данной зоны. Тундровые ценозы, в которых доминантными видами являются кустарники, относят обычно к южным кустарниковым тундрам. Большинство исследователей, как мы уже отмечали, считают кедровый стланик кустарником древовидным, лесоподобным и т. д., но все же кустарником, каковым в действительности он и является. По И. Г. Серебрякову (1964), кустарник — это такая жизненная форма древесного растения, у которой главный ствол имеется лишь в начале жизни. Во взрослом состоянии кустарник всегда обладает несколькими или многими надземными скелетными осями, связанными друг с другом своими базальными участками. Отдельным стволом-ветвью особь кедрового стланика может становиться, как мы уже видели, после отмирания общей базальной части. Поэтому ценозы, где кедровый стланик является эдификатором, должны быть тоже отнесены к кустарниковым тундрам, как это сделано Васильевым (1956).

Причины безлесья. На рис. 6 дано соотношение подзон абсолютного и относительного безлесья тундры на северо-востоке Азии. К подзоне относительного безлесья на равнине отнесены в основном массивы кочкарных тундр; на склонах гор — заросли кедрового стланика, березки Миддендорфа и березки тощей, ольхи кустарной. Изучение климатических материалов и некоторые наши микроклиматические наблюдения свидетельствуют о том, что в районах, отнесенных нами к подзоне относительного безлесья, есть необходимый минимум тепла для роста и развития лиственницы даурской, но он почти не реализуется в естественных условиях.

Северную границу леса на равнине Восточной Сибири образует лиственница даурская (см. рис. 1). Кедровый стланик на 100—300 *км* отстает от лиственницы, в то время как на крайнем северо-востоке Азии, в Анадырской низине лиственница отстает от стланика (см. рис. 6). Ольха кустарная на северо-востоке Азии заходит еще дальше кедрового стланика, в то время как в Восточной Сибири, по нашим наблюдениям, в самых северных островах, образованных лиственницей даурской, всегда встречаются заросли ольхи кустарной.

Эти факты объясняются прежде всего различными физико-географическими условиями двух названных районов и экологическими особенностями названных растений. Рассмотрим эти особенности.

Для сравнения климатических условий возьмем Усть-Янск (~71° с. ш.) и Нижне-Колымск (~68°30′ с. ш.), находящиеся в лесотундре Восточной Сибири у северной границы леса, г. Анадырь (~64°50′) и бух. Угольную (~63°), расположенные в кочкарных тундрах и, в соответствии с нашим положением о причинах безлесья, в

подзоне относительного безлесья тундры.

Зимние температуры в названных пунктах Восточной Сибири на 10—18° ниже, чем в Анадыре и Угольной (Климатический атлас СССР, 1960). В прибрежных районах Чукотки и Анадырской низменности зимой часто бывают оттепели, во время которых температура может повышаться до 3—4°. Летние температуры во всех 4-х пунктах довольно близки: средняя июльская в Усть-Янске около 10°,5, в Нижне-Колымске — 11°,5, в Анадыре и Угольной 10°,5; в августе в пунктах Восточной Сибири — 8°,5—8°,6, в Анадыре и Угольной, соответственно 9°,6 и 9°,4, т. е. несколько выше, чем в Восточной Сибири. Количество дней со средней суточной температурой выше 10° в Усть-Янске, Анадыре и Угольной равно 33—36, т. е. зимние температуры в Восточной Сибири значительно ниже, чем на крайнем северо-востоке Азии, а летние примерно одинаковы, и отсутствие лиственницы даурской в подзоне относительного безлесья северо-востока Азии объясняется не температурой воздуха. Опубликованных данных по температуре почвы нет. Мы воспользуемся нашими наблюдениями, проведенными летом 1965 и 1966 гг. (см. табл. 1, 2). Из этих таблиц видно, что температура почвы в 20-сантиметровом слое и глубина летнего оттаивания в Восточной Сибири у северной границы леса и на крайнем северо-востоке Азии примерно одинаковы, а на холмах в Анадырской тундре даже выше (см. табл. 2). Это значит, что температура почвы тоже не препятствует росту лиственницы даурской в подзоне относительного безлесья крайнего северо-востока Азии. Дальнейшее сопоставление климатических факторов показывает, что эти два района отличаются не только зимними температурами, но и режимом ветров. Среднегодовые скорости ветров[2] в пунктах Восточной Сибири равняются 2,9—3,5 *м/сек*. Причем, летом скорость ветра несколько больше, чем зимой. В Анадыре и Угольной средние годовые скорости ветра достигают 6,7—7,0 *м/сек*. Зимние ветры здесь значительно сильнее летних: средние значения зимой достигают 9,5—10,0 *м/сек*, максимальные превышают 40 *м/сек*.

Теперь обратимся к экологическим особенностям древесных пород, северные и северо-восточные границы которых изображены на нашей карте (см. рис. 6). Лиственница даурская — единственное дерево, для роста и развития которого нужно столь мало тепла: всего 33—36 дней с температурой, превышающей 10° и со средней температурой воздуха: в июне 6,2, июле 10,7 августе 8°,5 (Усть-Янск). Средняя глубина оттаивания почвы при этом равняется примерно 50 *см*, а температура ее летом в 20-сантиметровом слое равна 1—4°. Ольха кустарная, как мы уже отмечали, идет в Восточной Сибири до самых северных островков, образованных лиственницей даурской, но предпочитает все-таки на этих участках более теплые песчаные и супесчаные грунты и склоны южных экспозиций. Кедровый стланик занимает еще более теплые почвы. Именно поэтому намного отстает он в Восточной Сибири от лиственницы даурской. Так, в окрестностях Батагая (67°40′ с. ш.) и севернее его, по долине Яны, кедровый стланик встречается на песчаных и щебнистых грунтах и на склонах южной экспозиции. Особенно наглядно можно проследить за требованиями кедрового стланика к почвенным условиям на примере его расселения в Анадырской низменности, представляющей собой довольно пересеченную и всхолмленную территорию. Понижения здесь всегда заняты сообществами кочкарной тундры. Эти участки довольно холодные, с неглубоким оттаи-

[2] По показаниям флюгера, расположенного на высоте около 10 *см*, в приземном слое ветер меньше.

ванием вечной мерзлоты, в то время как рядом расположенные холмики всегда теплее: температура почвы здесь в 20-сантиметровом слое на 5—7° выше, чем на ровных или пониженных участках (см. табл. 2). Поэтому повышения здесь всегда заняты сообществами из *Pinus pumila* с примесью *Alnus fruticosa, Betula middendorffii.*

Итак, кедровый стланик для своего роста и развития требует примерно такой же температуры воздуха, что и лиственница даурская, но несколько более высокой температуры почвы. Тогда почему же он на крайнем северо-востоке Азии продвигается значительно дальше в сторону моря, чем лиственница даурская?

В соответствии с исследованиями Л. А. Иванова (1925, 1941), А. В. Рязанцева и О. А. Кычановой (1946) и других, зимняя транспирация у деревьев довольно высока, причем она резко возрастает в периоды зимних потеплений и особенно оттепелей. Для кедрового стланика, ветки которого полегают зимой и прикрываются снегом, опасность зимнего иссушения очень невелика.

Лиственница, не имеющая подобного приспособления, под действием ветров, и особенно зимних (перенос снега ветром обусловливает механическую коррозию, оттепели — резкую потерю влаги и невозможность компенсации ее из мерзлых грунтов), приобретает уродливые карликовые формы (рис. 7, 8) или погибает вовсе. Лиственничные леса начинают встречаться только в 250—300 *км* от моря в межгорных котловинах и горных долинах, где резко падает скорость ветров (средняя годовая не превышает 4 *м/сек*) и не наблюдаются оттепели в зимнее время. Наиболее близко к морю (250 *км* от Анадырского лимана) расположен Майнский лиственничный район, окруженный со всех сторон горами. В этой межгорной котловине лиственница поднимается на склоны до высоты 150—250 *м* над ур. моря, выше идет пояс кедрового стланика и еще выше горная тундра (высота гор 800—1200 *м*). На внешних склонах гор, обращенных к морю, лиственница не растет. Здесь господствуют заросли кедрового стланика. Остальные лиственничные районы расположены еще дальше от моря, тоже под прикрытием гор и в еще более континентальных условиях, чем Майнский лиственничный район. В подзоне относительного безлесья довольно часто встречаются отдельные лиственницы и лиственничные островки. Но приурочены они к защищенным от ветра склонам, к подножиям холмов (в ветровой тени). О них писали Г. Ф. Стариков и П. Н. Дьяконов (1955), В. Н. Васильев (1956) и др. Известно, что в недавнем прошлом лиственничная роща росла вблизи устья р. Анадырь, по ключу Телеграфическому (около 176° в. д.), но была вырублена Русско-Американской телеграфной компанией в 1865—1866 гг. (Стариков и Дьяконов, 1955; Васильев, 1956). В населенных пунктах этой подзоны, в частности в г. Анадыре, в бух. Угольной в пос. Отрожное и других, вполне возможны удачные посадки лиственницы даурской, особенно с подветренной стороны зданий. Успех посадок будет, по-видимому, больше, если деревья в ямах засыпать песчаной почвой, перемешанной с навозом[3].

Существующие лесные островки и отдельные лиственницы в подзоне относительного безлесья на равнине и внешних склонах гор, обращенных к морю, вовсе не являются пионерами в заселении тундровых пространств. Они — результат существующих только на данной

[3] В соответствии с рекомендациями Полярно-альпийского ботанического сада, в ямы с пересаженными растениями всегда нужно засыпать улучшенную, удобренную землю.

территории физико-географических, вернее микроклиматических условий. На рядом расположенных территориях, не защищенных от сильных зимних ветров, есть потенциальный тепловой минимум для роста и развития лиственницы, но при существующих климатических усло-



Рис. 7. Ветровая форма лиственницы в зарослях кедрового стланика.

Стланик, полегая зимой и прикрываясь снегом, не подвергается воздействию ветров. Лиственница в этих условиях (зима 7—9 мес., средние месячные скорости ветра зимой 6—8 *м/сек*) образует своеобразные экологические формы роста

виях без вмешательства человека он не может быть реализован. На такие участки время от времени попадают семена лиственниц, они прорастают, но деревья эти обычно являются угнетенными с ясно выраженными ветровыми кронами. Как правило, они не плодоносят и не являются базами для расширения ареала лиственницы.

В связи с этим интересен один из выводов Тюлиной (1936) о расширении ареала лиственницы в бассейне Анадыря. В тридцатых годах имела широкое распространение гипотеза о деградации лесов у их северной границы. И как результат ее — теоретическая концепция о непреодолимости безлесья тундр, основанная на путешествиях К. М. Бэра, А. Ф. Миддендорфа, Г. И. Танфильева и др. В работе Тюлиной (1936) впервые приводился фактический материал, свидетельствующий о наступлении лиственницы на горную тундру в бассейне Верхнего Анадыря.

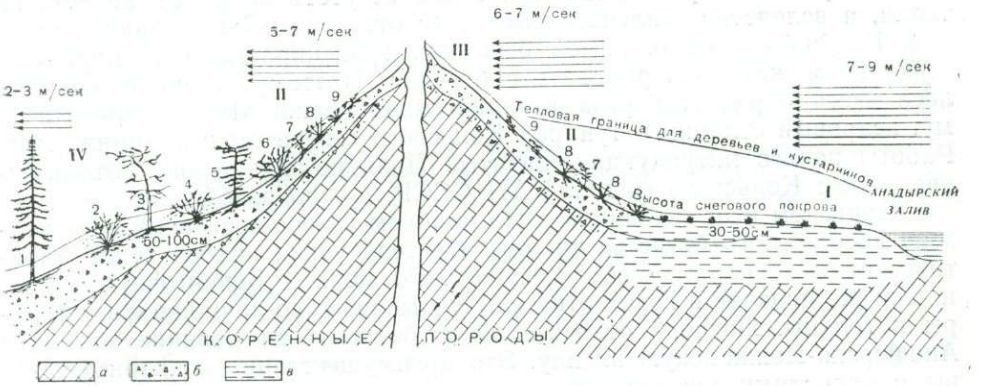


Рис. 8. Схема изменения формы роста лиственницы даурской и кедрового стланика в зависимости от условий среды в подзоне относительного безлесья тундры на равнине (*I*), подзонах относительного (*II*) и абсолютного (*III*) безлесья тундры в горах и лиственничном редколесьи (*IV*):

1 — нормально развитая лиственница в лиственничном лесу, где средняя годовая скорость ветра не превышает 4 *м/сек*; *3*, *5* — ветровые формы лиственницы, образующиеся в условиях, где средние годовые скорости ветра 5—7 *м/сек*, а зима длится 8—9 мес.; *2*, *4*, *6*, *8* — кедровый стланик, ветви которого полегают под действием мороза и зимой находятся под снегом (пунктиром показаны ветви, полегающие зимой и прикрываемые снегом). Поэтому у кедрового стланика здесь почти не происходит изменения формы роста; *7* — лиственница даурская, не имеющая подобного приспособления, приобретает уродливую стланиковую форму; *9* — в крайних условиях существования при снеговом покрове, не превышающем 20 *см*, сильных ветрах (7—9 *м/сек*) и длительной зиме (8—9 мес.) кедровый стланик тоже приобретает угнетенную карликовую форму. Высота его определяется в основном мощностью снега; *а* — коренные мерзлые породы, *б* — деятельный слой, *в* — суглинки

Интересно также, что ни в статьях Сочавы (1929, 1932, 1940, 1944), работавшего в соседних районах, ни в монографии Васильева (1956), посвященной растительности Анадырского края, не говорится о наступлении леса на тундру. Более того, Васильев сомневается в правильности выводов Тюлиной и считает их преждевременными (Васильев, 1956). В качестве доказательств наступления лиственницы на тундру Тюлина приводила подрост, самосев и единичные экземпляры лиственницы в горно-тундровых ассоциациях, а также перекрытие лиственницей высотной зоны кедровника в некоторых горных районах верхнего течения Анадыря. Васильев пишет, что высота гор, крутизна склонов и экспозиция обусловливают преимущества для лиственницы или стланика и только от этих факторов зависит, какая из пород займет более высокое положение. Это совершенно правильно. В местах, не защищенных горами от сильных ветров, вряд ли лиственница займет более высокое положение, чем кедровый стланик. В местах, защищенных от ветров, наступление лиственницы на горную тундру бесспорно. Мы сами наблюдали в 1966 г. молодой подрост лиственницы во внутренних горных районах в бассейне Верхнего Анадыря. Но на равнинах наступление лиственницы в настоящее время не наблюдается и вряд ли оно возможно при существующих климатических условиях без вмешательства человека.

Таким образом, факт самосева и подроста лиственницы в горной тундре в бассейне Верхнего Анадыря, отмеченный Тюлиной, бесспорен, но делать из этого широкие выводы о наступлении леса на тундру на больших территориях, от которых не удержалась и сама Тюлина, неверно. Фактов для таких обобщений нет, именно поэтому этот вывод Тюлиной не был поддержан Васильевым и Сочавой.

В климатическом отношении Кольский север и крайний северо-восток Азии несколько похожи друг на друга. Тундровая зона Кольского Севера относится к подзоне относительного безлесья (Крючков, 1966). Древесная растительность здесь отсутствует не от недостатка тепла, а вследствие сильных зимних (с оттепелями) иссушающих ветров. Ель, обладающая зимой огромной транспирационной поверхностью, не может конкурировать с березой. Поэтому северную границу леса здесь образует береза извилистая (Крючков, 1963). По-видимому, кедровый стланик в тундрах Кольского севера смог бы прижиться. Работы по его интродукции, начатые Полярно-альпийским ботаническим садом Кольского филиала АН СССР, нужно возобновить.

Подведем итог сказанному. На крайнем северо-востоке Азии к подзоне абсолютного безлесья тундры отнесена узкая полоса тундр (арктических и кочкарных) вдоль Чукотского моря и Берингова пролива; к этой же подзоне в горах отнесены кустарничково-лишайниковые тундры и гольцы. Подзона относительного безлесья на равнине занимает Анадырско-Пенжинскую низину. Это преимущественно кочкарные тундры с зарослями кустарников (кедрового стланика, ольхи кустарной, березы Миддендорфа и тощей) по холмам; в горах к этой подзоне отнесены заросли крупных кустарников, перечисленные выше.

В подзоне относительного безлесья крайнего северо-востока Азии есть минимум тепла для роста и развития лиственницы даурской, но он в естественных условиях почти не реализуется вследствие очень сильных ветров, особенно в течение длительной 8—9-месячной зимы с частыми повышениями температуры и оттепелями. Зимняя транспирация древесных растений в этих условиях огромна, велика и корродирующая сила ветров. Поэтому лиственница в подзоне относительного безлесья встречается небольшими островками или отдельными деревьями только в ветровой тени: у подножия холмов, в понижениях. Лиственничные леса начинают встречаться только в 250—300 *км* от моря в межгорных котловинах и горных долинах, где резко падает скорость ветров (средняя годовая не превышает 4 *м/сек*) и не наблюдаются оттепели в зимнее время.

В подзоне относительного безлесья тундры (г. Анадырь, бух. Угольная, пос. Отрожное и др.) при соблюдении определенных агротехнических условий вполне возможны удачные посадки лиственницы даурской, особенно с подветренной стороны зданий.

Расширение ареала лиственницы в Верхне-Анадырском и Майнском горных районах, о которых писала Тюлина в 1936 г., по-видимому, свойственно только этим районам с чертами антициклонального климата и не наблюдается в равнинных условиях подзоны относительного безлесья тундры с сильными ветрами и зимними оттепелями.

ЛИТЕРАТУРА

Васильев В. В. Растительность Анадырского края. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1956.

Васьковский А. П. Новые данные о границах распределения деревьев и кустарников-ценозообразователей на крайнем северо-востоке СССР. «Мат-лы по геологии и полезным ископаемым северо-востока СССР», № 13. Магадан, 1958.

Геоботаническая карта СССР (масштаб 1 : 4 000 000). М., Изд-во АН СССР, 1954.
Гроссет Г. Э. Кедровый стланик. «Мат-лы к познанию фауны и флоры СССР», вып. 12. Изд. МОИП, 1959.
Иванов Л. А. О водном режиме древесных пород зимою. «Изв. Ленинградского лесного ин-та», вып. 32, 1925.
Иванов Л. А. Об изменении транспирационной способности древесных пород в течение года в зависимости от температуры. «Бот. журн.», 1941, № 2—3.
Климат Магаданской области (плакат-брошюра). Магадан, 1963.
Климатический атлас СССР, т. 1. Главное управление гидрометслужбы. М., 1960.
Колесников Б. П. Очерк растительности Дальнего Востока. Хабаровск, 1955.
Крючков В. В. О возможности облесения Кольской тундры. «Вестн. Моск. ун-та», сер. геогр., 1963, № 1.
Крючков В. В. Абсолютное и относительное безлесье тундры. «Вестн. Моск. ун-та», сер. геогр., 1966, № 2.
Поздняков Л. А. Древовидная форма кедрового стланца. «Бот. журн.», 1952, т. 37, № 5.
Реутт А. Т. Физико-географический обзор. Сб. «Преображенный край». Магадан, 1956.
Рязанцев А. В., Кычанова О. А. Влияние ветра на транспирацию садовых и дикорастущих древесных пород в необлиственном состоянии (в связи с вопросом о безлесьи тундры). «Тр. Пермского сельскохозяйственного ин-та», т. 10, 1946.
Серебряков И. Г. Жизненные формы высших растений и их изучение. Полевая геоботаника, т. 3. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1964.
Сочава В. Б. О пределе лесов на крайнем северо-востоке. «Природа», 1929, № 12.
Сочава В. Б. По тундрам бассейна Пенжинской губы. «Изв. Гос. геогр. о-ва», 1932, т. 64, вып. 4—5.
Сочава В. Б., Лукичева А. Н. К географии кедрового стланика. ДАН СССР, 1953, т. 20, № 6.
Сочава В. Б., Городков Б. Н. Арктические пустыни и тундры. Растительный покров СССР. Пояснительный текст к «Геоботанической карте СССР», т. 1. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1956.
Стариков Г. Ф., Дьяконов П. Н. Леса Чукотки. Магадан, 1955.
Тихомиров Б. А. Кедровый стланик, его биология и использование. Изд. МОИП, 1949.
Тюлина Л. Н. О лесной растительности Анадырского края и ее взаимоотношении с тундрой. «Тр. Арктического ин-та», т. 40, сер. геоботаника. Л., 1936.

А. М. АБАТУРОВ

ВОДНО-ЛЕДНИКОВЫЕ ОЗЕРА ПОЛЕСИЙ РУССКОЙ РАВНИНЫ

В настоящее время производятся крупные работы по осушению полесий общегосударственного значения. В связи с этим возникает необходимость глубокого изучения водных ресурсов полесий, в том числе озер, в целях рационального их использования.

Полесья принято называть краем озер. В них действительно насчитываются десятки тысяч озер самого различного генезиса и возраста, начиная от древних — ледниковых, позднеледниковых — и кончая современными.

Распределяются озера по территории полесий неравномерно. Главные озерные районы — это запад Припятской низины, центр Мещеры и южная половина Ветлужского полесья. Речные поймы также изобилуют озерами. Многие полесские озера, окруженные дремучими лесами и болотами, вследствие своей недоступности, оставаясь своеобразными тайниками природы, породили легенды и народные сказания (оз. Светлояр — легенду о граде Китеже).

По своему генезису все озера полесий подразделяются на водно-ледниковые, древние старичные на первых надпойменных террасах,

карстовые, пойменные, дюнные или дефляционные, озера на местах выгоревшего торфа, карьерные озера.

В настоящей статье дается краткий географический обзор водно-ледниковых озер, заслуживающих наибольшего внимания как с научной, так и с практической точек зрения.

Водно-ледниковые озера названы так потому, что первоначально в позднеледниковое время они представляли остатки скоплений талых ледниковых вод. Впоследствии эти водоемы заполнялись донными осадками, с берегов зарастали и покрывались торфяными сплавинами. Многие озера к настоящему времени уже исчезли — превратились в болота или остались в виде небольших «окон» среди болотных массивов. Еще в 1886 г. Докучаев обратил внимание на постепенное исчезновение этих озер в Ветлужском полесье, где он назвал их «озерами-болотами».

Водно-ледниковые озера встречаются во всех ландшафтных районах полесий: в долинах стока ледниковых вод, на древних террасах и междуречьях. Величина и форма их различны. Наиболее крупные озера расположены в Припятской низине. Здесь только лишь три озера — Червоное, Споровское и Бобровицкое — занимают площадь около 80 *км*^{2}.

По геоморфологическим признакам и общему характеру природы водно-ледниковые озера можно подразделить на две разновидности: 1) озера, которые унаследовали остатки котловин, некогда занятых обширными замкнутыми бассейнами талых позднеледниковых вод; 2) озера в древних долинах стока ледниковых вод.

К первой разновидности относятся озера, расположенные на древних террасах и зандровых равнинах в пологих понижениях.

Форма озер преимущественно округло-овальная, вытянутая в разных направлениях, величина их большей частью незначительна, но имеются озера площадью до нескольких десятков квадратных километров, глубина же всех озер небольшая — от 2—3 до 5 *м*. Берега водоемов низкие, большей частью болотистые с торфяными сплавинами или покрытые пышными травяно-кустарниковыми зарослями. Прибрежная, наиболее мелководная часть озер поросла осокой (*Carex vesicaria*), манником (*Gluceria, aguatica*), аиром (*Acorus calamus*).

Далее от берега следует зона камыша с примесью тростника (*Phragmites communis*) и рогоза (*Typha latifolia*), затем — растения с плавающими листьями: кувшинка (*Nymphaea alba*), кубышка (*Nuphar luteum*). Еще далее от берега, на глубинах 1,5 *м* и более наблюдаются подводные растения, ассоциации рдеста пронзеннолистного (*Potamogeton perfoliatus*) и рдеста блестящего (*Potamogeton lucens*). Днища озер преимущественно илисты.

К этой разновидности реликтовых озер относится широко известное своими большими размерами оз. Червоное в Припятской низине. Оно расположено в обширном плоском болотистом понижении, имеет округло-вытянутую форму, протяженностью 14 *км* с сезеро-запада на юго-восток при ширине 7 *км*. При всей своей обширной площади 43 *км*^{2} озеро имеет максимальную глубину — всего лишь 5 *м*. Аналогичные озера расположены на западе Припятской низины: Споровское, Черное, Выгоновское. К этой же разновидности принадлежит группа озер на севере Верхневолжской низины. Здесь среди огромного болотного массива Оршинский мох имеется многочисленная группа озер самых различных размеров. Наиболее крупное оз. Великое площадью 85,8 *км*^{2}, около него расположено множество более мелких озер 1,5—3 *км* в диаметре и менее. Как видно на схеме (рис. 1), в болотах, окружающих эту группу озер, под торфом залегает сапропель, что свидетельствует о наличии здесь в прошлом единого более обширного озерного водоема. Преобладающая форма озера округло-овальная, берега низкие (не превышающие 0,5—1 *м*) торфянистые с обширными сплавинами. В верхней части донного сапропеля также значительная примесь торфа.

Глубина озер Оршинской группы незначительна: 1—2, реже 4—5 *м*. Озера в большинстве своем бессточные, питание их происходит за счет атмосферных вод и стока с болот. Цвет озерной воды желтовато-коричневый в связи с поступлением ее из торфянистых болотных мест. Много подобных озер и в восточной части Верхневолжской низины (например, в Петровском районе Ярославской обл.), а также в Ветлужской низине (например, озера Камское, Линево и др.). Все озера сравнительно небольшие, мелководные, с мощными осадками сапропеля, с малопрозрачной водой. В большинстве своем они заканчивают свой жизненный цикл (спускаются речками и каналами, покрываются сплавинами и пр.).

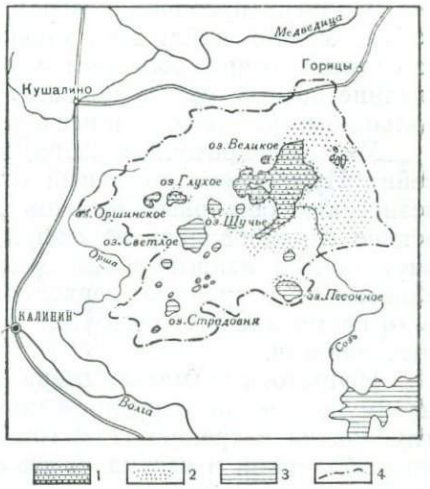


Рис. 1. Схема расположения сапропелевых отложений на болоте Оршинский мох в Калининской обл. (по Л. Д. Закуленкову, 1960):

1 — сапропели на территории современных озер; *2* — сапропели на территории бывших озер; *3* — озера; *4* — граница болота

Примером второй разновидности водно-ледниковых озер могут служить озера в центральной долине стока ледниковых вод в Мещере. Здесь в верховьях р. Пры на небольшом участке древней долины сосредоточено около тридцати озер, протяженностью от нескольких сот метров до 12 *км*. Они занимают котловины различной глубины, заполненные талыми ледниковыми водами еще в периоды московского и валдайского оледенений. Часть озер соединена протоками и объединена в систему речек: Бужа, Ялма, Посерда, Вожа, дающих начало р. Пре.

Группа проточных озер на севере начинается оз. Святым, в которое с севера впадает р. Бужа. К югу оз. Святое соединяется протоком с длинным (до 12 *км*) оз. Дубовым. На юге оз. Дубового система водоемов разветвляется; к востоку через проток расположено оз. Великое, к югу — оз. Ивановское, а к юго-западу уходит цепь озер: Евлевское, Черная река, Сокорево; на самом юге этой группы проточных озер расположено оз. Мартыновское, стекающее в р. Пру. Помимо упомянутых озер, составляющих основную цепь проточных водоемов, по краям древней долины располагаются группами и в одиночку малые непроточные озера.

Проточные озера по своему характеру довольно сходны. Это остатки водоемов, постепенно уменьшающихся в результате заполнения наносами, заторфовывания берегов и дренажа в ходе развития гидрографической сети. О понижении уровня, связанного с этим дренажем, свидетельствуют один или два яруса террас по берегам озер.

Типичным примером группы проточных озер может служить оз. Великое. Форма его неправильная с весьма извилистой береговой линией и удлиненными заливами. Протяженность озера с севера на юг 6,5 *км*, ширина с запада на восток около 4 *км*, площадь около 20 *км*^{2}.

Берега большей частью болотистые, низкие, местами с ясно выраженной террасой, свидетельствующей о прежнем более высоком уровне воды. Средняя глубина озера по замерам в 1955 г. составляла 1,88 *м*, а в 1965 г. — 1,12 *м* (по данным промеров Росгипроводхоза), таким образом за 10 лет озеро обмелело на 76 *см*. Наиболее глубокая центральная часть озера равна всего лишь 2,96 *м*. Дно почти всюду покрыто слоем коричневого ила и только лишь на отдельных участках, у берегов, песчаное.

Заросли оз. Великого очень разнообразны. Большой залив на севере вследствие мелководности почти сплошь покрыт растительностью, где преобладает камыш (*Scirpus Cacustis*), а в прибрежной части: ситняг болотный (*Heleocharis palustris*), хвощ топяной (*Eguisetum limosum*), гречишник болотный (*Poligonum amphibium*), рдест плавающий

(*Potamogeton natans*) и др. У выхода из залива в открытое озеро в первой от берега зоне наблюдаются мощные заросли тростника (*Phragmites communis*), за ними следует широкая полоса камыша озерного (*Scirpus lacustris*), а далее широко распространяются рдесты. Восточные и южные берега почти все покрыты зарослями тростника (*Phragmites communis*) с примесью гречишника болотного, ситника болотного и др. У западного берега растительность незначительна. Здесь преобладают ежеголовка (*Sparganium glomeratum*), кувшинка (Nuphar luteum). Перед протоком в оз. Дубовое снова наблюдаются густые заросли камыша (*Scirpus lacustris*).

В других проточных озерах, помимо подобного же зарастания водоема, можно наблюдать обширные сплавины. Вообще, наибольшее зарастание озер наблюдается около истоков и устьев протоков, последние обычно имеют большую по отношению к озерам глубину, довольно быстрое течение и песчаное дно.

Малые непроточные озера, расположенные также в верховьях бассейна Пры, имеют отличный от проточных озер характер. После исчезновения обширных потоков ледниковых вод котловины этих озер вскоре изолировались от общей системы проточных озер и оказались внутренними непроточными водоемами. Поэтому они не подвергались заносам и сохранили первоначальную более значительную глубину, в то время как все проточные озера обмелели в основном за счет речных наносов.

Непроточные малые озера имеют размер в среднем 0,5—1 *км*², преимущественно округло-овальную форму с ровной линией берегов, глубина их в среднем 7 *м* (от 5 до 9,9 *м*). Эти озера окружены топкими болотами и весьма интенсивно уменьшают свою площадь за счет покрытия их сплавинами.

Примером таких озер может служить оз. Сонинское в районе дер. Мансурово. Протяженность его с северо-востока на юго-запад 355 *м*, ширина 215 *м*, наибольшая глубина 7,10 *м*, дно илистое, цвет воды желто-коричневый. Берега озера низкие, торфянистые и на половину окружности озера заняты широкой, до 15 *м*, полосой сплавин, состоящих в основном из сфагнума. Вдоль берега озера наблюдаются пышные заросли кубышки желтой (*Nymphaea luteum*), стрелолиста (*Sagittaria sagittaria*), тростника (*Phragmites communis*), дальше от берега по всему озеру кольцом располагаются заросли рдеста пронзеннолистного (*Potamogeton perfaliatus*).

Среди рассматриваемых озер Мещерской группы имеются два небольшие, но замечательные своей большой глубиной и во многих других отношениях озера — Белое и Глухое, расположенные по краям древней долины. Оба они вытянуты на юго-запад, площадь первого озера 0,3 *км*², второго — 0,27 *км*². Оз. Белое имеет наибольшую глубину 52,5 *м*, вода в нем очень прозрачная (до 5 *м*), грунт дна в прибрежной мелководной зоне почти всюду песчаный. Берега озера окружены высокими песчаными холмами, в их профиле местами наблюдаются две террасы. На юго-западе берег низкий, на отдельных участках заболоченный с зарослями тростника, здесь из озера прорыт канал, образующий сток воды в оз. Великое.

Оз. Глухое имеет округло-продолговатую форму с очень ровной береговой линией, наибольшая глубина его 34,5 *м*. Котловина представляет глубокую воронку со средним уклоном дна 7°28′ (максимальным — 11°55′), берега преимущественно низкие торфянистые, в редких местах песчаные. У торфяных берегов наблюдаются заросли тростника (*Phragmites communis*) с кувшинкой (*Nymphaea alba*), местами видна узкая полоса ситняга болотного (*Heleoharis palustris*).

В отличие от других озер данной группы, Белое и Глухое имеют особый температурный режим, типичный для глубоких водоемов. Летом значительный прогрев воды в этих озерах наблюдается до глубины 5 *м*. Ниже этих глубин (до 20 *м*) наблюдается постепенное па-

дение летних температур, а еще ниже изменение температуры почти не заметно (рис. 2).

Ярко выступает общая закономерность в ориентировке на юго-юго-запад длинных осей всех озер рассматриваемой группы, т. е. по направлению потоков ледниковых вод, образовавших древнюю долину, в которой расположены данные озера. Это наглядно свидетельствует об

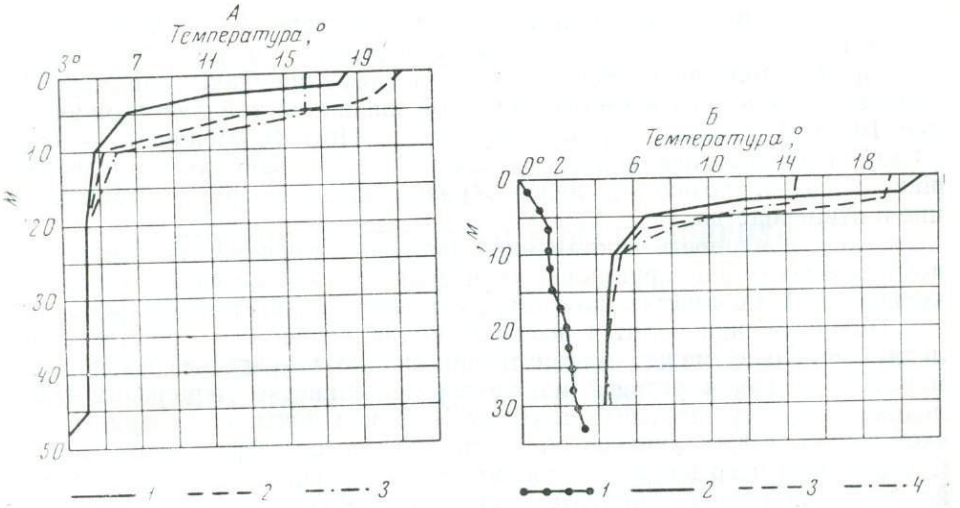


Рис. 2. Температурный режим в озерах Белое (*А*) и Глухое (*Б*) (по Л. Л. Россолимо, 1928).
Для *А*: *1* — 26/V 1926, *2* — 16/VII 1926, *3* — 28/VIII 1926.
Для *Б*: *1* — 7/I 1926, *2* — 26/V 1926, *3* — 8/VII 1926, *4* — 1/IX 1926

эрозионной деятельности ледниковых вод. Что же касается необыкновенно глубоких котловин озер Белого и Глухого, то генезис их, вероятно, более сложный и до настоящего времени не выяснен. По этому поводу еще в конце прошлого столетия В. Леонов (1889) высказал предположение, что котловины озер Белого и Глухого произошли еворзионным путем, т. е. под воздействием бурных вертикально падающих водных потоков в период таяния покровного оледенения. В то же время Леонов не исключает возможности карстового происхождения этих озер. Более поздние исследования ничего существенного в раскрытии генезиса озерных котловин не внесли.

Имеющиеся в данном районе буровые скважины показывают, что известняки карбона здесь залегают на глубине более 50 *м*, на известняках лежат юрские глины и пески мощностью около 50 *м*, а выше — меловые песчано-глинистые отложения или флювиогляциальные пески (четвертичного возраста). При таком геологическом строении участие карста в происхождении котловин допустить трудно.

Если представить разрез прилегающего участка древней долины в целом, то оказывается, что озера Белое и Глухое расположены у высоких склонов долины, сложенных коренными породами мелового и юрского возрастов. Можно предполагать, что в период таяния ледника высокие водоразделы, примыкающие к долине, освобождались от льда раньше, чем долина, где залегал более мощный слой льда.

Возможно, что у бортов долины наблюдались бурные потоки ледниковых вод, стесненные с одной стороны толщей льда в долине, а с другой — выступами коренного склона долины. Эти потоки, преодолевая выступы коренных пород и нагромождения льда, могли образовать

глубокие котлы вымывания. Следы подобных явлений нам пришлось наблюдать в долине Днепра выше Могилева. Здесь вдоль бортов долины узкой полосой во многих местах залегают значительные толщи грубого песчано-гравийного материала, что свидетельствует о работе в прошлом бурных потоков талых ледниковых вод. Впрочем, у описываемых озер следы столь грубых водно-ледниковых наносов пока не обнаружены.

Водно-ледниковые озера в районах массового их распространения занимают весьма большие площади, которые при разработке плана мелиорации полесий потребуют особого внимания. Так, например, Петровская группа озер в Верхневолжской низине составляет площадь более 100 $км^2$, группа озер в верховьях р. Пры (в Мещере) — более 50 $км^2$. При освоении полесий в таких озерных районах в числе ведущих отраслей хозяйства целесообразно предусмотреть рыборазведение и птицеводство.

Особую ценность составляют залежи сапропеля, встречающиеся почти во всех, как крупных, так и малых, озерах в весьма большом количестве с мощностью пластов, достигающей десятков метров.

При осушении болот в полесьях подавляющее большинство водно-ледниковых озер может исчезнуть или сильно сократиться в своих размерах. Под такой угрозой находится большинство мещерских водно-ледниковых озер, имеющих глубину 1—2 *м* и почти все озера Петровской группы в Калининской обл., а также многие озера других районов. С усыханием озер изменится гидрологический режим рек данных местностей, в частности сократится продолжительность весенних разливов.

Повсеместного исчезновения мелководных озер в осушаемых районах допускать нельзя. Для сохранения некоторых озер потребуются инженерные сооружения. Часть озер сохранится, другие возникнут вновь в результате массовой добычи сапропеля и торфа.

Особого внимания заслуживают глубокие озера, еще мало изученные, сохранившие в себе с ледникового периода и даже с дочетвертичного времени редкие виды реликтовых растений и животных. Наряду с научной ценностью глубокие озера представляют весьма живописные местности и довольно крупные резервуары наиболее чистой воды — это также делает их объектами, достойными заботливой охраны.

ЛИТЕРАТУРА

Боруцкий Е. В. Общий очерк водоемов Мещерской низменности. «Тр. Косинской биологической станции МОИП», вып. 7—8. М., 1928.

Закуленков Л. Д. Озера Калининской области. Сб. «Природа и хозяйство Калининской области». Калинин, 1960.

Леонов В. Озера бассейна рек Пры, Поли, Ялмы в Рязанской губернии. «Землеведение», т. 6, кн. 3. М., 1889.

Россолимо Л. М. Материалы по гидрологии и планктону некоторых водоемов Мещерской низменности (Рязанской губернии). «Тр. Косинской биологической станции», вып. 7—8. М., 1928.

ЖИЗНЬ ЗЕМЛИ
СБОРНИК МУЗЕЯ ЗЕМЛЕВЕДЕНИЯ МГУ, № 7, 1971 г.

РАЗДЕЛ II

МЕТОДИКА МУЗЕЙНОГО ПОКАЗА ПРИРОДЫ

Ю. К. ЕФРЕМОВ

ПУТИ СОВЕРШЕНСТВОВАНИЯ ЭКСПОЗИЦИИ ОТДЕЛОВ ПРИРОДЫ В КРАЕВЕДЧЕСКИХ МУЗЕЯХ

Сотни краеведческих и десятки республиканских музеев, действующих в нашей стране, имеют в составе своей экспозиции наряду с отделами истории, современной экономики и культуры специальные отделы природы. В большинстве этих отделов за многие годы их существования накоплены богатые коллекции натурных экспонатов и сосредоточены, особенно в фондах, солидные объемы научно-краеведческой информации о соответствующих территориях. Однако в силу различных причин принципы и методика построения природоведческих экспозиций в этих музеях во многих случаях не удовлетворительны[1].

В них бывает далеко не полностью отражен уровень современной науки, недоучтены или вовсе упущены не только ее новейшие достижения по частным вопросам, но недоиспользуются, а то и вовсе игнорируются и некоторые крупные структурные изменения в методике природоведческих характеристик. Остается незамеченным и не учитывается происшедшее за последние десятилетия формирование принципиально новых наук, таких, как неотектоника, геоморфология, динамическая климатология, геофизика и геохимия ландшафта, ландшафтоведение.

Уровень, значение и недопустимость возникающего при этом отставания можно проиллюстрировать хотя бы таким примером. Характеризуя климат, проходить мимо данных динамической климатологии

[1] Выявление всего комплекса этих причин не входит в задачу данной работы; среди них есть финансово-экономические, и организационные, и психологические (инерция привычек и традиций), и многие другие. Упомянем одну из них, принципиально важную, связанную с комплектованием кадров музейных специалистов. Отделами природы в местных музех руководят, в лучшем случае, отраслевые специалисты, например зоологи, а чаще люди, вообще не имеющие отношения к природоведению. Почти отсутствуют такие специалисты и в музейных отделах министерств культуры (они появились недавно только в министерствах Украины и Белоруссии). В отделе музееведения Научно-исследовательского института культуры РСФСР над методикой показа природы работают только зоологи. Поразительно при этом почти полное отсутствие физико-географов, а ведь именно они как специалисты подготовлены к комплексному показу природы; сегодня географы работают лишь в единичных музеях.

о центрах действия атмосферы, воздушных массах, их формировании, трансформации и взаимодействии в зонах фронтов сегодня так же недопустимо, как преподавать биологию, игнорируя эволюционное учение, или физику и химию без учета современных данных атомистики и электроники.

Основанием для рекомендаций, которым посвящена эта статья, послужило знакомство автора с отделами природы многих республиканских и краеведческих музеев страны [2].

Исторически сложившимся недостатком экспозиции отделов природы многих музеев оказалась отраслевая структура показа, раздельная характеристика природы по отдельным компонентам, «по полочкам», без должной увязки между ними и с неполным использованием, а нередко и полным неиспользованием целостных ландшафтных характеристик.

В работах сотрудников бывшего Института музееведения В. П. Герасимова и др. (1969) и А. В. Кондратова (1967) по этому поводу уже высказаны рекомендации о коренной перестройке структуры природоведческих экспозиций с внедрением в нее комплексного, т. е. ландшафтного, метода. В этих рекомендациях нашли отражение и некоторые, уже опубликованные автором данной статьи, предложения о путях обеспечения комплексности географических характеристик, в том числе музейными средствами (Ефремов, 1960, 1970).

Главный путь совершенствования природоведческих экспозиций — создание комплексных разделов там, где их нет, изменение структурного соотношения между отраслевыми и комплексными разделами в случаях, когда ландшафтные характеристики ущемлены и проигрывают по сравнению с отраслевыми. При этом и «проигрыши», и «выигрыши» должны измеряться не одними формальными показателями (число залов и стендов, экспозиционная площадь — площадь пола и повесочная, количество экспонатов). Они проявляются и в общей направленности, выразительности и доходчивости сообщаемой информации. Несколько особенно ярких и содержательных ландшафтных экспонатов типа диорам, карт географического положения, карт районирования, комплексных профилей, карт природных ресурсов и т. п. могут уравновесить собой десятки частных (отраслевых) экспонатов. При этом важность комплексных экспонатов помимо значительности их содержания должна быть выражена значительностью места в экспозиции: крупным размером, начальным, центральным или возглавляющим положением, акцентированностью оформительских приемов.

При установлении пропорций между различными типами экспонатов важно помнить о их представительности, о том, насколько достоверно они отражают соотношение между реально существующими явлениями. Нужно соблюдать определенную дозировку в показе типичного, характерного, с одной стороны, и уникального, достопримечательного — с другой. Увлечение односторонним подбором только эффектных экспонатов, одних редкостей или аномальных исключений формирует не музейную экспозицию, а паноптикум. Это искажает представление о действительных соотношениях явлений в природе.

Боязнь отражать в экспозиции явления типичные и характерные,

---

[2] Среди них республиканские музеи Азербайджана, Грузии, Казахстана, Таджикистана, Абхазии, Аджарии, Кабардино-Балкарии, Карелии, Якутии, музеи естествознания Львова и Харькова, краеведческие музеи Астрахани, Белгорода-Днестровского, Владивостока, Горького, Иркутска, Истры, Кировска, Краснодара, Магадана, Одессы, Нижнего Тагила, Никополя, Петропавловска-Камчатского, Пржевальска, Свердловска, Сочи, Ужгорода, Усть-Каменогорска, Хабаровска, Южно-Сахалинска, Ялты.

как якобы неинтересные и будничные, лишает ее представительности. Вопрос о том, как выигрышнее показать заурядные, но повсеместные особенности, черты природы и пути ее использования, требует специальных усилий и проработок. Здесь важнее всего отбор самих явлений, достойных показа, и подтверждение их представительности текстами или этикетками.

Очень удобно включать натуру в виде апликаций или инкрустаций в графические экспонаты, например в классификационные таблицы, геологические разрезы, схемы типа генетического древа и карты. Тогда самый непрезентабельный на вид экспонат обретает должную представительность, ибо заполняет соответствующую клетку в таблице, ветвь древа, этаж в разрезе геологического напластования. Но размер и количество натуры не должны мешать восприятию основного научного содержания самих схем.

Для предотвращения неупорядоченного показа и обеспечения большей представительности натурных экспонатов рекомендуется их тематическая выкладка по определенным типологическим рядам (систематическим, морфологическим, генетическим, возрастным, региональным, по экономическому значению и т. п.) и комбинирование их в биогруппы, макеты биогеоценозов и диорамы.

Во многих природоведческих экспозициях явно недоиспользуются изобразительные экспонаты (живопись, графические рисунки, фотографии); если они и присутствуют в экспозиции, нередко можно констатировать их малую выразительность, низкий научный художественный и фототехнический уровень.

Опыт Музея землеведения и некоторые удачные решения, достигнутые другими музеями, позволяют рекомендовать использование верхнего экспозиционного пояса под живопись, крупноплакатную графику или фотопанно. При фризовых решениях необходимо соблюдение требования единства ансамбля. Желательно обеспечение согласованности горизонта и композиции, гармонии цветового решения, особенно между смежными живописными полотнами или фотопанно[3].

Необходимо стремиться преодолеть недостаточность разнообразия типов научно-объяснительной графики, например комплектование стенда одними картами или одними диаграммами. Экспозиция выигрывает, когда в ней комбинируются экспонаты разных типов: карты и картосхемы, картограммы и картдиаграммы, блок-диаграммы и диаграммы, секущие и фасадные профили, графики и таблицы.

Разгрузке первого плана экспозиции от однообразных экспонатов должно содействовать широкое применение устройств полускрытой экспозиции (второго плана): разного рода кассет, внутристендовых турникетов, форточных и откидных клапанов, шторных фартуков и кулис.

Важно гармоничное сочетание плоскостной и объемной экспонатуры типа монолитных и разборных макетов, статичных и действующих моделей, агрегатов с подсветкой и т. п.

Часто в музеях проявляется недооценка и недоиспользование историко-научной тематики, показа истории исследований территории, состояния ее изученности, заслуг отдельных исследователей и коллективов в ее изучении. Такую характеристику можно давать как для природы в целом, так и по отдельным компонентам ландшафта.

Ведущим экспонатом в этой тематике, удобно сделать краткую летопись важнейших этапов и событий, что позволяет превращать остальные экспонаты в иллюстрации к отдельным пунктам этой летописи; воз-

[3] Подробнее об этом опыте см. Ефремов, 1970.

растает связь между экспонатами, хорошо выявляется обоснованность их отбора. Нужны портреты наиболее выдающихся исследователей или организаторов изучения и освоения территории. Портреты могут быть живописные, графические, скульптурные (статуи, бюсты, горельефы, барельефы, медали) и фотографические. При заказе заочного исполнения оригинальных портретов (когда художник или скульптор лично не знал изображаемого человека) нужны специальные усилия по обеспечению портретного сходства и исторической достоверности образа. Для скульпторов крайне важно наличие в исходной иконографии портретов сделанных не только анфас, но и в профиль. Необходимо широкое привлечение консультантов (родственников, учеников, друзей изображаемого лица).

Неверно стремиться только к персонификации истории, — в экспозиции могут заслуживать место целые коллективы. Здесь можно использовать групповые фотографии, изображения облика зданий, исследовательских кораблей или санно-тракторных поездов, жанровые эпизоды из деятельности экспедиций, репродукции подлинных рисунков участников, фото с обложек, титульных листов или отдельных страниц их трудов и т. п.

Очень показательно сопоставление карт, отражающих различное состояние изученности территорий на разные сроки. Как и летописи, такие карты могут быть использованы в качестве тематических узлов, вокруг которых группируются перечисленные материалы.

Широко распространенный недостаток — отсутствие или несовершенство словесно-текстовой информации, неполнота и случайность сведений, сообщаемых в этикетках. Впрочем, случается видеть и другую крайность — злоупотребление излишне многословными, монотонными и поэтому нечитаемыми текстами.

Словесно-текстовая информация должна быть рассчитана на возможность самостоятельного ознакомления посетителей с экспозицией. Хорошие результаты дает ее автоматическое озвучивание — синхронное магнитофонное сопровождение всей экскурсии или ее отдельных узлов, подобно примененному в музее имени И. Е. Репина в Пенатах под Ленинградом.

В шрифтовом сопровождении удобнее всего различать тексты ведущие (к залу, стенду или теме в целом), пояснительные (к отдельным экспонатам или их группам) и этикетаж. При составлении и редактировании текстов необходимо стремиться к их лаконичности, точности определений, указаниям на связь с темой зала, стенда или смежных экспонатов. Автор текста должен чувствовать себя как бы собеседником посетителя. Текст привлечет внимание и запомнится только при условии, если он заключает в себе какую-то новую и увлекательно изложенную информацию и помогает полнее понять и оценить экспозицию стенда, которая без него меркнет.

В еще большей мере это относится к этикетажу. К сожалению, очень часто текст этикеток ничем не отличается от записи в инвентарной книге и содержит только название экспоната или, что еще хуже, поясняет словами то, что и без слов видно на экспонате. Но в задачи этикетирования входит не просто перечисление наименований экспонатов, здесь следует сообщить и некоторую дополнительную информацию: является ли выставленный объект типичным, характерным, или, напротив, исключительным, уникальным, аномальным образцом, какое место он занимает в ряду прочих образцов коллекции, чем особенно характерен, короче говоря, «за что», за какие качества данный экспонат удостоился быть выставленным в музее. Конечно, эти све-

дения должны излагаться в этикетке в предельно лаконичной форме.

Многие другие рекомендации общего порядка, касающиеся, например, научно-композиционной связи между смежными стендами, между соседними или тематически перекликающимися экспонатами, а также советы по поводу компоновки легенд, унификации условных обозначений и их раскраски, оценки выразительности музейного показа для различных тем и т. п., изложены в специальных методических статьях автора (Ефремов, 1965, 1967 и 1969), анализирующих соответствующие примеры из опыта Музея землеведения. Вероятно, некоторые из этих положений окажутся достойны не только широкого внедрения в практику, но и узаконения в теории музееведения.

Рассмотрим теперь отдельно рекомендации по совершенствованию комплексных и отраслевых разделов природоведческих экспозиций.

Комплексная экспозиция

О ее недостатках сказано в начале статьи. Развитию ландшафтного принципа могут содействовать следующие типы экспонатов.

1. Карты географического положения, раскрывающие влияние на данную территорию природы соседних территорий и акваторий. Об этих типах карт и об их достоинствах подробно рассказано в статьях автора (Ефремов, 1961) и Т. Н. Овчинниковой (1967). Повторим здесь главную рекомендацию, высказанную в них: карты географического положения должна начинаться экспозиция любого краеведческого или республиканского музея. Вполне целесообразно не ограничиваться при этом данными одного только физико-географического положения — карта выиграет, если на ней будут отражены и основные особенности экономико-географического положения.

2. Комплексные профили, секущие и фасадные, различного типа или масштаба. Фасадным профилям посвящены специальные публикации (Козлов, 1961; Комарова, см. наст. сб.). Секущие комплексные профили затрагивают приповерхностные горизонты недр с их структурой, петрологическими и стратиграфическими особенностями, кору выветривания с почвенным покровом, водоемы и водотоки, растительный покров и атмосферу (в пределах тропосферы).

Возможно построение профилей не на всю мощность ландшафтной сферы Земли — весьма поучительно показывать межкомпонентные связи в одной биогеосфере (микроклимат приземного воздуха, органический мир, почвы вместе со всей корой выветривания, приповерхностные и грунтовые воды). Различаются профили мелкомасштабные (страноведческие) и крупномасштабные, ключевые. О них подробнее говорится в статье П. Н. Чижикова, публикуемой в настоящем сборнике, а об особенностях построения комплексных профилей горных стран — в отдельной работе автора (Ефремов, 1963).

3. Картосхемы типов ландшафта и природно-ландшафтного районирования, желательно с отдельными легендами для типологического и индивидуального районирования и с применением табличного принципа их построения (Ефремов, 1965).

4. Показ всей совокупности ландшафтообразующих факторов — их классификации, энергетического режима (в том числе «энергопитания») ландшафта, соотношений роли тепла и влаги, тектонических и палеогеографических влияний на ландшафт. Здесь необходимо учитывать материалы новейших исследований по геофизике и геохимии ландшафта.

5. Характеристика истории ландшафта нередко бывает перегружена анализом весьма далеких геологических эпох, практически не выявляющих себя в ныне существующем ландшафте. Здесь надлежит делать упор на палеореконструкции только для тех из былых эпох, которые существенно повлияли на современный облик ландшафта. Выразительны палеогеографические картосхемы с границами древних оледенений, наступания морей, перемещений границ флористических и фаунистических комплексов.

6. Общая характеристика состояния и проблем природопользования по данной территории. Желательно возглавить характеристику отдельных природных ресурсов их сводной картиной, показывать соотношение их значений с помощью классификации по компонентам ландшафта, направлениям практического использования и степени возобновимости[4]. Заслуживают характеристики главные типы культурного ландшафта, наиболее успешные и значительные примеры охраны, разумного освоения и преобразования природы; эти же проблемы интересно показать в перспективе текущего пятилетия и ближайших десятилетий. Поучительным может оказаться показ фрагментов из решений районных планировок и генеральных планов развития городов и промышленных районов.

7. Охрана ландшафта — новая, весьма актуальная комплексная проблема, привлекающая огромный интерес общественности и государственных служб. Заслуживают показа успехи санитарно-гигиенической службы в предотвращении загрязнения вод, почв и воздуха. Нужно показывать территории, типичные или уникальные ландшафты которых достойны защиты или уже обеспечены охраной согласно статьям 8—10 закона об охране природы в РСФСР или аналогичными статьями в законах других союзных республик, — все заповедники, заказники, охраняемые урочища и памятники природы, памятные парки и природно-хозяйственные национальные парки как существующие, так и намечаемые. Желательно, чтобы в республиканских и краеведческих музеях имелись полные перечни объектов, заслуживающих охраны, при этом с надлежаще мотивированными паспортами.

Отраслевая экспозиция

В этот раздел входит характеристика отдельных компонентов природного ландшафта (недра, рельеф, климат, воды, почвы, растительность, животный мир) или их сопряженных групп (недра с рельефом, климат с водами, почвы с растительностью или с органическим миром в целом). Деятельность человека в качестве отдельного компонента ландшафта может быть отражена в ходе показа каждого из других компонентов (влияние на рельеф, климат, почвы и т. п.), в целом же она служит объектом комплексной характеристики (см. тему «Природопользование»).

Характеристика недр

Недостатки. Неполнота тематического спектра показа недр. Частое отсутствие структурно-тектонической характеристики. Формальное сообщение общепланетных стратиграфических, палеонтологических и палеотектонических данных без учета специфики стратиграфии и па-

[4] О принципах построения специальных картосхем природных ресурсов и их использования, раскрывающих экономический потенциал природы, но не заменяющих экономико-географических карт, см. статью М. Ю. Белоцерковского (1961).

леонтологических особенностей данного региона. Ограниченность натурных коллекций чаще всего одними образцами полезных ископаемых, реже минералами и окаменелостями, крайняя недостаточность показа типичных горных пород. Демонстрация геолого-минералогических образцов без увязки с научно-объяснительной графикой, без раскрытия их стратиграфического и рельефообразующего значения, а также их роли как пород, вмещающих полезные ископаемые. Недооценка и игнорирование данных о неотектонике. Нередкое отсутствие сейсмических характеристик. Почти повсеместное отсутствие генетических аспектов показа месторождений полезных ископаемых и связи их с определенными тектонико-петрологическими условиями. Непредставительность и неполнота информации в этикетаже. Пропуски в показе подземных вод, вечной мерзлоты, проблем инженерной геологии.

Рекомендации. В экспозиции должна присутствовать геологическая карта территории, с раскраской спецнагрузки согласно международной цветовой шкале. Структурно-тектоническую характеристику призваны обеспечить тектоническая карта и секущие профили (разрезы) с изображением условий залегания горных пород и их нарушений.

Следует помнить, что вертикальное преувеличение, допустимое при показе рельефа, приводит к резким искажениям в рисунке условий залегания пластов и крутизны разломов. Поэтому для секущих профилей лучше применять минимальное вертикальное преувеличение, а по возможности обходиться и вовсе без него.

Всемирная геохронологическая шкала должна играть лишь подсобную роль как напоминание, на фоне каких исторических этапов и сроков происходило формирование данной территории. Подробно же должна быть показана геохронология, стратиграфия, палеонтологические и палеогеографические особенности только тех толщ и этапов, которые выражены на характеризуемой территории.

Нужна забота о разнообразии натурных геологических коллекций. Одни из них призваны охарактеризовать типичные для данного региона стратиграфические разрезы, в нужных случаях с фациальными вариантами в пределах толщ одного и того же возраста. Стратиграфические коллекции, одновременно раскрывающие и петрологические особенности горных пород, могут выкладываться в витринах возрастными рядами от более молодых наверху к более древним внизу или сопровождать в виде инкрустаций или специально смонтированных наборов вертикальные стратиграфические колонки. Для показа стратиграфии рыхлых толщ применимы подобные почвенным пленочные монолиты.

Другие типы натурных геологических коллекций — палеонтологические. Показ их в порядке биологической систематики (по типам, классам, отрядам и т. д.) удобен лишь в специальных геологических и естественноисторических музеях; в краеведческих же музеях для понимания истории природы поучительнее группировка остатков древних организмов в увязке со стратиграфической шкалой. Крайне важно сопровождать коллекции палеореконструкциями облика («портретами») древних животных и растений в виде рисунков, муляжей, скульптур и на живописно или графически исполненных палеоландшафтах соответствующих периодов земной истории, существенных только для характеризуемого района.

Поучителен показ минералов как в порядке систематической, так и генетической последовательности.

При характеристике горных пород необходимо указывать их стра-

тиграфическое и рельефообразующее значение, а также их роль как толщ, вмещающих полезные ископаемые. Сами полезные ископаемые заслуживают обособленного показа как с генетическими, так и с геолого-экономическими пояснениями. Выразительной может оказаться демонстрация наиболее интересных генетических типов важнейших месторождений минеральных ресурсов, в том числе определяющих экономику данного края.

Большое внимание необходимо уделить неотектонике. Это не второстепенный, а один из решающих факторов рельефообразования и современного размещения структур любого возраста, и существеннейший ландшафтообразующий фактор.

Неотектонику хорошо выражают специальные карты, профили и блок-диаграммы. Возможна и желательна увязка проблем неотектоники и рельефообразования. Вместе с тем следует предупредить против преувеличений в дозировке показа палеотектонических данных (о структурах докембрийского, байкальского, каледонского, герцинского, киммерийского и альпийского возраста), как и о соответствующих этапах (эрах и фазах) складчатости. Палеотектонические складчатые структуры (каледониды, герциниды, альпиды и др.) и их платформенные надстройки (эпикаледонские, эпигерцинские и др.) заслуживают показа только в случае, если их особенности играют существенную роль в ландшафте и формировании полезных ископаемых. Но как правило, весь объем палеотектонических материалов не должен превышать объема информации по одной неотектонике; только тогда ее огромное значение в рельефе и ландшафте будет отражено без искажений.

Сейсмичность хорошо выражают летописи землетрясений, примеры случавшихся катастроф, данные об успехах антисейсмического строительства.

Для отображения структур, а также подземных вод, мерзлотных процессов и инженерно-геологических материалов наряду с графическими крайне важно применять объемные объяснительные экспонаты-макеты, разрезные модели и т. п.

Характеристика рельефа

Недостатки. Несовершенство гипсометрических карт, недостаточное использование рельефных карт и макетов, блок-диаграмм и профилей, аэрофотоснимков, орографических и орогеологических схем. Недооценка или игнорирование геоморфологических материалов — показа происхождения и возраста рельефа, динамики рельефообразующих факторов, морфогенетических типов рельефа, геоморфологического районирования. Грубые преувеличения вертикального масштаба на профилях.

Рекомендации. При построении гипсометрических карт района выбирать ступени высот, отчетливо отражающие характерное высотное положение наиболее обширных площадей и определяющих черт рельефа.

При создании рельефных карт, макетов и прокладке линий профиля следует помнить о часто неизбежных преувеличениях вертикального масштаба по сравнению с горизонтальным. Соотношение этих масштабов 1 : 1 — скорее исключение, чем правило, и практически возможно лишь на крупномасштабных или особенно крупноформатных макетах и профилях. В мелком масштабе при непреувеличенном изображении шкалы высот рельеф стирается, горные страны выглядят малозаметными холмами, плато и увалами, а возвышенности и холмы на равнинах исчезают вовсе.

Однако нельзя применять одно и то же вертикальное преувеличение для разных типов рельефа. Помимо объективных критериев тут приходится учитывать и субъективность нашего восприятия неровностей и их крутизны. Высоту и крутизну неровностей человек склонен преувеличивать, и у этой субъективной ошибки есть объективная причина. К горизонту скрадываются дали — мы бессознательно преуменьшаем горизонтальный масштаб. Неровности же мы видим с большей полнотой, «во весь рост» (крутизна и высота скрадываются только при взгляде от подошвы вверх по склону). Выходит, что мы психологически подготовлены к преувеличенному изображению высот и считаем правдоподобным изображение троекратно повышенного Памира, шестикратно — Крыма и двенадцатикратно — холмистой равнины. Именно такую кратность рекомендует для преувеличения вертикального масштаба Музей землеведения. Средневысотные горы правдоподобно выглядят при шестикратном преувеличении высот, высокогорья же в этом случае выглядели бы как сосульки или зубья бороны.

Для характеристики истории рельефа и объяснения различных причин его происхождения удобны: таблицы с классификацией рельефообразующих факторов, рисунки, картосхемы и блок-диаграммы с показом наиболее своеобразных или характерных агентов рельефообразования, палеореконструкции облика рельефа, менявшегося на различных этапах; картосхемы типов рельефа и геоморфологического районирования. Очень выразительны синтетические экспонаты, подчеркивающие рельефообразующее значение неотектоники, древнего и современного оледенения.

Характеристика климата

Недостатки. Ограниченность статистико-метеорологическими сведениями и методами передачи информации. «Сухость» экспозиции, перегруженность ее скучными графиками и таблицами средних цифр, не отражающих реальной обстановки. Недооценка, а чаще и игнорирование данных динамической климатологии, синоптической метеорологии и аэрологии. Рассмотрение местных климатических явлений вне влияний фоновых условий, связанных с географическим положением, с общей циркуляцией атмосферы, с очагами формирования, путями перемещения и трансформации воздушных масс, с их взаимодействием при фронтогенезе. Отсюда — неполнота и неточность раскрытия причинных связей при объяснении качественных и количественных характеристик климата, его сезонной динамики, а значит, и практически важных особенностей.

Рекомендации. При статистико-метеорологической характеристике климата не ограничиваться абстрактными усредненными данными, больше приводить конкретных цифр, крайних значений, критических и оптимальных агроклиматических показателей, шире пользоваться фенологическими данными и показом типов погоды.

Соотношение значений разных климатообразующих факторов может быть показано на схеме или таблице. Важно дать количественную характеристику «энергопитания» территории (солнечная радиация, радиационный баланс). Значение географического положения может быть вынесено на общегеографическую карту (см. выше) или послужить особым экспонатом, раскрывающим только климатообразующую роль положения данной территории в системе общей циркуляции атмосферы по отношению к ее центрам действия, очагам формирования и путям перемещения воздушных масс, к зонам действия фронтов и связанным

с ними путям циклонов. Необходимо раскрыть причинную обусловленность важнейших климатических процессов — режима и количества осадков, направления господствующих ветров и т. д. с подчеркиванием их сезонной неравномерности и приуроченности к определенным синоптическим обстановкам. Полезно использовать примеры синоптических карт для показа характерных состояний погоды и ее прогнозирования. Привлекут внимание примеры оправдавшихся и неоправдавшихся прогнозов погоды при конкретных синоптических обстановках. В заключении экспозиции помещаются картосхемы типов климата и климатического районирования.

Характеристика вод суши

Недостатки. Недоучет современных методов гидрологических характеристик. Неполнота раскрытия множественности значений вод для природы, населения и хозяйства, типов использования вод на разных этапах истории (например, в связи с планом ГОЭЛРО в годы первых пятилеток и т. п.).

Рекомендации. На картосхемах гидросети показывать главные водоразделы, особенно подчеркивая случаи, когда по территории проходят водоразделы высокого ранга — межокеанические, между покатостями или бассейнами крупных рек.

Графики должны раскрывать сезонную динамику режима стока (модули и коэффициенты стока). На картосхемах водоносности легко выделить судоходные и сплавные участки. Очень выразительны продольные профили рек, позволяющие показать рисунок дна по фарватеру, приповерхностные геологические толщи, размываемые или откладываемые рекой, и различные положения уровня (паводочные, меженные, средние). Поучительно изобразить задуманные и осуществленные проекты реконструкций (каскады плотин и гидростанций, лестницы водохранилищ). Пример такого решения в музее можно видеть на профиле Дуная (Бычихин, 1969).

При показе озер помимо гидрологических показателей нельзя забывать о раскрытии происхождения озерных ванн.

Интересно показывать материалы по охране вод, например очистные сооружения и их эффективность, картосхемы с выделением участков рек, спасенных от загрязнения.

Характеристика морей

Недостатки. В целом это наиболее слабая сторона экспозиции отдела природы. Здесь характерны отсутствие, случайность или ограниченность гидрологических и биогеографических характеристик, неполнота раскрытия ландшафтного и хозяйственного значения морей, отсутствие материалов о происхождении котловин, занятых морями, об истории и динамике берегов.

Рекомендации. При показе любого моря нужны материалы, характеризующие рельеф и недра его ванны (геоморфологические особенности и тектонические структуры). Для многих морей крайне поучительны материалы об истории их формирования. С помощью разрезов, профилей и картосхем дается гидрологическая характеристика моря (термика, соленость, течение, льды и т. п.), с ее изменениями по сезонам. Профили дна удобны для биогеографической характеристики глубинной зональности, картосхемы — для гидрологического и комплексного физико-географического районирования морей. Следует осо-

бо выделять материалы о подводных геологических ресурсах, полезных продуктах («дарах» моря, с его биологической продуктивностью), путях их охраны и разумного использования.

Характеристика почв

Недостатки. Отсутствие или случайность коллекций, редкое применение монолитов и других натурных почвенных образцов. Отсутствие генетических характеристик почв. Оторванность показа почвенных карт и других материалов от характеристики смежных компонентов природы — почвообразующих факторов.

Рекомендации. Шире внедрять в экспозицию натурные почвенные экспонаты — вертикальные и горизонтальные монолиты, коробочные образцы, пленочные «монолиты». Давать таблицу с перечнем почвообразующих факторов и раскрытием их значения и соотношения между собой. Показывать образцы почвообразующих пород с раскрытием их значения. Сообщать в виде выразительных, неперегруженных подробностями таблиц аналитические данные о содержании перегноя, поглотительной способности, кислотности, механическом составе почв, их потребности в удобрениях и инженерно-геологических свойствах грунтов. Давать почвенные профили разных масштабов, вплоть до крупномасштабных ключевых, с раскрытием на них связей между разными почвообразующими факторами. Почва должна быть охарактеризована как зеркало ландшафта. Нужны материалы по эрозии почв и мерах по ее предотвращению, мелиорации и удобрению почв. В заключение необходим показ типов почв и их районирования на картосхемах.

Характеристика органического мира

Недостатки. Преобладание систематического материала при характеристике растительности и животного мира. Недооценка биогеографических (историко-палеогеографических, экологических, биоценологических) и ландшафтных (в том числе биогеоценологических) аспектов показа. Неполнота раскрытия практического значения экспонируемых объектов.

Рекомендации. Отчетливо разделять характеристики флоры и растительности, фауны и животного мира. При флористических и фаунистических характеристиках желательно сообщать данные об общем числе видов флоры и фауны, в том числе по крупнейшим группировкам (цветковых, деревьев и кустарников, млекопитающих, птиц и т. п.), о числе эндемиков и реликтов, об истории формирования флоры и фауны. Уже здесь может быть дано флористическое и фаунистическое районирование, выделены и практически полезные виды животных и растений.

Более широкого места, чем флора и фауна, заслуживают, однако, растительность и животный мир с их биоценотическими группировками — формациями, биоценозами и ассоциациями разных рангов. Здесь должны сочетаться характеристики естественных группировок органического мира и степень влияния на них трех главных факторов: истории ландшафта, экологии и биоценологии; последняя включает и вопросы саморазвития сообществ. В растительном покрове должны быть показаны его ярусность, сезонная динамика, в том числе смена аспектов, динамика сукцессий.

Нужна характеристика растительного покрова, его горизонтальной и высотной зональности на специальных и комплексных профилях,

секущих и фасадных, на блок-диаграммах (в связи с рельефом), на картосхемах с показом типов формаций или ассоциаций и геоботанического районирования.

При характеристике животного мира заслуживают показа типы зооценозов, сезонная динамика миграций, пищевые цепочки, картосхемы зоогеографического (зооценотического) районирования.

Шире следует применять комбинированные биогеографические характеристики органического мира (растительного покрова и животных совместно). Здесь интересны суммарные данные о биомассе, о динамике обмена веществ между растительностью, животным миром и косной природой. В натурной экспозиции нужно шире показывать биогруппы и макеты фрагментов биогеоценозов.

Для выявления роли органического мира в природе и хозяйстве желательно привести формулировки множественности его значений, подобные имеющимся в статьях Закона об охране природы в РСФСР. Специальных экспозиций достойны редкие и исчезающие организмы, а также вредные (сорняки, переносчики инфекций, ядовитые животные и т. п.). Ярче показывать материалы по обогащению фауны (акклиматизации, реакклиматизации, введению в культуру, селекции, одомашниванию и т. п.). Обязателен убедительный показ мероприятий, направленных на обеспечение расширенного воспроизводства биоресурсов.

* *
*

Таков самый предварительный, обобщенный анализ недостатков, наблюдаемых сегодня в природоведческих экспозициях музеев, и попытка дать сводку рекомендаций, призванных помочь музейным работникам приблизить свои экспозиции к современному уровню основных природно-географических наук. Естественно, что в полном объеме раскрытие этой темы потребовало бы специальной методической монографии. Нет возможности дифференцировать высказанные рекомендации применительно не только к музеям разного ранга (республиканским, краевым — областным, районным), но и к заведомо разным по своему объему отделам природы. Важно не «количественное», а прежде всего качественное выполнение этих рекомендаций, полнота спектра отражаемых проблем; к ней надо стремиться при любых объемах природоведческой экспозиции и в музеях любого ранга.

Вторая проблема, не решаемая в данной статье, — осуществимость этих рекомендаций для не всегда достаточно подготовленных кадров, работающих сегодня в краеведческих музеях. Здесь со всей определенностью нужно сказать, что не экспозиция должна упрощаться и снижаться до уровня неполной компетентности существующих кадров, а сами музейные работники должны существенно и непрерывно повышать свою квалификацию, чтобы быть на уровне современных требований науки.

ЛИТЕРАТУРА

Белоцерковский М. Ю. Карты природных ресурсов и их использования (новый прием в страноведческой характеристике территорий). Сб. «Жизнь Земли», № 1. Изд-во МГУ, 1961.

Бычихин П. А. Опыт построения комплексного профиля для природно-хозяйственной характеристики Дуная. Сб. «Жизнь Земли», № 5. Изд-во МГУ, 1969.

Герасимов В. П., Кондратов А. В., Леонтьев Ф. С., Плавильщиков Н. Н. Методика экспозиционной и массовой научно-просветительной работы отделов природы краеведческих музеев. М., «Советская Россия», 1969.

Ефремов Ю. К. Обеспечение комплексности физико-географических характеристик. «Изв. Всес. геогр. о-ва», 1960, № 6.

Ефремов Ю. К. Карты географического положения. Сб. «Жизнь Земли», № 1. Изд-во МГУ, 1961.
Ефремов Ю. К. Мелкомасштабные профили горных стран. «Вопросы ландшафтоведения» (Мат-лы к VI Всес. совещ. по вопр. ландшафтоведения). Алма-Ата, 1963.
Ефремов Ю. К. Обоснование природно-ландшафтного районирования с помощью сочетания раздельных легенд. Сб. «Жизнь Земли», № 3. Изд-во МГУ, 1965.
Ефремов Ю. К. Основные принципы построения географической тематики Музея землеведения. «Вестн. Моск. ун-та», сер. геогр., 1967, № 2.
Ефремов Ю. К. Методические особенности музейных географических характеристик. Сб. «Жизнь Земли», № 5. Изд-во МГУ, 1969.
Ефремов Ю. К. Ландшафтная живопись в Музее землеведения. Сб. «Жизнь Земли», № 6. Изд-во МГУ, 1970.
Козлов И. В. Характеристика высотной зональности на фасадных профилях. Сб. «Жизнь Земли», № 1. Изд-во МГУ, 1961.
Кондратов А. В. Ландшафтный принцип экспозиции природы в краеведческих музеях. «Тр. НИИ музееведения», сер. природоведч., 1967, вып. 17.
Кондратов А. В. Показ в краеведческих музеях преобразования природы советским человеком. «Тр. НИИ музееведения», сер. природоведч., 1967, вып. 17.
Кондратов А. В., Герасимов В. П. Научно-исследовательская работа отделов природы краеведческих музеев. М., «Советская Россия», 1966.
Леонтьев Ф. С. Показ леса и его богатств в краеведческих музеях. «Тр. НИИ музееведения», сер. природоведч., 1967, вып. 17.
Овчинникова Т. Н. Опыт составления карт географического положения на примере природных областей Сибири. Сб. «Жизнь Земли», № 4. Изд-во МГУ, 1967.
Овчинникова Т. Н. Ангаро-Енисейский комплекс в музейной экспозиции. Сб. «Жизнь Земли», № 5. Изд-во МГУ, 1969.

А. М. АБАТУРОВ

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ТЕМАТИКА В ЭКСПОЗИЦИЯХ ОТДЕЛА ПРИРОДЫ МОСКОВСКОГО ОБЛАСТНОГО МУЗЕЯ

(Проект)

В Московском областном музее в г. Истре (Новый Иерусалим) в настоящее время создается отдел природы. В нем предусматриваются три раздела: «Геологическое строение и полезные ископаемые», «Общий физико-географический обзор», «Охрана и воспроизводство природы».

Для раздела «Общий физико-географический обзор Подмосковья» выделен зал площадью 70 $м^2$. Здесь планируется показ следующих тем: 1) исследование природы Подмосковья; 2) общий обзор Подмосковья в целом; 3) краткая характеристика природных компонентов и их взаимосвязи; 4) характеристика природных районов; 5) новая география Подмосковья; 6) мир отдыха и здоровья.

Темы экспозиции в зале предполагается расположить по ходу маршрута осмотра, начиная от первой и кончая шестой. В первой теме будет дан краткий обзор исследования Подмосковья, последовательно изложен материал по изучению недр, рельефа, климата, вод, почв, растительности, животного мира. Будут помещены фотографии титульных листов основных литературных источников, портреты исследователей с аннотациями об их научных заслугах.

Для раскрытия второй темы предусматриваются три основные экспоната. В центре разместится большая картосхема «Географическое положение Подмосковья» на фоне всей Восточно-Европейской равнины (примерный масштаб 1 : 2 500 000). Эта картосхема с помощью электроподсвета раскроет происхождение и пространственные взаимосвязи природных компонентов, под влиянием которых формировался ландшафт Подмосковья. На ней будут показаны: природные зоны, границы

древних оледенений, направления движения воздушных масс, формирующих климат Подмосковья, проникновение в Подмосковье основных видов флоры и фауны из других крупных физико-географических областей, под влиянием которых здесь формировался органический мир.

Центральный экспонат будут сопровождать картосхемы Московской области: физико-географическая с границами природных районов и административная. Картосхемы этого центрального общеобзорного стенда будут дополнены иллюстрациями, диаграммами, пояснительными текстами. Вверху будет размещен ведущий текст о Подмосковье. Показ этой темы займет примерно 20 $м^2$ экспозиционной площади.

Третья тема подразделяется на две части. Первая часть посвящается краткой характеристике всех природных компонентов: геологическому строению, рельефу, климату, водам, почвам, растительному и животному миру. Экспозиция планируется в виде мелкомасштабных карт размером 40×40 *см* и других графических экспонатов, а также фотографий и пояснительных текстов. Эта экспозиция не является главной в данном зале, она может быть размещена в створчатых кассетах общей экспозиционной площадью около 10 $м^2$.

Во второй части ставится задача раскрыть взаимосвязи природных компонентов и сопоставить ландшафты севера, центра и юга Подмосковья. Предполагается поместить сложный многоярусный ландшафтный профиль через все Подмосковье, от севера до юга, шириной 3 *м*, высотой 2,8 *м* (один из главных стендов зала). В верхнем ярусе будет профиль с иллюзорным изображением растительности, рельефа, почвенного разреза. Ниже разместится ряд фотографий, сопряженно с типами ландшафтов верхнего яруса. По такому же принципу сопряженности будут показаны гербарные образцы (третий ярус) и почвенные малогабаритные монолиты (четвертый ярус). Внизу разместятся образцы почвообразующих пород.

Четвертая тема посвящена характеристике природных районов Подмосковья. Всего выделяется пять районов: Верхневолжская низина, Смоленско-Московская возвышенность, Подмосковная Мещера, Окско-Москворецкое междуречье, Заочье. Для каждого района предусматривается отдельный стенд. Особое внимание в этой экспозиции будет уделено показу природы Истринского района.

Построение экспозиции и принципы показа довольно однотипны для каждого природного района. В качестве примера рассмотрим экспозицию стенда «Верхневолжская низина». Сверху во всю ширину стенда будет дана фотопанорама (или две широкие фотографии) типичного ландшафта. Ниже по центру разместится ведущий текст — краткая характеристика данного района. Центральное место стенда займет цветная картосхема природных районов Верхневолжской низины и типов местностей с характеристикой рельефа, почв, почвообразующих пород, растительности, а также степени распаханности территории (размер картосхемы 50×60 *см*).

Ниже по центру будет помещен физико-географический профиль через весь район. Если позволят средства, то вместо него или в дополнение к нему предполагается выполнить диораму. Часть экспозиции стенда будет посвящена достопримечательностям и живописным местам района. Она будет дана в виде иллюстрированной красочной картосхемы с пояснительным текстом, на которой будут показаны также туристские маршруты и базы отдыха.

Особое внимание в экспозиции стенда будет уделено важнейшим мероприятиям по использованию и преобразованию природы района. Здесь предполагается показать методы осушения и освоения заболо-

ченных низин, на примере Яхромской низины, результаты освоения которой имеют общегосударственное значение.

В нижнем поясе, на высоте 1 *м* и ниже, будет размещена натурная экспонатура, по возможности оригинальная (экзотическая), привлекающая внимание посетителей, а также подчеркивающая специфику природы данного района. Таковыми для Верхневолжской низины, например, могут служить очень редкая шаровидная водоросль кладофора — реликт позднеледниковой эпохи, найденная в Заболотском озере; интересный спил гигантского ствола мореного дуба, найденного в торфе среди болот Дубнинской низины, произраставшего здесь несколько тысяч лет назад, в более теплую эпоху. Предполагается также показать образцы торфа и сапропеля, как примеры крупных залежей этих полезных ископаемых в Верхневолжской низине.

Планируется, что общая экспозиционная площадь для показа каждого природного района будет составлять около 4 $м^2$, а для всех пяти районов — около 20 $м^2$.

Экспозиция природных районов, разработанная по единому плану и хорошо оформленная, даст посетителю музея яркое представление о всем разнообразии природы центра великой Русской равнины. Более подробное изучение экспозиции позволит совершить интересное познавательное «путешествие», начиная от севера Подмосковья (от водноледниковой низины с признаками в ней таежной природы), до среднерусского лесостепья.

Пятая тема «Новая география Подмосковья» по наличию данных материалов весьма интересна и выгодна с точки зрения показа.

Главное место в экспозиции этой темы займет картосхема «Новые города Подмосковья» (их более 50). В виде отдельных экспонатов будут показаны канал им. Москвы и схема «Москва — порт пяти морей». Предполагаемая экспозиционная площадь 2 $м^2$.

Экспозицию по шестой теме «Мир отдыха и здоровья» планируется представить в виде картосхемы с показом на ней домов отдыха, санаториев, зон отдыха, а также диаграмм роста количества отдыхающих и многими другими иллюстрациями. Экспозиционная площадь около 3 $м^2$.

Графическую научно-познавательную экспозицию необходимо выполнять так, чтобы она была понятна и легко воспринималась широкими массами. Ее следует дополнить хорошими иллюстрациями и в отдельных случаях уникальными натурными экспонатами.

В зале необходимо хотя бы частично показать современную фауну в виде чучел. Она значительно оживит и украсит экспозицию. Разместить фауну можно по природным районам или в отдельных крупных витринах, посвященных северу, центру и югу Подмосковья. Для наибольшего раскрытия познавательного материала необходимо предусмотреть возможности просмотра диафильмов.

Желательно предусмотреть дополнительную площадь экспозиции (возможно, выдвижные кассеты) для дальнейшего развития тематики отдела.

Э. И. ТИХОМИРОВА, С. В. ЛЕВАШОВА

О ДИАФИЛЬМЕ «ПЛАНЕТЫ СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ»

В отделе «Происхождение и строение Земли» Музея землеведения создан новый цветной диафильм «Планеты Солнечной системы», интересный для широкого круга посетителей, но рассчитанный главным

образом на школьников старших классов и студентов первых курсов естественных факультетов.

В работе над диафильмом использован большой объем новейшей научной информации о межпланетном пространстве и планетах. В частности, в нем отражены результаты систематических исследований космического пространства советскими и американскими автоматическими станциями.

Диафильм состоит из 52 кадров и делится на несколько частей. В первой части рассмотрены общие особенности и закономерности, свойственные всем планетам Солнечной системы, объяснены истинные и видимые движения планет.

Известно, что в Солнечную систему входят девять больших планет с 33 спутниками, 1600 малых планет (астероидов), кометы и метеориты, обращающиеся вокруг Солнца в одном направлении, примерно в одной плоскости (плоскости эклиптики) по почти круговым орбитам с различной скоростью. С точки зрения земного наблюдателя Солнце и планеты перемещаются по небосводу среди 12 созвездий зодиакального круга, при этом Солнце всегда прямым движением с запада на восток. Планеты же периодически передвигаются то попутно с Солнцем, то «попятно», т. е. с востока на запад. Кажущаяся сложность движения планет по небосводу объясняется сочетанием движения Земли (и вместе с ней наблюдателя) с движением других планет вокруг Солнца с различной орбитальной линейной скоростью. Она изображена в диафильме с помощью петлеобразной кривой (путь Марса по небосводу за период с 30 апреля по 14 октября). На кривой отмечены участки прямого и кажущегося попятного движения планеты. Впервые причину сложного перемещения планет по небосводу установил польский ученый Николай Коперник, а обосновал законы их движения австрийский астроном Иоганн Кеплер. В диафильме даны портреты этих ученых.

Следующие кадры дают представление о конфигурациях планет, т. е. о положениях относительно Солнца и Земли и делении их на две группы. Планеты Меркурий и Венера относятся к внутренним, или нижним, остальные к внешним, или верхним.

На схеме конфигураций внешних планет показано положение противостояния (когда Земля и планета находятся по одну сторону от Солнца) и положение, называемое соединением (когда Солнце расположено между ними). Соответственно для внутренних планет эти положения называются нижним и верхним соединениями. На этих же схемах изображены положения внешних планет в западной и восточной квадратурах и положения внутренних планет в западной и восточной элонгациях.

Истинные и видимые движения планет объяснены с помощью двух круговых схем, на которых видно, что у внешних планет попятные движения наблюдаются около противостояния как результат их отставания от Земли, а у внутренних — около нижнего соединения в результате опережения ими Земли. Изучая закономерности движения планет астрономы вычисляют и заранее определяют положение планет в пространстве в любое время года.

Несколько кадров (вторая часть диафильма) отведены Солнцу — центральному светилу Солнечной системы — источнику света, тепла и жизни на Земле. Вначале дана сравнительная характеристика Солнца и планет по размерам и массе. Затем с помощью таблицы приведены данные о физических свойствах (давлении, температуре, плотности) различных частей Солнца с глубиной, показан химический состав Солн-

ца и солнечной атмосферы (водорода 63, гелия 36, отдельных элементов 1%).

Большой интерес представляет гипотетический разрез Солнца и его атмосферы с характеристикой отдельных его слоев. Самый нижний слой атмосферы, излучающий наибольшее количества света, носит название фотосферы или «светящейся сферы». Фотосфера, кажущаяся земному наблюдателю гладким ослепительным диском, состоит из множества отдельных постоянно движущихся зерен (гранул), обнаруживаемых при наблюдении Солнца в сильный телескоп. Так называемые солнечные пятна наблюдаются обычно в экваториальной части фотосферы. Выше фотосферы располагается относительно тонкий слой (1400 *км*) — хромосфера (или окрашенная среда) над которой вздымаются на огромную высоту протуберанцы (гигантские газовые фонтаны).

Происхождение протуберанцев и появление солнечных пятен объясняется изменениями интенсивности магнитных и электрических полей, возникающих, в свою очередь, в результате неоднородного вращения его слоев. Самый внешний слой атмосферы — солнечная корона — состоит из протонно-электронного газа и простирается в космическое пространство на несколько сот километров, заходя далеко за орбиту Земли.

Затем объясняется источник той огромной энергии, которую излучает Солнце и которая возникает при преобразовании в его недрах водорода в гелий путем протон-протонной реакции и углеродного цикла. Масса четырех протонов больше массы возникшего из их ядра гелия. Этот избыток массы и служит источником энергии, излучаемой Солнцем.

Третий раздел диафильма посвящен планетам земной группы, куда входят Земля, Меркурий, Венера и Марс. Этот раздел содержит несколько ярких рисунков, изображающих гипотетическую поверхность Марса, Венеры, Меркурия. Естественно, что наибольшее внимание здесь уделено Венере и Марсу.

О Меркурии, ближайшей к Солнцу и наименьшей по размерам планете (0,38 радиуса Земли), сказано, что он обращается вокруг Солнца за период, равный 59±7 суткам, а вокруг своей оси за 180 земных суток, т. е. за время своих суток он примерно три раза обойдет вокруг Солнца. Этим объясняется резкая разница температур на ночной и дневной его сторонах (от +400 до —250°). По внешнему виду Меркурий, по-видимому, похож на Луну. Таким он изображен на гипотетической картинке.

Рассказ о Венере начинается с изображения вида ее в телескоп в различных фазах, а затем дается краткая характеристика ее как планеты. Венера — наиболее сходна по размерам, массе и плотности с Землей, но в отличие от нее она лишена магнитного поля и радиационных поясов. Одной из причин отсутствия их является, вероятно, очень медленное вращение планеты. Сутки на Венере (равные 230 земным суткам) больше ее года, который равен 225 земным суткам. Ее поперечник всего лишь на 600 *км* меньше земного. Гиря в 1 *кг* на Венере весила бы 850 *г*. Мощная атмосферная оболочка (своеобразная «чадра») окружает эту планету и делает ее мало доступной для наблюдения с Земли. Венера явилась вторым космическим телом после Луны, на которое опустился космический аппарат созданный руками человека. В диафильме дана схема полета Советской автоматической станции (АМС) «Венера-4» и некоторые данные, полученные благодаря этим исследованиям, позволившие несколько уточнить химический состав ат-

мосферы и ее температур. Химический состав атмосферы: $CO_2 = 90\% \pm \pm 10\%$; $0{,}7 < H_2O < 0{,}1\%$; $0{,}4 < O < 0{,}08\%$; $N < 7\%$.

У поверхности Венеры температура примерно равна 270°, давление — 20 *атм*. Далее сказано, что подобные физические условия при наличии высокого содержания углекислоты создают своеобразные оптические особенности на Венере (так называемую сверхрефракцию). Из-за мощного облачного покрова человек на Венере никогда не увидел бы Солнца и звездного неба, из-за свойств сверхрефракции он чувствовал бы себя в гигантской чаше. Имеющиеся данные позволяют представить поверхность Венеры как жаркую, каменистую, вечно сумрачную пустыню, лишенную водного покрова. Картина возможного облика поверхности Венеры приведена в диафильме.

При показе Марса были использованы научные данные, полученные в результате исследований, проводимых советскими автоматическими станциями, а также американским космическим кораблем «Маринер-4» с расстояния 14 тыс. *км*.

Марс — вторая ближайшая к Земле планета. В момент великого противостояния (раз в 15—17 лет) Марс приближается к Земле до 55 млн. *км*. Диаметр Марса почти вдвое меньше земного — 6780 *км*. Масса составляет 0,107 земной, средняя плотность — 3,95 $г/см^3$. Длина суток на Марсе 24 *час* 37 *мин* 22 *сек*. Продолжительность года составляет 687 земных суток. Наклон оси планеты к плоскости ее орбиты 64°48′, что обусловливает смену времени года на Марсе, которая иллюстрируется в диафильме серией снимков, изображающих «таяние» северной полярной шапки в различное время года.

Климатические условия на Марсе по сравнению с земными очень суровые. Марс получает вдвое меньше тепла, чем Земля. Среднегодовые температуры его поверхности примерно на 40° ниже. Температура нижнего слоя атмосферы Марса всегда ниже 0°. Анализ климатических условий на Марсе дает возможность предположить существование здесь лишь очень примитивной растительности, типа наших лишайников и водорослей. Сведения о Марсе заканчиваются показом вероятного марсианского пейзажа и ландшафта вблизи полярной шапки Марса.

В четвертой части диафильма показаны астероиды — малые планеты Солнечной системы. Приведены данные об их количестве, форме, размерах и форме орбит и другие сведения, сопровождающиеся рисунками. Большие эксцентриситеты орбит дают возможность некоторым из астероидов близко подходить к Солнцу, и, удаляясь от него, достигать орбиты Урана. Этим объясняется возможность падения метеоритов на Землю, Луну и другие планеты Солнечной системы.

Пятый раздел содержит информацию о планетах-гигантах: Юпитере, Сатурне, Уране и Нептуне с набором различных физических данных. По сравнению с планетами земной группы здесь значительно меньше данных, так как это более удаленные и менее изученные планеты. Недостаточная изученность объясняется еще тем, что видимая поверхность планет-гигантов представляет собой мощный облачный покров, мешающий наблюдениям.

При рассмотрении Юпитера обращено внимание на Южное Тропическое возмущение и Красное пятно в его атмосфере, происхождение которых связывается с бурными атмосферными процессами. Приведена вероятная модель внутреннего строения Юпитера по гипотезе В. Г. Фесенкова и А. Г. Масевич. Дан график изменения плотности с глубиной. Температура в недрах Юпитера может достигать 200 тыс. градусов.

Несколько рисунков сопровождают показ Сатурна с его загадоч-

ными кольцами, которые, как теоретически доказано, не могут быть сплошными твердыми телами. Они состоят из огромного количества метеорных частиц, независимо двигающихся по орбитам. Размеры их в пределах от 1 *см* до 1 *м*. Толщина колец от 0,3 до 5 *км*. Далее объясняется, почему вместо спутника у Сатурна существует кольцо. Под действием приливных сил Сатурна всякое тело, приблизившееся к нему ближе чем на 2,5 его радиуса (так называемый предел Роша) должно быть разорвано на мелкие части. Вид колец Сатурна и их положение относительно диска планеты меняется в зависимости от меняющегося взаимного расположения в пространстве Земли и Сатурна.

Урану посвящен лишь один кадр, изображающий вероятный вид на эту планету со стороны спутника Оберона.

Плутон и Нептун, как наименее изученные планеты показаны совместно с изображением их орбит. Отмечается огромный эксцентриситет у Плутона и большой наклон к плоскости эклиптики. Нептун рассматривается как возможный бывший спутник Плутона, ускользнувший когда-то из поля его тяготения. Приведены данные о размерах и плотности Плутона (масса его составляет 0,7 массы Земли, а диаметр — примерно половину земного; плотность Плутона порядка 35 *г/см*^{3}) и предполагаемый вид его поверхности.

Последний раздел диафильма дает представление о всей совокупности естественных спутников планет Солнечной системы. Отмечается, что из планет земной группы только Земля (со спутником Луна) и Марс (с двумя спутниками — Фобос и Деймос) имеют спутников. Остальные 29 спутников принадлежат планетам-гигантам: 12 — Юпитеру, 10 — Сатурну, 5 — Урану и 2 — Нептуну. Приведены сравнительные размеры спутников планет и самих планет.

Н. Г. БЕЛЯЕВСКАЯ

ОПЫТ СОСТАВЛЕНИЯ АЛЬБОМА «ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМЛИ»

В последние 10—15 лет наши знания о строении глубинных недр Земли значительно расширились в связи с использованием разнообразных геофизических методов, методов экспериментальной петрологии и изучения физических свойств горных пород и минералов. Накопленные в недавнем прошлом данные явились основой для построения более совершенных моделей структуры земных оболочек, а также для создания новых гипотез развития Земли.

Обширная новая информация о глубинных недрах сосредоточена в большом количестве специальных работ, тогда как популярные брошюры и учебные пособия обычно лишь в самых общих чертах освещают современные знания по указанным вопросам. Все это дало основание осуществить в Музее землеведения работу по созданию альбома «Внутреннее строение Земли».

Альбом рассчитан для демонстрации студентам высших учебных заведений, лекторам, ведущим пропаганду геологических знаний, и всем, кто интересуется современным состоянием проблемы изучения глубинных недр. Необходимость создания альбома определялась также и тем, что возможность стендовой экспозиции в Музее землеведения ограничена, а разнообразные данные, характеризующие глубинные недра, значительны. Альбом включает 36 таблиц, на которых размещена подборка почти 180 различных иллюстраций (карт, схем, графиков и др.)

и свыше 100 кратких текстов, дополняющих, включенные в Альбом иллюстрации или играющие роль связующих звеньев между ними. В качестве иллюстраций в альбоме использованы в основном оригинальные авторские материалы из работ, опубликованных преимущественно в последние годы. Основные из них представлены в списке литературы в конце статьи.

Альбом начинается с иллюстраций, характеризующих Землю как космическое тело, окруженное газовой оболочкой и радиационными поясами. В первой части альбома кратко изложена история развития знаний о строении Земли. Здесь помещены портреты ученых прошлого, внесших значительный вклад в развитие представлений о Земле. В частности, в альбом включены мало известные, но исторически важные, высказывания ученых глубокой древности (Демокрита, Аристотеля), в которых впервые была определена естественноисторическая сущность глубинных геологических явлений (землетрясений, вулканических извержений и др.). Приведены также основные гипотезы ученых XVI—XVIII вв. (Ньютона, Декарта, Ломоносова и др.), впервые связавшие шарообразную форму Земли с условиями ее возникновения.

Необходимо отметить, что М. В. Ломоносову принадлежит гениальная догадка о возможной дифференциации вещества в глубоких недрах. Развитие науки в XIX в. характеризуется созданием представлений о твердом ядре Земли, вокруг которого располагаются периферические оболочки, включая земную кору. К этому же периоду относится создание Эри и Праттоном изостатической гипотезы об условиях равновесия земной коры и ее субстрата.

Рубеж XIX—XX вв. характеризуется началом инструментального изучения внутреннего строения Земли, связанного с изобретением сейсмографа (Милн, Голицын). В результате применения инструментальных методов в сейсмологии были открыты: подошва земной коры (Мохоровичич, 1912), важнейший сейсмологический раздел в ее пределах (Конрад, 1922), крупный раздел в основании верхней мантии (Голицын, 1915), граница мантии и ядра (Леман, 1936). Итоги начального периода инструментальных исследований были представлены Б. Гуттенбергом в виде разработанной им сейсмической модели Земли. Им же было высказано предположение о наличии в верхней мантии слоя пониженных скоростей (волновода или астеносферы).

Вторая часть альбома посвящена рассмотрению основ современных методов изучения глубинных недр. Собранные здесь иллюстрации разъясняют пути использования сейсмологического метода для установления границ сейсмических разделов в толще Земли.

Особое внимание уделено рассмотрению разработанного Г. А. Гамбурцевым метода глубинного сейсмического зондирования, различные модификации которого сейчас широко используются как в СССР, так и за рубежом для изучения строения земной коры и ее подошвы (поверхности Мохоровичича). В альбоме приведены типичные разрезы земной коры, построенные по данным глубинного сейсмического зондирования, а также новейшая карта поверхности Мохоровичича для территории СССР, внутренних и окраинных морей. Эта карта свидетельствует о сложном рельефе основания земной коры, а также о том, что рельеф этой поверхности находится в закономерном соответствии с крупными элементами геологических структур (платформами, горно-складчатыми поясами и т. д.).

Современная техника, используемая в экспериментальной петрологии, позволяет создавать высокие температуры и давления, аналогично предполагаемым на разных уровнях коры и верхней мантии.

В альбом включены принципиальные схемы установок для исследований физических свойств горных пород и минералов при высоких температурах и давлениях и, в частности схемы прессов, обеспечивающих всестороннее сжатие вещества до 50 *кбар* и даже более. Результаты изучения физических свойств вещества в условиях высоких давлений представлены в виде графиков, характеризующих зависимость скорости распространения упругих колебаний и плотности вещества от давления.

Использование этих данных имеет важное значение для интерпретации результатов сейсмических исследований земной коры и верхней мантии. Так, например, с помощью этих данных было определено, что верхняя мантия по своему составу скорее всего отвечает ультраосновным породам. Нижняя часть земной коры («базальтовый» слой) сложена породами, менее богатыми кремнекислотой, чем граниты, гнейсы и другие консолидированные породы, объединяемые по сейсмическим данным, под названием «гранитного» слоя, слагающего верхнюю часть земной коры. Изученные в лабораторных условиях, фазовые изменения минерального вещества в условиях высоких давлений и температур изображены на диаграммах.

Результаты применения геофизических и экспериментальных методов изучения глубинных недр обычно представляют в виде теоретических схем-моделей. Одна из них, наиболее полная, помещена в альбоме. Эта модель, разработанная во Всесоюзном научно-исследовательском институте геофизических методов разведки, представляет опыт комплексной геофизической характеристики основных сейсмических слоев, образующих земную кору. Она характеризует данные о вероятном вещественном составе горных пород, слагающих слои земной коры. Следует отметить, что эта модель предполагает разнородный состав «гранитного» слоя. Он включает кроме собственно гранитов уплотненные, в разной степени дислоцированные и метаморфизованные комплексы осадочных и вулканогенных пород. Для «базальтового» слоя предполагается преимущественно гранитно-базальтовый состав.

Особый интерес представляет новая «минералогическая» модель верхней мантии, составленная А. Э. Рингвудом (1969). В ней отражены не только вероятные на глубине изменения минеральных фаз, но и изменения минеральных ассоциаций и типов упаковок кристаллического вещества. Так, например, согласно этой модели, четверная координация кремнезема при возрастании давления сменяется на шестерную в нижней части верхней мантии. Данная модель позволяет объяснить причину возрастания сейсмических скоростей на глубинах порядка 900—1000 *км*. Согласно А. Э. Рингвуду изменение типа кристаллической упаковки может приводить к увеличению плотности силикатного вещества верхней мантии более чем до 4 *г/см*^{3} без заметных изменений химического состава.

Определившийся в недавнем прошлом новый метод изучения глубинных недр — сверхглубокое бурение охарактеризовано в альбоме в общих чертах, так как реально еще немногое сделано для его широкого использования. В настоящее время технически обоснована возможность достижения с помощью бурения глубин порядка 15 *км* на континенте и 10 *км* с плавучих оснований в открытом океане. Иллюстрации, включенные в альбом, характеризуют основные черты программы сверхглубокого бурения сквозь кору континентального типа с помощью пяти сверхглубоких скважин (на Балтийском щите, Урале, в Прикаспийской впадине, Закавказье и на Курильских о-вах). Предполагается, что когда эти скважины будут пробурены, мы будем иметь не только

разрезы «гранитного» слоя в разных структурных обстановках, но эти скважины также вскроют «базальтовый» слой, известный пока только по сейсмическим данным. В зоне Курильской островной дуги с помощью проходки 15-километровой скважины представится возможность вскрыть самую верхнюю часть мантии. Иллюстрации, характеризующие бурение с целью достижения верхней мантии с плавучего основания, относятся к американскому проекту сверхглубокого бурения в Тихом океане.

Как отмечалось ранее, использование сейсмических и других исследований позволило установить не только концентрическую расслоенность земного шара, но и подойти к разработке представлений о внутреннем строении Земли. Основным итогам этих работ посвящена третья, заключительная часть альбома. Она начинается графиком, характеризующим скорости распространения сейсмических волн во всей толще земного шара. Этот график показывает, что изменения скорости сейсмических волн происходят между мантией и ядром на глубине примерно 2900 *км*, а между верхней и нижней мантиями на глубине 900 *км*. В ядре выделяется его верхняя часть (внешнее ядро) и внутренняя часть (внутреннее ядро), рубеж между которыми проходит на глубине 5100 *км*. Учитывая, что поперечные сейсмические волны не проходят через внешнее ядро, предполагается, что оно имеет жидкое агрегатное состояние.

В результате расчетов были определены плотности и температуры для каждой из оболочек Земли. В целом все эти данные позволили К. А. Буллену произвести деление Земли на зоны и составить сейсмическую модель Земли. Схема зонального деления Земли по К. А. Буллену в альбоме дополнена предполагаемым изменением атомарных связей (по Магницкому).

В коре и верхней мантии преобладают ионные связи, в нижней мантии — ковалентные. В ядре в результате высоких давлений и температур химические связи нарушаются. Металлизированный кремний совместно с магнием и железом образуют главную часть внутренности земного шара.

Сейсмическая расслоенность твердой Земли и ее неоднородность по плотности предполагает возможность дифференциации земного вещества. Механизм такой дифференциации наиболее удачно объясняет гипотеза зонной плавки, предложенная А. П. Виноградовым. При зонной плавке происходит отделение легкоплавной от тугоплавной части сложного по составу первичного вещества Земли.

Согласно существующим гипотезам периодически возникающее изменение режима температуры и давления в глубинных недрах приводит к расплавлению земного вещества и возникновению магм, а затем к их преобразованию. Примером такого преобразования может служить гравитационная дифференциация толеитовой магмы. Последующие материалы, включенные в альбом, кратко характеризуют эти процессы.

В качестве примера приведена принципиальная схема разделения первичного перидотитового (пиролитового) вещества верхней мантии (по А. Э. Рингвуду). Согласно этой схеме предполагается разделение этого вещества на пироп- и плагиоклазсодержащие части.

Преобразования, свойственные земной коре, представлены на схеме фаций регионального метаморфизма, предложенной В. С. Соболевым. На этой схеме показаны последовательные смены минеральных ассоциаций метаморфических пород в диапазоне температур от 400 до 900° при давлении до 12 *кбар*. В указанных пределах происходят преобразования от фации зеленых сланцев до гранулитовой фации. При

более высоких давлениях возникают эклогиты и эклогитоподобные породы. Данные о минеральных преобразованиях во многом не вышли из стадии лабораторного эксперимента. Поэтому последующие материалы, включенные в альбом, посвящены в основном результатам геофизических исследований. К их числу относятся материалы, характеризующие распределения плотностей в толще пород, слагающих верхнюю мантию (от 3,1 *г/см*^{3} до 3,35 *г/см*^{3}), данные о положении астеносферного слоя под континентом и под Курильской островной дугой.

Использование сейсмических и других геофизических данных дало возможность представить основные черты строения крупнейших регионов в виде разрезов-геотраверзов. В альбом включены два таких разреза, рассекающих территорию СССР от ее южных окраин и до Северного полюса. Один из них начинается от Черного моря, а другой — от Памира. Для Северной Америки аналогичный разрез составлен по параллели 42° с. ш., а для Атлантического океана — через Срединный Атлантический хребет в его экваториальной части. Разрезы показывают неоднородность строения земной коры в связи с изменениями крупных геологических структур. Кроме разрезов даны также колонки, типичные для крупных геологических структур территории СССР, а именно: щитов, антеклиз, впадин, внутренних и окраинных морей и др. Альбом завершается обобщенными схемами строения земной коры. Эти схемы определяют общую связь строения земной коры с морфологической структурой земной поверхности (по В. Е. Хаину) и наиболее крупными элементами геологической структуры (по В. В. Белоусову). Обе схемы доказывают отличие океанических и континентальных структур. Для первых типична малая мощность земной коры (5—10 *км*), выпадение «гранитного» слоя и незначительный покров осадочных образований, тогда как для вторых мощность коры достигает 65—70 *км* (на платформах — 38—40 *км*). Для этих структур характерно наличие «гранитного» слоя, предельно большие мощности которого достигают 20 *км* (Южно-Каспийская впадина).

В конце альбома представлена схема формирования земной коры (по В. В. Белоусову). Схема показывает, что возникновение земной коры связано с процессами, происходящими в верхней мантии. Они приводят к частичному плавлению вещества мантии и поднятию расплавленных масс (астенолитов). Эти процессы являются источником различных деформаций земной коры. В частности, образование глубоких расколов в коре и верхней мантии открывает путь для излияния базальтовых магм на земную поверхность, а перемещение масс в толще коры и мантии приводит к зарождению и развитию геосинклинальных впадин и поднятий.

В альбоме в общедоступной форме охарактеризованы основные результаты исследования внутреннего строения нашей планеты.

ЛИТЕРАТУРА

Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., «Наука», 1966.

Беляевский Н. А., Борисов А. А., Вольвовский Н. С. Глубинное строение территории СССР. «Сов. геология», 1967, № 11.

Деменицкая Р. М. Кора и мантия Земли. М., «Недра», 1967.

Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. М., «Недра», 1965.

Магницкий В. А. Слой низких скоростей верхней мантии Земли. М., «Наука», 1968.

Любимова Е. А. Термика Земли. Сб. «Развитие наук о Земле в СССР». М., «Наука», 1967.

Саваренский Е. Ф. Строение оболочки Земли по сейсмическим данным. «Тр. Геофиз. ин-та АН СССР», № 25, 1955.

Виноградов А. П. Происхождение оболочек Земли. «Изв. АН СССР», сер. геол., № 11, 1962.
Виноградов А. П. Зонная плавка как метод изучения некоторых радикальных процессов Земли. «Геохимия», № 3, 1968.
Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., «Недра», 1964.

В. А. АПРОДОВ

ГЛОБУС СУПЕРРЕГИОНАЛЬНЫХ И ПАНРЕГИОНАЛЬНЫХ НОВЕЙШИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР[1]

Для экспозиции отдела эндогенных процессов Музея землеведения МГУ автором был разработан, а картографом К. С. Зудиной оформлен рельефный глобус суперрегиональных и панрегиональных новейших тектонических структур масштаба 1 : 18 000 000.

На глобусе показаны: глубинные разломы земной коры и мантии, границы супер- и панрегиональных новейших тектонических структур, главные плейстоценовые вулканы, глубокофокусные, промежуточные и поверхностные землетрясения. Глобус разработан на основе обобщения свыше ста сводных работ по геологии, тектонике, неотектонике и геоморфологии отдельных стран, континентов и океанов. Кроме того, использованы данные свыше двухсот геологических, тектонических, неотектонических и геоморфологических карт континентов, океанов и крупных территорий. Глобус сопровождается перечнем суперрегиональных и панрегиональных новейших тектонических структур и двумя мировыми картами: 1) мощностей земной коры (по Р. М. Деменицкой, 1967, с дополн.), 2) главных неотектонических обстановок.

Главной неотектонической обстановкой называется совокупность признаков, обусловливающих специфику развития поверхностных новейших тектонических структур мелких масштабных рангов. Эта специфика определяется: 1) строением коры, 2) направленностью ее развития, 3) характером гравитационных и магнитных полей, 4) особой взаимосвязью глубинных структур с поверхностными, 5) характером поверхностных структур, 6) спецификой проявлений новейшего осадконакопления и развития района. Для общего развития континентальной земной коры на новейшем этапе характерны унаследованные от более ранних этапов развития главные неотектонические обстановки островных дуг, альпийских орогенов, молодых платформ, древних платформ (восходящая ветвь развития коры), панрегиональных мезо-кайнозойских депрессий (типа Западно-Сибирской), мобильных поясов постплатформенной активизации континентальной земной коры, панрегиональных рифтовых систем (нисходящая ветвь развития).

Для океанической земной коры характерны главные неотектонические обстановки: первичных устойчивоопущенных океанических платформ, срединно-океанических хребтов, центрально-океанических вздутий, вторичных океанических платформ и плит (Апродов, 1964, 1965, 1967).

Суперрегиональные и панрегиональные новейшие тектонические структуры (рис. 1) представляют собой составные крупные части континентальных массивов и океанических депрессий. Их развитие в течение позднего мела — кайнозоя обусловливает формирование земной

[1] Содержание статьи докладывалось на Ломоносовских чтениях Музея землеведения МГУ (апрель 1968 г), симпозиуме «Верхняя мантия и связь глубинных структур с поверхностными» (Киев, ноябрь, 1968 г.), Ломоносовских чтениях Музея землеведения МГУ (апрель 1969 г.).

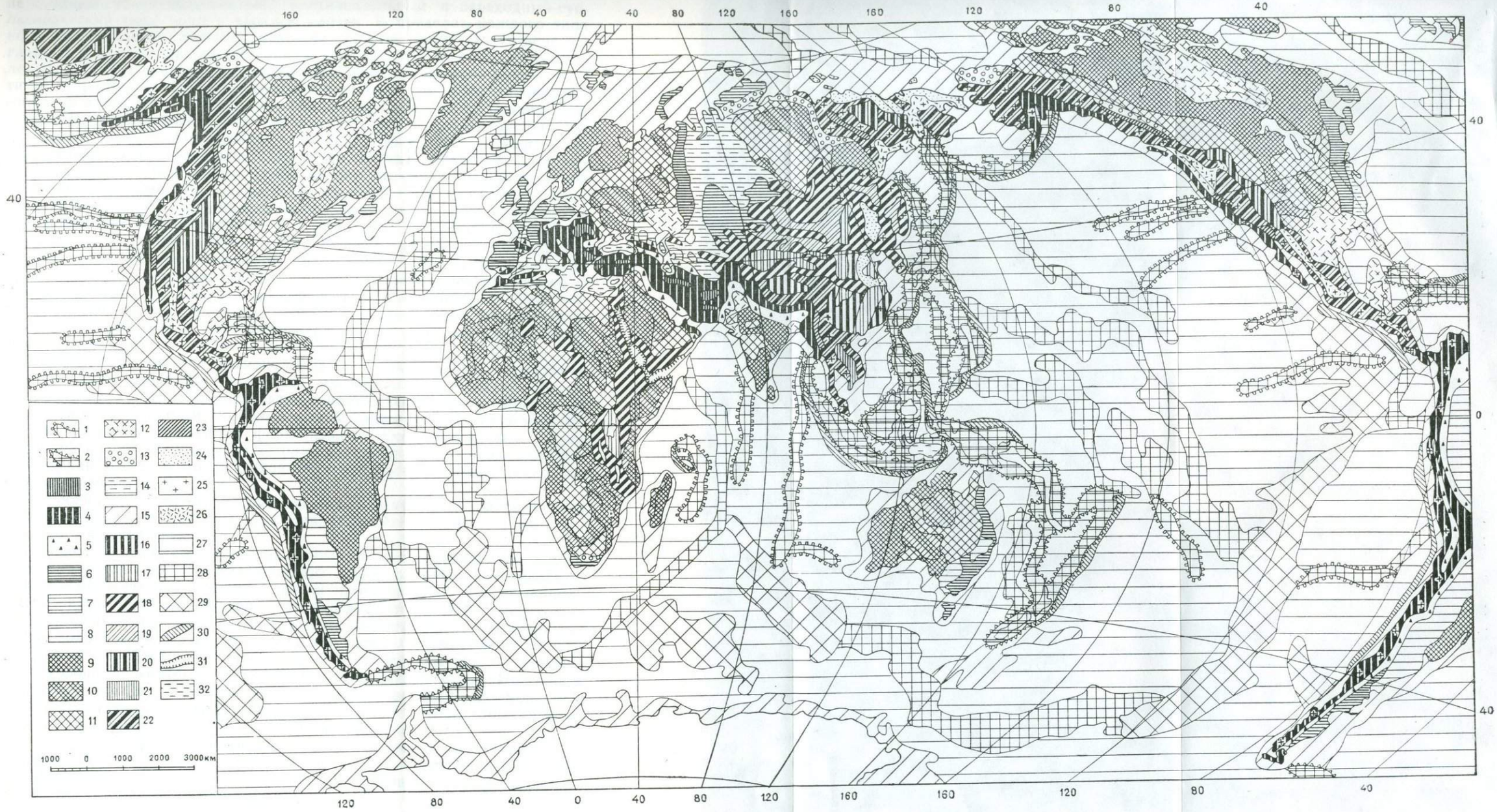


Рис. 1. Главные неотектонические обстановки земной коры и верхней мантии (составил В. А. Апродов)

Переходная кора. Островные дуги: *1* — протоостровные дуги, *2* — островные дуги.
Континентальная кора. Альпийские орогены: *3* — срединные массивы, *4* — антиклинорные поднятия, *5* — межгорные депрессии и передовые прогибы; молодые платформы: *6* — приподнятые щиты, *7* — погруженные щиты, *8* — площадные прогибы; древние платформы: *9* — кристаллические щиты, *10* — антеклизы, *11* — синеклизы, *12* — перикратонные депрессии, *13* — краевые авлакогены и депрессии; панрегиональные депрессии и шельфы: *14* — внутриконтинентальные депрессии, *15* — континентальные шельфы и депрессии краевых морских котловин; мобильные пояса постплатформенной активизации на докембрийском и палеозойском складчатом основании: *16* — подвижные и приподнятые щиты, *17* — опущенные срединные массивы, *18* — горстовые горные дуги, *19* — межгорные прогибы; мобильные пояса постплатформенной активизации на мезозойском складчатом основании: *20* — подвижные приподнятые щиты, *21* — опущенные срединные массивы, *22* — горстовые горные дуги, *23* — межгорные впадины, *24* — краевые депрессии, *25* — мезозойская гранитизация в притихоокеанских секторах, *26* — поля мезокайнозойских эффузивов

Океаническая и субокеаническая земная кора: *27* — устойчиво опущенные океанические платформы, *28* — срединно-океанические хребты, *29* — центральноокеанические вздутия коры, *30* — океанические глубоководные желоба, *31* — периферийные океанические грабены, *32* — депрессии средиземноморского типа

Зак. 245 стр. 128—129.

коры разных ее типов и подтипов. Нами выделяются: океанический, переходный-субконтинентальный, континентальный и переходный-субокеанический типы коры и верхней мантии. В пределах каждого типа коры выделяются ее подтипы, перечень которых соответствует перечню главных неотектонических обстановок (см. выше). Типы коры обусловлены развитием планетарных структур в течение всего фанерозоя, подтипы — результат развития суперрегиональных и панрегиональных структур в течение мезо-кайнозоя. Например, Евразийская планетарная структура обусловливает развитие в ее пределах континентального типа земной коры. В центральной части этого континента находится гетерогенная суперрегиональная структура Русско-Сибирской платформы. Сейчас она представляет собой реликт Ангариды, переработанной мезо-кайнозойскими тектогенезами. В пределах этой реликтовой суперрегиональной структуры имеется несколько подтипов коры, обусловленных развитием панрегиональных структур. Так, например, подтип коры древних платформ присущ для Русской и Сибирской платформ. Подтип коры молодых платформ характерен для панрегиональных структур Урало-Новоземельской складчатой системы. Центрального Казахстана, Туранско-Скифской платформы. Панрегиональная Западносибирская депрессия характерна особым подтипом земной коры, присущим начальным фазам нисходящего развития континентальной земной коры.

Итак, выделяя суперрегиональные и панрегиональные новейшие тектонические структуры на глобусе, мы районируем земную кору по ее подтипам. Границы этих структур в большинстве случаев проведены по глубинным разломам, по зонам резкой смены мощностей земной коры, по контурам крупнейших форм рельефа. Они проведены с учетом различий в мезо-кайнозойской истории развития тех или иных крупных территорий, с учетом той или иной направленности развития земной коры на новейшем этапе.

В качестве примеров районирования различных континентальных массивов приведем Евразию (для Лавразийских) и Африку (для гондванских континентов).

Евразия сложена суперрегиональными и панрегиональными структурами всех фаз общего тектонического цикла развития континентальной земной коры. На востоке Евразии протягивается суперрегиональный Алеутско-Камчатско-Курило-Японо-Рюкюсский пояс переходно-субконтинентальной коры островных дуг, сложенный соответственными панрегиональными структурами дуг. Этот пояс сопровождается на востоке Алеутско-Марианско-Филиппинской суперрегиональной системой глубоководных желобов маломощной океанической коры. На западе пояс островных дуг сопровождается суперрегиональной системой краевых панрегиональных депрессий субокеанической земной коры, занятых молодыми морями (от Берингова до Южно-Китайского).

Восточный край собственно континента Евразии представляет собой суперрегиональный пояс притихоокеанских континентальных поднятий и депрессий от Чукотки до Синийского щита. Это структуры слабоактивизированной континентальной коры.

Вся восточная часть Евразии на 500—1500 *км* от современной береговой линии несет следы сильной мезо-кайнозойской перестройки древнего тектонического плана (в связи с разрастанием депрессии Тихого океана) и представляет собой кору молодых, слабоактивизированных платформ.

Южная часть полигенного континента Евразии характерна мезо-кайнозойской и новейшей переработкой древнего структурного плана,

связанной с альпийским тектогенезом. Средиземноморско-Гималайско-Индонезийский суперрегиональный альпийский пояс континентальной орогенной коры составлен панрегиональными структурами альпийских орогенов, а на востоке — островных (Индонезийских) дуг поздних фаз развития. Орогенный альпийский пояс отделяет припаянные к Евразии чуждые ей, панрегиональные гондванские глыбы — древние платформы Индии и Аравии. По внешней, южной стороне альпийский орогенный пояс сопровождается суперрегиональной системой передовых прогибов от Мессопотамского до Яванского. По внутренней, северной стороне альпийский орогенный пояс сопровождается суперрегиональной системой мощных поднятий Тибетско-Калимантанской складчатой зоны и Азиатского мобильного пояса постплатформенной активизированной земной коры. Таким образом, южная часть континента Евразии, как и восточная, весьма сильно переработана мезо-кайнозойским и новейшим тектогенезом. Однако, характер переработки Евразийского континента на юге иной, чем на востоке.

Северная окраина Евразии тоже претерпела сильную кайнозойскую и новейшую переработку в связи с формированием молодой планетарной депрессии Северного Ледовитого океана. Эта переработка имела своеобразное выражение в виде широких площадных молодых погружений континентальной земной коры, уменьшения ее мощности, образования обширных шельфов и прибрежных низменностей от Чукотки до северной Норвегии. Суперрегиональный пояс составлен панрегиональными депрессиями морских котловин и прибрежных низменностей. Указанные процессы частично отразились и южнее — в пределах панрегиональной Западно-Сибирской депрессии. Они характеризуют начальные стадии нисходящего развития континентальной земной коры.

Западная (к западу от Русской платформы) часть Евразии тоже претерпела сильную мезо-кайнозойскую и новейшую переработку, но последняя была очень специфичной. В результате новейшей переработки альпийским орогенезом южной части бывшей здесь эпигерцинской платформы и новейших опусканий северной части этой платформы сформировалась весьма своеобразная Западно-Европейская новейшая тектоническая структура. Она характерна сочетанием противоречивых тенденций в развитии земной коры с началом ее постплатформенной активизации.

В центральной части Евразии осталось относительно слабо переработанное новейшим тектогенезом реликтовое ядро Ангариды. Оно представлено упомянутой выше Русско-Сибирской суперрегиональной платформенной структурой.

Таким образом, для лавразийских континентов характерна весьма сложная мезо-кайнозойская и новейшая тектоническая переработка, распространяющаяся от краев континента к его центральной части. Каждый край континента имеет неповторимую специфику его переработки. Лавразийский полигенный континент Северной Америки с Гренландией в принципе сходен с Евразией по его новейшей тектонической переработке, но в схеме расположения различных суперрегиональных и панрегиональных структур сильно отличается от Евразии. По своим особенностям он более приближается к гондванским континентам.

Среди гондванских континентов наиболее ярко специфические черты новейшего развития этого типа выражены в Африке. Африка представляет собой совокупность древних, высоко приподнятых платформ, оборванных по краям вторичными океаническими впадинами. В настоящее время африканский континент представляет собой совокупность Северо-Африканской, Южно-Африканской и Восточно-Африканской су-

перрегиональных структур-глыб. Центральная часть Северо-Африканской структуры составлена древними щитами (Тусиде, Ахаггар и др.), переработанными мезо-кайнозойским и новейшим тектогенезом. Эти щиты активизированы, в их пределах широко и мощно развит базальтовый новейший вулканизм. Северный и западный края Северо-Африканской суперрегиональной структуры представляют собой системы панрегиональных депрессий, в которых накопились мезо-кайнозойские отложения значительной мощности. Южно-Африканская суперрегиональная структура приподнята значительно слабее, чем Северо-Африканская и отличается от нее развитием весьма крупных синеклиз (Конго, Калахари). Краевые системы депрессий здесь отсутствуют, активизация земной коры не развита, новейший вулканизм не проявляется.

Восточно-Африканская суперрегиональная структура наиболее высоко приподнята и осложнена панрегиональными системами рифтов, сочетающихся с максимально приподнятыми сводами и полирегиональными горстовыми блоками. Новейший базальтовый вулканизм имеет в пределах Восточно-Африканской суперрегиональной структуры грандиозные масштабы развития. Интенсивная постплатформенная активизация континентальной коры в пределах Восточно-Африканской суперрегиональной структуры приводит к появлению краевых грабенов Красного моря и Аденского залива с земной корой субокеанического типа.

Таким образом, Африка, как наиболее ярко выраженный гондванский континент, характерна весьма специфическими чертами ее новейшей переработки, сильно отличающейся от переработки Евразии. Из прочих гондвандских континентов надо упомянуть Южную Америку, которая по особенностям расположения ее суперрегиональных новейших структур имеет некоторые черты сходства с лавразийским континентом Северной Америки. Таким образом, Евразия, Северная Америка, Южная Америка и Африка представляют собой как бы последовательные переходы от наиболее типичного лавразийского новейшего развития континентов к наиболее типичному гондванскому.

Планетарные структуры океанических депрессий по особенностям мезо-кайнозойского и новейшего их развития можно подразделить на атлантические и тихоокеанские.

Атлантическая океаническая депрессия представляет собой наиболее яркий пример атлантического типа развития. По оси ее располагаются суперрегиональные Северо-Атлантический и Южно-Атлантический срединные хребты, сочленяющиеся близ экватора по системе панрегиональных сдвигов. По обе стороны от хребтов симметрично расположены суперрегиональные, устойчиво опущенные океанические платформы, представляющие собой системы панрегиональных котловин (Лабрадорскую, Ньюфаундлендскую, Северо-Американскую, Гвианскую, Бразильскую, Аргентинскую, Иберийскую, Западно-Европейскую, Канадскую, Гвинейскую, Ангольскую, Капскую, Агульянс). Эти панрегиональные океанические платформы отделяются друг от друга системами разломов, на которых развились новейшие поднятия поперечных (по отношению к океанической депрессии) подводных хребтов.

Таким образом, Атлантическая океаническая депрессия характерна симметричным планом расположения суперрегиональных структур, явным вторичным, наложенным происхождением ее панрегиональных депрессий, обрывающих соседние континентальные массивы.

Иное тектоническое строение имеет Тихоокеанская планетарная депрессия, которая отличается от Атлантической большей гетерогенностью, более древним заложением, сложностью развития на мезо-кайнозойском и новейшем этапах. Она подразделяется на западную, цент-

ральную, восточную и юго-восточную части, отличающиеся друг от друга характером и расположением их суперрегиональных структур. Западная часть Тихоокеанской депрессии отличается развитием суперрегиональных поясов островных дуг, разделяющих опущенные суперрегиональные океанические платформы (Новозеландско-Новокаледонская и Бонин-Марианская системы дуг, Филиппинская, Западная и Восточная Каролинская платформы). В пределах западной части Тихоокеанской депрессии развиты суперрегиональные своды островных архипелагов (Маршалловы и Каролинские). Это вздутия океанической земной коры, осложненные вулканическими поднятиями архипелагов. Подобные вздутия представляют собой особый вид структур океанической земной коры, не встречающихся в других океанических депрессиях.

Центральная часть Тихоокеанской планетарной депрессии построена по тектоническому плану, напоминающему Атлантическую депрессию. По оси центральной части Тихоокеанской депрессии с северо-запада на юго-восток протягиваются два суперрегиональных срединно-океанических хребта (Императорские горы с Гавайским архипелагом и система панрегиональных поднятий архипелагов: Маркус, Неккер, Лайн, Туамоту). Однако эти хребты недоразвиты (по сравнению с типичными срединноокеаническими в Атлантике) и не имеют продольных рифтов. По обе стороны от этих хребтов симметрично расположены опущенные океанические платформы.

Юго-восточная часть планетарной Тихоокеанской депрессии представляет собой самостоятельную океаническую депрессию с расположением суперрегиональных структур, напоминающим тектонику дна Атлантического океана. По оси ее протягивается Восточно-Тихоокеанский срединный хребет с осложняющим его продольным рифтом. По обе стороны от него симметрично расположены суперрегиональные опущенные океанические платформы. Хребет характерен интенсивной сейсмичностью и вулканизмом. Для Тихоокеанской планетарной депрессии характерно развитие в ее восточной части молодых суперрегиональных разломов земной коры, поперечных по отношению к главным структурам депрессии (разломы: Мендосино, Меррей, Кларион, Клиппертон и др.). Восточная окраина Тихоокеанской депрессии характерна также суперрегиональными системами глубоководных океанических желобов, сопровождающих приподнятые береговые структуры Анд, гор Центральной Америки, Кордильер. Подобные сочетания суперрегиональных структур неизвестны для других океанических депрессий.

Таким образом, Тихоокеанская депрессия представляет как бы несколько слившихся между собой «обычных» океанических депрессий с различным планом расположения суперрегиональных и панрегиональных структур.

Прочие океанические депрессии имеют менее ярко выраженные особенности, чем Атлантическая и Тихоокеанская, но отличаются каждая неповторимой спецификой. Так, например, Индоокеанская депрессия представляет собой гетерогенную планетарную структуру, западная часть которой представлена системой молодых панрегиональных океанических платформ, чередующихся с протоостровными дугами и срединноокеаническими хребтами. Для последних в ряде участков характерны реликты бывшей здесь континентальной коры с гранитным слоем. Центральная часть Индоокеанской депрессии построена по атлантическому тектоническому плану с осевым хребтом и симметрично расположенными океаническими платформами.

Восточная и южная части Индоокеанской депрессии также имеют специфические особенности строения. Первая представляет собой глу-

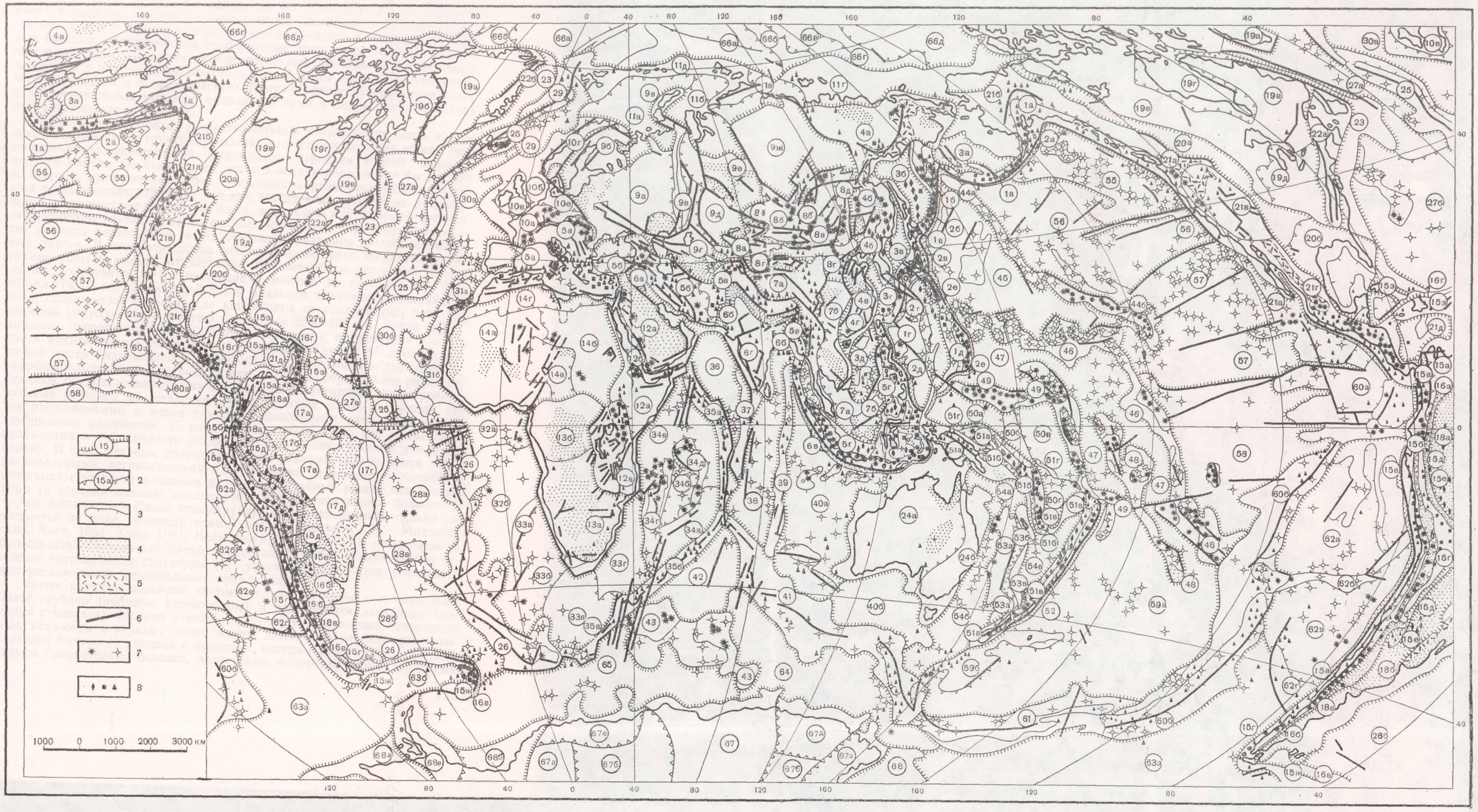


Рис. 2. Суперрегиональные (1—68) и панрегиональные новейшие тектонические структуры мира (составил В. А. Апродов)

1 — Алеутско-Камчатско-Курило-Сахалино-Японо-Рюкюсский пояс островных дуг:
Панрегиональные структуры-дуги: *1 а* — Алеутско-Аляскинская, *1 б* — Курило-Камчатская, *1 в* — Японо-Сахалинская. *1 г* — Рюкюсская, *1 д* — Бонин-Марианская;

2 — Алеутско-Марианско-Филиппинский пояс глубоководных желобов:
Панрегиональные структуры-желоба:
2 а — Алеутский, *2 б* — Курило-Камчатский. *2 в* — Японский, *2 г* — Рюкюсский, *2 д* — Филиппинский, *2 е* — Бонин-Марианский

3—Берингово-Охотско-Японо-Южно-Китайскоморская зона краевых морских депрессий:
3 а — Берингово море, *3 б* — Охотское, *3 в* — Японское. *3 г* — Восточно-Китайское, *3 д* — Южно-Китайское;

4 — Чукотско-Корейско-Синийская зона притихоокеанских поднятий и впадин:
4 а — Верхояно-Колымская, *4 б* — Корейско-Сихотэ-Алинская, *4 в* — Восточно-Китайская впадина, *4 г* — Синийский щит:

5 — Средиземноморско-Гималайско-Индонезийский складчатый пояс.
Панрегиональные структуры: *5 а* — Средиземноморско-Альпийская, *5 б* — Малоазиатско-Кавказско-Иранская, *5 в* — Белуджистано-Памиро-Гималайско-Араканская, *5 г* — Индонезийско-Филиппинская;

6 — Месопотамско-Предгималайско-Яванская система прогибов и сопровождающих ее гондванских глыб:
6 а — Предзагросский прогиб, *6 б* — Индо-Гималайско-Калькутский прогиб, *6 в* — Яванский желоб, *6 г* — Индостанская глыба;

7 — Тибетско-Калимантанская складчатая система.
Панрегиональные структуры-своды: *7 а* — Тибетско-Малакканская горная система, *7 б* — Индокитайско-Калимантанская:

8 — Азиатский мобильный пояс континентальной активизации земной коры.
Панрегиональные структуры: *8 а* — Тяньшаньская. *8 б* — Алтае-Саяно-Забайкальская, *8 в* — Заалтайско-Восточно-Монгольская система прогибов, *8 г* — Таримско-Ордосская система впадин, *8 д* — Большой Хинган;

9 — Русско-Сибирская платформенная структура:
9 а — Русская платформа, *9 б* — Балтийский щит. *9 в* — Урало-Новоземельская складчатая система, *9 г* — Прикаспийско-Приаральская впадина (с Тургайским прогибом), *9 д* — Казахский свод. *9 е* — Западно-Сибирская котловина, *9 ж* — Сибирская платформа;

10 — Западно-Европейская подвижная платформа:
***10 а* — герцинская Европа (с Испанией), *10 б* — Североморская котловина, с Германо-Польской впадиной, *10 в* — Британско-Ирландский свод с** окружающим шельфом, *10 г* — норвежские каледониды;

11 — Северный шельф Евразии:
Панрегиональные структуры-котловины: *11 а* — Баренцева моря, *11 б* — Карского моря, *11 в* — моря Лаптевых, *11 г* — Восточно-Сибирского моря; *11 д* — Шпицберген — Земля Франца-Иосифа — Северная Земля;

12 — Восточно-Африканско-Аравийская глыба:
12 а — Аравийско-Абиссинский свод, *12 б* — грабен Красное море — Аденский залив, *12 в* — Восточно-Африканский свод:

13 — Южно-Африканская глыба:
13 а — Южно-Африканский свод. *13 б* — синеклиза Конго с горным обрамлением;

14 — Северо-Африканская глыба:
14 а — Западно-Сахарская глыба. *14 б* — Восточно-Сахарская глыба, *14 в* — синеклиза Чад, *14 г* — Присредиземноморская система впадин;

15 — Андский пояс с Южными Сандвичевыми о-вами:
15 а — Венесуэльско-Колумбийское поднятие, *15 б* — Колумбийско-Эквадорское поднятие, *15 в* — Перуанско-Чилийское поднятие, *15 г* — Южно-Чилийское поднятие, *15 д* — срединный пояс депрессий, *15 е* — передовое Андское поднятие, *15 ж* — Южно-Антильская дуга, *15 з* — Антильская дуга с Кубой:

16 — Предандский прогиб:
16 а — северный Предандский прогиб, *16 б* — южный Предандский прогиб, *16 в* — Южно-Сандвичевская система впадин, *16 г* — Антильская система впадин;

17 — Бразильская платформа:
17 а — Гвианское поднятие, *17 б* — Амазонская депрессия, *17 в* — Западно-Бразильский щит, *17 г* — Восточно-Бразильский щит, *17 д* — Бразильское поднятие

18 — Приандский прогиб:
18 а — Верхнеамазонская депрессия, *18 б* — Параиская депрессия, *18 в* — Предандское поднятие;

19 — Северо-Американская платформа с Гренландией:
19 а — Гренландский свод, *19 б* — грабен моря Баффина, *19 в* — Канадский щит, *19 г* — синеклиза Гудзонова залива. *19 д* — Предаппалачская платформа:

20 — Инверсионный прогиб Великих равнин:
20 а — Северная часть Великих равнин. *20 б* — Южная часть Великих равнин;

21 — Кордильеры:
21 а — Береговая система хребтов, *21 б* — Северо-Кордильерская структура, *21 в* — Центральнокордильерское поднятие. *21 г* — Южно-Кордильерско-Мексиканская структура, *21 д* — Карибский погруженный массив;

22 — Аппалачско-Гренландский палеозойский складчатый пояс:
22 а — Аппалачско-Ньюфаундлендская структура, *22 б* — Восточно-Гренландская структура каледонид;

23—Восточно-Американский и Восточно-Гренландский шельф; *24*—Австралийская глыба:
24 а — древняя австралийская платформа с шельфом и низменной частью Новой Гвинеи, *24 б* — палеозойская подвижная платформа востока Австралии с о. Тасмания;

25 — Северо-Атлантический хр. — хр. Рейкьянес — хр. Мона; *26* — Южно-Атлантический хр.; *27* — северные Западно-Атлантические котловины:
27 а — Лабрадорская и Ньюфаундлендская, *27 б* — Гвианская;

28 — южные Западно-Атлантические котловины:
28 а — Бразильская, *28 б* — Аргентинская. *28 в* — возвышенность Рио-Гранде;

29 — котловины Гренландского и Норвежского морей; *30* — Северные Восточно-Атлантические котловины:
30 а — Иберийская-Западно-Европейская. *30 б* — Канарская — Зеленого Мыса;

31 — возвышенности островных архипелагов: Канарских, Зеленого Мыса, Сьерра-Леоне; *32* — южные Восточно-Атлантические котловины:
32 а — Гвинейская, *32 б* — Ангольская:

33 — Южно-Атлантическая система котловин:
33 а — хр. Китовый, *33 б* — Капская котловина. *33 в* — Котловина Агульяс, *33 г* — Мозамбикская котловина;

34 — Западно-Индоокеанская система котловин:
34 а — Мадагаскарская котловина, *34 б* — Маскаренская котловина, *34 в* — Сомалийская котловина, *34 г* — Мадагаскарский хр., *34 д* — Маскаренский хр.;

35 — Срединноиндоокеанская система подводных хребтов:
35 а — Аравийско-Индийский хр., *35 б* — Западно-Индийский хр. — Африканско-Антарктический хр.;

36 — Аравийская котловина; *37* — Мальдивский хр.: *38* — Центральная котловина Индийского океана; *39* — Восточно-Индийский хр.; *40* — Восточно-Индоокеанская система котловин:
40 а — котловины Кокосовая и Западно-Австралийская, *40 б* — котловина Южно-Австралийская;

41 — Центральноиндийский хр. и Австрало-Антарктическое поднятие; *42* — Котловина Крозе; *43* — Поднятие о-вов Принс — Эдуард — Крозе и хр. Кергелен; *44* — Поднятие Императорских гор — Гавайских о-вов:
44 а — Императорские горы, *44 б* — Гавайские о-ва;

45 — Северо-Западная котловина Тихого океана; *46* — поднятие горы Маркус-Неккер—о. Лайн — о. Туамоту; *47* — Центральная Тихоокеанская котловина; *48* — поднятие о-вов Феникс — Токелау — Кука (Северные) — Кука — Тубуаи — Бас; *49* — Поднятие о-вов Каролинских — Маршалловых — Гилберта — Эллис — Самоа; *50* — Юго-Западная Тихоокеанская система котловин;
50 а — Западная и Восточная Каролинские котловины, *50 б* — вал Капингамаранги, *50 в* — Меланезийская котловина. *50 г* — Северо-Фиджийская котловина:

51 — система Приавстралийских островных дуг и глубоководных желобов:
51 а — горная часть о. Новая Гвинея — архипелаг о. Новая Гвинея — архипелаг Луизиаде — о. Реннел, *51 б* — система глубоководных желобов между о-вами, *51 в* — острова Манус — Соломоновы — Новые Гебриды — Фиджи — Лоу — хр. Колвил-Лау — о-ва Тонга — о-ва Кермадек, *51 г* — Глубоководные желоба: Западно-меланезийский — Витязя:

52 — Глубоководные желоба Тонга и Кермадек; *53* — Новозеландско-Новокаледонская система островных дуг:
53 а — хр. Лорд-Хаво, *53 б* — Новокаледонская котловина, *53 в* — о-ва Новая Каледония с о-вами Лоялти — хр. Норфолк;

54 — Кораллово-Тасманова система котловин:
54 а — Кораллового моря, *54 б* — Тасманова котловина. *54 в* — Южно-Фиджийская котловина;

55 — океаническая глыба между Аляскинским глубоководным желобом и разломом Мендосино; *56* — северная глубинная часть Северо-Восточной котловины Тихого океана; *57* — океаническая глыба между разломами Меррей и Клиппертон; *58* — южная часть Северо-Восточной котловины Тихого океана; *59* — Южная Тихоокеанская котловина:
59 а — Южная котловина, *59 б* — Новозеландское плато — о-ва Чатам;

60 — Восточно-Тихоокеанское поднятие — плато Альбатрос:
60 а — плато Альбатрос, *60 б* — Восточно-Тихоокеанское поднятие;

61 — Южно-Тихоокеанское поднятие; *62* — Перуанская и Чилийская котловины:
62 а — Перуанская котловина, *62 б* — хребты Сала и Гомес — хр. Наска, *62 в* — Чилийская котловина, *62 г* — Западно-Чилийское поднятие:

63 — Котловина Беллинсгаузена:
63 а — котловина Беллинсгаузена. *63 б* — Антильская котловина;

64 — Австрало-Атлантическая котловина; *65* — Африкано-Антарктическая котловина;

66 — депрессия Северного Ледовитого океана:
66 а — котловина Амундсена и Нансена, *66 б* — хр. Ломоносова, *66 в* — хр. Менделеева, *66 д* — Канадская котловина;

67 — Восточно-Антарктическая приподнятая платформа.
Панрегиональные структуры, *67 а* — Центральноантарктическое поднятие, *67 б* — прогиб между Землей Виктории и плато Советским, *67 в* — пролив между Землей Королевы Мод и Южным полюсом. *67 г*—поднятие плато Советского, *67 д* — краевое поднятие Земли Уилкса, *67 е* — краевое поднятие Земли Королевы Мод;

68 — Западно-Антарктическая опущенная платформа:
68 а — краевое поднятие Земли Мэри Бэрд, *68 б* — Западно-Антарктический прогиб, *68 в* — поднятие Антарктического п-ова

Условные обозначения:
1 — границы суперрегиональных структур; *2* — границы панрегиональных структур; *3* — границы океанических структур более мелких рангов; *4* — области осадконакопления; *5* — лавы; *6* — разломы; *7* — вулканы наземные и подводные; *8* — землетрясения

Зак. 245 стр. 132—133.

боко опущенные океанические платформы с маломощной базальтовой земной корой, а вторая характерна крупными центральноокеаническими вздутиями с повышенной мощностью земной коры.

Депрессия Северного Ледовитого океана отличается своей молодостью. Это суперрегиональная опущенная платформа, разделенная слабо активизированными поднятиями подводных хребтов на ряд панрегиональных котловин. В общем плане расположения последних имеется сходство с планом расположения котловин в Атлантическом океане, прямым продолжением которого является Северный Ледовитый бассейн. Специфической особенностью последнего является исключительно широкое развитие континентальных шельфов с постепенным переходом в них типичной континентальной коры сначала в субокеаническую, а затем и в океаническую. Полный список суперрегиональных и панрегиональных структур приводится нами в подрисуночной подписи к карте структур (рис. 2).

Выполненный глобус суперрегиональных и панрегиональных новейших тектонических структур позволяет иллюстрировать ряд общих тектонических закономерностей современного строения земной коры и верхней мантии. Он показывает, что вся земная кора, каков бы ни был ее возраст, представляет собой совокупность разномасштабных новейших тектонических структур, так как все древние, созданные предыдущими тектогенезами структуры были, в большей или меньшей степени, переработаны новейшим тектогенезом. Вся земная кора и верхняя мантия разбиты планетарной сетью глубинных разломов разных масштабных рангов. В этом отношении можно прежде всего выделить планетарные зоны разломов, отделяющие Тихоокеанскую депрессию от соседних континентов и проникающие в мантию на глубины до 700—800 *км*. Такой же планетарной зоной разломов является их альпийский пояс, отделяющий лавразийские континенты от гондванских, хотя эти разломы углубляются в мантию не глубже 300—400 *км*. Затем можно выделить суперрегиональные глубинные разломы, отделяющие друг от друга крупные части океанических депрессий. Таковы разломы в восточной части Тихоокеанской депрессии, разломы сопровождающие суперрегиональные пояса островных дуг, разломы, образующие рифтовые впадины срединноокеанических хребтов. И планетарные, и суперрегиональные разломы представляют собой сложные зоны, сложенные менее протяженными и менее глубоко заложенными панрегиональными глубинными разломами. С последними связаны явления новейшего вулканизма и сейсмичность различных зон (промежуточные землетрясения). В свою очередь, панрегиональные разломы осложняются полирегиональными, региональными и локальными. В результате сложного сочетания глубинных разломов разных масштабных рангов вся земная кора (и верхняя мантия) представляет собой совокупность больших и малых блоков-глыб. Связи этих структур с верхней мантией сильно изменяются по мере эволюции земной коры (Николаев, 1955; Милановский, Хаин, 1964; Хаин, 1964; Беляевский, 1968, 1969). В подавляющем большинстве случаев эти блоки представляют собой обособленные новейшие тектонические структуры (суперрегиональные, панрегиональные, полирегиональные, региональные, локальные).

Более крупные новейшие тектонические структуры заложены наиболее глубоко (подошва астеносферы) и развиваются длительно (начиная с мезозоя). Мелкие новейшие структуры, слагающие более крупные, заложены в верхних слоях земной коры. Они развиваются относительно быстро (с миоцена и плиоцена, иногда с плейстоцена) и существуют сравнительно недолго, разрушаясь и перестраиваясь во время

очередных фаз новейшего тектогенеза. Крупные глубинные тектонические структуры составляют фон развития поверхностных и предопределяют многие особенности формирования последних. Совокупность всех новейших тектонических структур земной коры и верхней мантии образует особую геосферу — неотектоносферу. Неотектоносфера не совпадает с общей тектоносферой (в понимании ее Э. Зюссом). Вследствие развития новых глубинных разломов нижняя граница неотектоносферы может опускаться много глубже границ общей тектоносферы (например, в планетарных разломных зонах круготихоокеанского кольца). Наоборот, в пределах относительно слабо переработанных новейшим тектогенезом древних платформ нижняя граница неотектоносферы расположена выше границ древней тектоносферы.

Выполненный нами неотектонический глобус хорошо иллюстрирует связь новейшего вулканизма со специфическими глыбовыми и разломными новейшими структурами. Такая же связь для землетрясений, но с иными структурами прослеживается на глобусе. Наконец, рельефное изображение поверхности Земли на глобусе позволяет наглядно проиллюстрировать роль разномасштабных новейших тектонических структур в развитии важнейших форм рельефа, обусловивших специфику гипсометрии континентов и океанических депрессий.

В заключение заметим, что разработка спецнагрузки для неотектонического глобуса позволила нам создать большое количество оригинальных карт, схем, экспонатов, которые были использованы на ряде стендов отдела эндогенных процессов в Музее землеведения МГУ.

ЛИТЕРАТУРА

Апродов В. А. Неотектонические обстановки и особенности развития их новейших структур. «Бюл. МОИП», отд. геол., 1964, № 4.

Апродов В. А. Неотектоника, вулканические провинции и великие сейсмические пояса Мира. Изд-во МГУ, 1965.

Апродов В. А. Главные неотектонические обстановки земной коры и верхней мантии Земли. Сб. «Жизнь Земли», № 4. Изд-во МГУ, 1967.

Апродов В. А. Масштабные ранги новейших тектонических структур и показ их в музейной экспозиции. Сб. «Жизнь Земли», № 6. Изд-во МГУ, 1969.

Беляевский Н. А. Связь строения поверхности верхней мантии с крупными структурными элементами земной коры на территории СССР. Сб. «Кора и верхняя мантия Земли». М., «Наука», 1968.

Беляевский Н. А. Связь геологических структур с глубинным строением земной коры (по сейсмическим данным). «Бюл. МОИП», отд. геол., 1969, № 2.

Деменицкая Р. М. Кора и мантия Земли. М., «Недра», 1967.

Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Глубинная структура земной коры и ее эволюция в ходе геологической истории. Сб. «Строение и развитие земной коры». М., «Наука», 1964.

Николаев Н. И. Развитие структуры земной коры и ее рельефа по данным неотектоники. «Сов. геология», 1955, № 48.

Хаин В. Е. Эволюция земной коры и возможные формы ее связи с процессами в верхней мантии. «Сов. геология», 1964, № 6.

В. А. АПРОДОВ

ТРАНСКОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЧЕРЕЗ ТЕРРИТОРИЮ СССР И ЕЕ НЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ [1]

В отделе эндогенных геологических процессов Музея землеведения МГУ демонстрируется трансконтинентальный геологический разрез земной коры по трассе: Камчатка, Приамурье, Кузбасс, Центральный

[1] Содержание статьи докладывалось на Ломоносовских чтениях Музея землеведения МГУ в 1968 и 1969 гг.

Казахстан, Урал, Воронежская антеклиза, Карпаты (рис. 1). Разрез составлен В. А. Апродовым при участии Н. Д. Никитиной и И. И. Мяздрикова. В настоящей статье приводится новый уточненный вариант этого разреза с использованием последних опубликованных данных о строении земной коры на территории СССР по трассе разреза А. П. Андреева и др. (1964), В. И. Архипова и др. (1968), Н. А. Беляевского, А. А. Борисова (1967), Н. А. Беляевского (1969), А. А. Борисова (1966), А. П. Булмасова (1967), Р. М. Деменицкой (1967), И. П. Косминской и др. (1964), И. С. Огаринова (1968), В. Б. Соллогуба и др. (1967), В. Б. Соллогуба (1967), Н. И. Халевина и др. (1968), Э. Э. Фотиади, Г. И. Каратаева (1963), Э. Э. Фотиади, Ф. С. Моисеенко (1967), Э. Э. Фотиади и др. (1969), А. В. Чекунова (1967).

Составленный нами трансконтинентальный геологический разрез земной коры дает наглядное представление о строении земной коры и развитии ее структур в разных новейших геотектонических обстановках.

В настоящее время вся земная кора и верхняя мантия в большей или меньшей степени переработаны альпийским и новейшим тектогенезами и представляют собой совокупность разномасштабных альпийских и новейших тектонических структур (Апродов, 1965, 1966, 1967).

Максимальные изменения тектонического плана и характера структур произошли вследствие новейшего тектогенеза: в островных дугах, альпийских орогенах и мобильных поясах постплатформенной активизации земной коры, в срединноокеанических хребтах и центральноокеанических вздутиях. Минимальная, но существенная новейшая переработка тектонических структур произошла в пределах докембрийских континентальных платформ и глубоко опущенных океанических платформ-котловин.

Перестройка тектонического плана и характера древних структур альпийским и новейшим тектогенезом началась с верхних структурных этажей земной коры, где она сказалась сильнее. Перестройка нижних структурных этажей земной коры запаздывала, и в плане глубинных структур лучше сохранились их древние ориентировки (Апродов, 1965, 1966, 1967).

Земная кора характерна развитием континентальных ее типов из океанической путем геосинклинальной переработки последней. При этом кора последовательно проходит фазы: островных дуг, альпийских орогенов, молодых платформ, древних платформ. Это — восходящая ветвь общего цикла развития континентальной коры с максимальным нарастанием ее мощности в альпийских орогенах. Дальнейшее развитие ее характерно формированием крупных панрегиональных депрессий типа Западно-Сибирской. Этот тип знаменует начало нисходящей ветви развития коры с общим уменьшением ее мощности. Затем следует фаза развития мобильных поясов постплатформенной активизации коры с ее дроблением и увеличением мощности за счет раздувания базальтового слоя.

Конечные этапы нисходящего развития характерны крупными панрегиональными грабенами и рифтовыми системами, в которых континентальная кора в конечном итоге превращается в субокеаническую, как это происходит в грабене Красного моря. Этот процесс развития континентальной коры сильно растягивается и протекает в течение нескольких геологических эр. Поэтому к началу новейшего этапа (неоген) земная кора оказалась на разных территориях в весьма различных состояниях, с различными тенденциями ее развития.

Те или иные состояния земной коры, в которые она вступила в новейший этап развития, мы называем *главными неотектони-*

ческими обстановками формирования новейших структур. Выделяются следующие главные неотектонические обстановки: островных дуг, альпийских орогенов, молодых платформ, древних платформ, панрегиональных депрессий, мобильных поясов постплатформенной активизации коры и рифтообразования. Каждая из главных неотектонических обстановок характерна: 1) спецификой строения коры, 2) направленностью ее развития, 3) типом гравитационных и магнитных полей, 4) особой взаимосвязью глубинных (крупных) тектонических структур с поверхностными (мелкими), 5) особым характером поверхностных новейших структур, 6) особыми проявлениями новейшего вулканизма, 7) той или иной сейсмичностью, 8) особенностями новейшего осадконакопления и развития рельефа (Апродов, 1966). Каждая из перечисленных выше главных неотектонических обстановок подразделяется на частные неотектонические обстановки. Последние обусловливаются различиями в развитии верхних зон земной коры в пределах полирегиональных структур, составляющих панрегиональные.

Трансконтинентальный геологический разрез земной коры на территории СССР позволяет характеризовать главные и большинство входящих в них частных неотектонических обстановок. Ниже мы рассмотрим главные неотектонические обстановки в генетической их последовательности, начав рассмотрение с островных дуг.

Неотектоническая обстановка островных дуг представлена на трансконтинентальном геологическом разрезе Курило-Камчатской дугой — Камчатским ее отрезком. Земная кора островных дуг характерна начальными процессами формирования гранитного слоя и превращением океанической коры в субконтинентальную. Линзы гранитного слоя быстро выклиниваются как вкрест простирания, так и по простиранию дуг.

Новейшие структуры в этой главной неотектонической обстановке обусловлены развитием глубоких и частых разломов коры и мантии. Глубина заложения главных — продольных разломов (максимальная) — свыше 500 *км*. Под дугами наблюдается разуплотнение вещества мантии и интенсивный вулканизм андезитовой формации с преобладанием основных и средних пород. Структуры имеют молодой плиоценовый и антропогеновый возраст. Интенсивная сейсмичность их обусловлена развитием глубокофокусных, промежуточных и поверхностных землетрясений, которые связаны с продольными и диагональными глубинными разломами.

В пределах главной неотектонической обстановки островных дуг можно выделить частные неотектонические обстановки, обусловленные различиями формирования верхних (осадочный и гранитный слои) зон земной коры. Такими частными неотектоническими обстановками для островных дуг являются обусловленные полирегиональными новейшими структурами обстановки горстовых антиклинальных поднятий, грабеновых межгорных депрессий, краевых прогибов (рис. 2). На трансконтинентальном разрезе выделены: восточный и западный краевые камчатские прогибы, Восточно-Камчатский и Центральнокамчатский горсты, Срединный камчатский грабен. Эти структуры различаются мощностями осадочного слоя земной коры, условиями развития и возрастом вулканизма, различной сейсмичностью (см. рис. 1).

Неотектоническая обстановка альпийских орогенов характерна глубиной дробления земной коры и мантии вдвое меньшей, чем в островных дугах (не глубже 300 *км*), но более широким их распространением в коре в направлении вкрест простирания ороген-

РАЗРЕЗ ЗЕМНОЙ КОРЫ НА ТЕРРИТОРИИ СССР

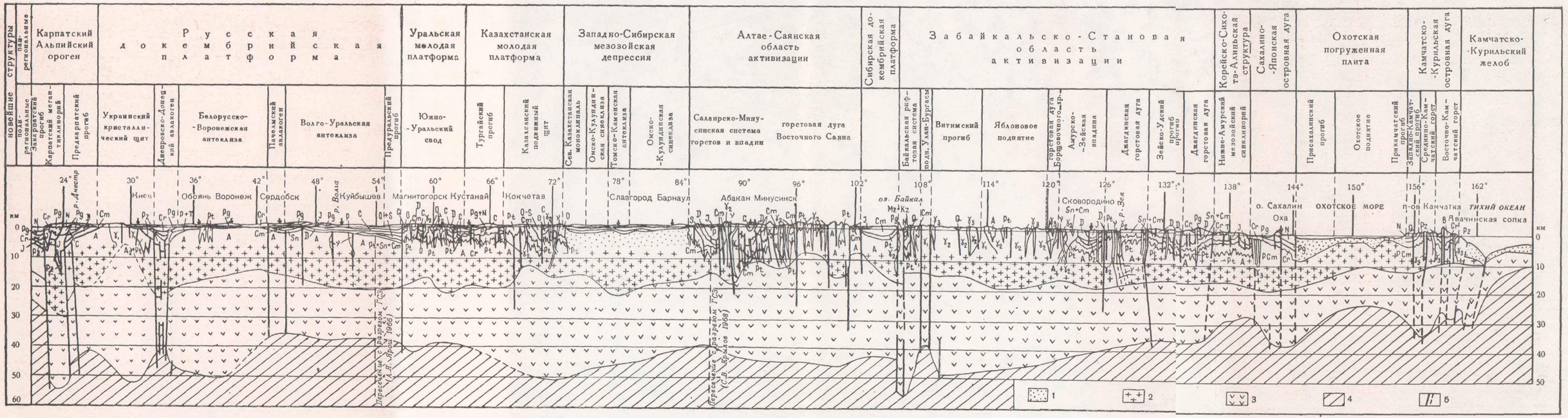
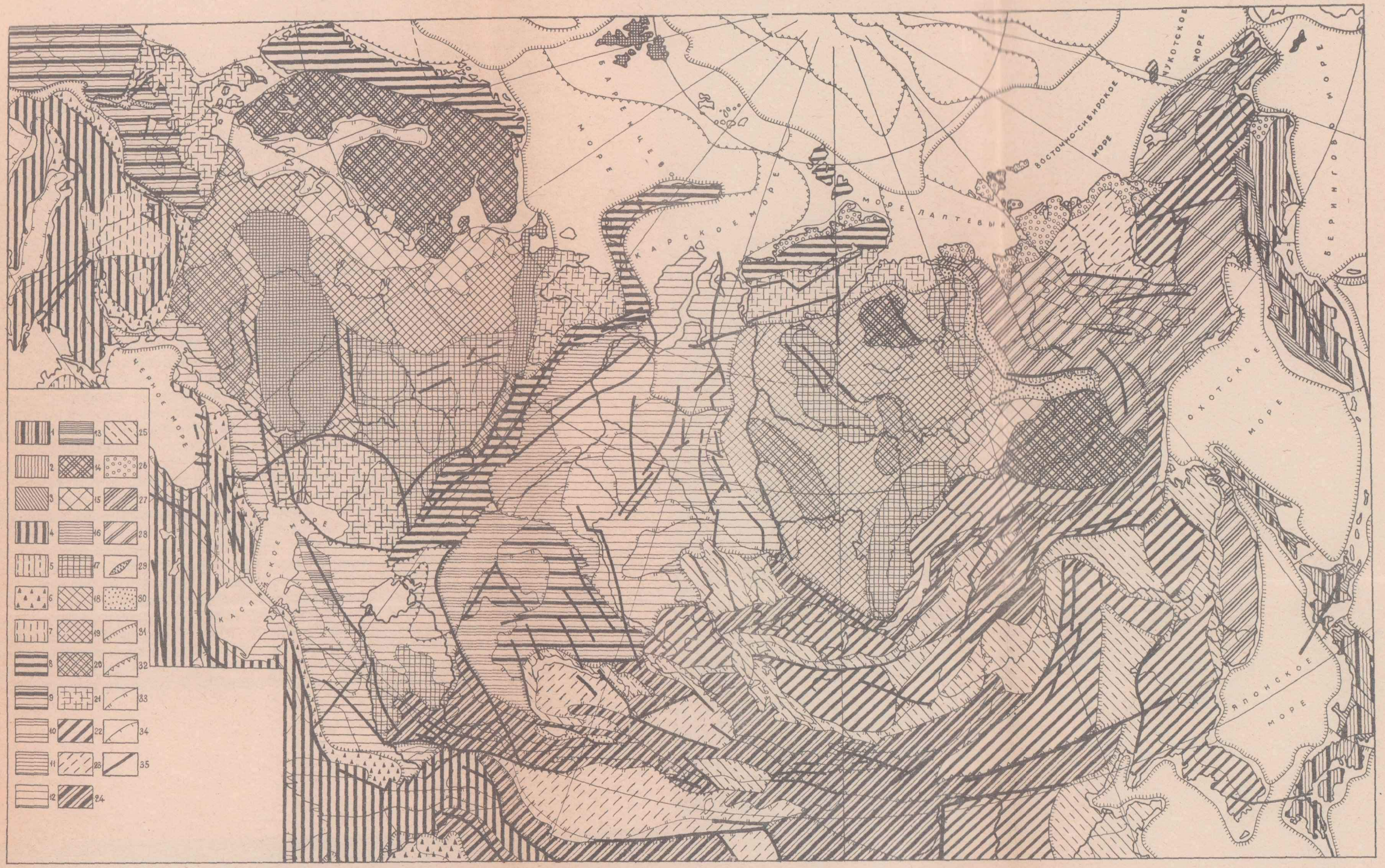


Рис. 1. Разрез земной коры на территории СССР (составлен В. А. Апродовым):
1 — осадочный слой, *2* — гранитный слой, *3* — базальтовый слой, *4* — мантия, *5* — разломы

Зак. 245 стр. 136—137.



ЗАКАЗ 245 СТР. 136-137

Рис. 2. Главные и частные неотектонические обстановки на территории СССР.
(составил В. А. Апродов)

Обстановка островных дуг: *1* — горстовые поднятия, *2* — грабеновые опускания, *3* — краевые прогибы; обстановка альпийских орогенов: *4* — орогенные сводовые поднятия, *5* — межгорные депрессии, *6* — предальпийские прогибы, *7* — срединные массивы погруженные; обстановка молодых платформ: *8* — приплатформенные поднятия, *9* — приподнятые подвижные щиты *10* — опущенные подвижные щиты и своды, *11* — погребенные платформенные валы и горсты, *12* — погребенные платформенные впадины, *13* — приподнятые новейшие горсты; обстановка древних платформ: *14* — активизированные щиты, *15* — погребенные склоны щитов, *16* — антеклизы приподнятые, *17* — антеклизы погруженные, *18* — активизированные авлакогены, *19* — синеклизы унаследованные, *20* — синеклизы инверсионные, *21* — перикратонные активизированные депрессии; обстановка мобильных поясов постплатформенной активизации: *22* — приподнятые подвижные щиты, *23* — опущенные срединные массивы, *24* — горстовые горные дуги, *25* — межгорные прогибы, *26* — периокеанические прогибы, *27* — мезозойские антиклинории, *28* — мезозойские синклинории, *29* — рифты и грабены, *30* — предгорные прогибы, *31* — границы суперрегиональных структур, *32* — границы панрегиональных структур, *33* — границы полирегиональных структур, *34* — границы структур более мелких рангов, *35* — разломы

ных поясов. Разуплотнение мантии выражено под орогенами значительно слабее, чем под островными дугами, а связь поверхностных и глубинных новейших структур ослаблена. В альпийских орогенах формируются мощные (до 20 *км*) линзы гранитного слоя, вытянутые по простиранию поясов. Вкрест простирания они выклиниваются, в межгорных прогибах резко уменьшаются в мощности, а в средиземноморских депрессиях исчезают. Вследствие этого земная кора депрессии имеет здесь субокеанический характер.

В пределах Паннонского срединного массива мощность коры уменьшена до 22—24 *км*, в межгорных прогибах она составляет 30—35 *км*, в антиклинорных сводах до 50—60 *км*. Альпийские орогены характерны мощным развитием новейшего вулканизма андезитовой формации, но в отличие от вулканизма островных дуг, преобладающее развитие здесь получают средние и кислые породы с большим количеством пирокластов. Лишь на самых поздних стадиях развития альпийских орогенов появляются базальты субплатформенного типа.

Сейсмичность новейших структур альпийских орогенов по сравнению со структурами островных дуг резко понижается. Глубокофокусные землетрясения отсутствуют, промежуточные происходят редко (по поперечным разломам). Максимальное развитие имеют поверхностные землетрясения в краевых зонах сводовых поднятий и в межгорных прогибах.

В неотектонической обстановке альпийских орогенов можно выделить частные неотектонические обстановки: орогенных сводовых поднятий, межгорных депрессий, предальпийских прогибов, срединных массивов приподнятых, срединных массивов погруженных, средиземноморских депрессий (см. рис. 2). На трансконтинентальном геологическом разрезе неотектоническая обстановка альпийских орогенов представлена панрегиональной Карпатской структурой. На разрезе показаны частные неотектонические обстановки Предкарпатского прогиба, Восточно-Карпатского сводового поднятия, Паннонского опущенного срединного массива (см. рис. 1).

Неотектоническая обстановка молодых платформ отличается большой сложностью и разнообразием ее частных неотектонических обстановок. Это объясняется тем, что в данных обстановках процессы начального разрушения континентальной коры достигают значительного развития. Глубина раздробления земной коры молодых платформ разломами уменьшается почти вдвое по сравнению с корой альпийских орогенов. Однако зоны глубинных разломов сильно расширяются, появляются широкие зоны поперечных и диагональных (по отношению к структурам фундамента платформ) разломов. Поэтому платформы разделяются на полирегиональные блоки. Глубинное разуплотнение мантии в зонах разломов выражено весьма слабо, а связь между быстро формирующимися поверхностными и длительно развивающимися глубинными структурами ослаблена.

Мощность земной коры выравнивается, но уменьшается. Земная кора молодых платформ характерна региональным распространением гранитного слоя с более или менее выдержанной, но сильно уменьшенной (по сравнению с альпийскими орогенами) мощностью.

Новейший вулканизм в пределах молодых платформ имеет ограниченное распространение вдоль разломных зон, образующих полирегиональные вулканические дуги. Вулканические породы представлены базальтовой щелочной формацией с преобладанием основных, реже ультраосновных и кислых пород. Вулканы часто приурочены к второстепенным (по отношению к вулканическим дугам) разломам. Сейсмич-

ность структур в пределах молодых платформ понижается и выражена исключительно поверхностными землетрясениями небольшой силы.

Неотектоническая главная обстановка молодых платформ характерна весьма разнообразными частными неотектоническими обстановками. В ее пределах можно выделить частные неотектонические обстановки приплатформенных (по отношению к докембрийским платформам) поднятий, приподнятых подвижных щитов и сводов, погребенных платформенных валов и горстов фундамента, погребенных платформенных впадин, приподнятых новейших горстов, линейных прогибов, недоразвитых горстовых горных дуг начальной стадии постплатформенной активизации коры, компенсационных предгорных впадин (см. рис. 2). На трансконтинентальном геологическом разрезе показаны некоторые из этих частных неотектонических обстановок. Так, например, разрез пересекает Уральское приплатформенное поднятие, Казахстанский приподнятый подвижный щит и некоторые другие полирегиональные структуры (см. рис. 1).

Неотектоническая обстановка древних платформ характерна максимальной стабильностью условий, создавшихся к началу новейшего этапа развития земной коры. Разрез земной коры древних платформ отличается присутствием в нем древних поверхностей Мохоровичича, созданных палеозойскими и мезозойскими тектогенезами.

Тесная структурная связь между поверхностными мелкими (новейшими) и крупными (древними) глубинными структурами на древних платформах не прослеживается, новейшее разуплотнение мантии практически отсутствует. Тем не менее в краевых полирегиональных структурах приподнятых кристаллических щитов, в некоторых авлакогенах и претерпевших новейшую инверсию тектонического режима синеклизах отмечается иногда значительная новейшая активизация коры и перестройка ее структур.

Эти же явления, но с уменьшением мощности коры и ее гранитного слоя отмечаются и в некоторых полирегиональных депрессиях. Для земной коры древних платформ характерны исключительно выдержанные по мощности разрезы с региональным площадным распространением гранитного слоя. Новейший вулканизм на древних платформах отсутствует. Развитый на Африканской и Аравийской платформах новейший вулканизм характеризует не столько платформенные условия, сколько рифтовые системы, созданные новейшей активизацией земной коры.

Новейшие структуры на древних платформах асейсмичны. Исключением из этого правила являются некоторые активизированные щиты (Балтийский) и перикратонные депрессии (Прикаспийская). Однако и в этих условиях землетрясения редки и представлены поверхностными слабыми толчками.

В пределах главной неотектонической обстановки древних плаформ можно выделить частные неотектонические обстановки: активизированных приподнятых щитов, антеклиз приподнятых, антеклиз погруженных, активизированных авлакогенов, синеклиз унаследованных, синеклиз инверсионных, перикратонных слабо активизированных депрессий (см. рис. 2). На трансконтинентальном геологическом разрезе показаны некоторые из этих частных неотектонических обстановок. Так, в пределах панрегиональной структуры Русской платформы на разрезе показаны Украинский слабо активизированный щит, Украинский активизированный авлакоген, Воронежская приподнятая антеклиза, Пачелмский авлакоген, Урало-Волжская опущенная антеклиза. В преде-

лах Сибирской платформы на разрезе показана унаследованная (со слабой инверсией) синеклиза Иркутского амфитеатра (см. рис. 1).

Неотектоническая обстановка панрегиональных депрессий типа Западно-Сибирской впадины характеризует начало нисходящей ветви в развитии континентальной земной коры. Разрез земной коры характеризуется общим уменьшением ее мощности, началом мощного накопления мезозойских и кайнозойских рыхлых отложений. Отмечается некоторая активизация коры за счет развития погребенных горстов и грабенов палеозойского складчатого фундамента. Однако явления эти интенсивно не проявляются и не приводят к существенной перестройке древних структур. Вулканизм и сейсмические явления практически отсутствуют.

На трансконтинентальном геологическом разрезе показана неотектоническая обстановка панрегиональной депрессии для южного края Западно-Сибирской впадины (см. рис. 1).

Неотектоническая обстановка мобильных поясов постплатформенной активизации земной коры характеризует дальнейшее нисходящее развитие континентальной коры. Она отличается частным неглубоким дроблением земной коры и верхней мантии с разуплотнением последней вдоль некоторых разломов. Разрез земной коры характерен увеличением ее мощности за счет возрастания толщины базальтового слоя. Поднятиям горстового типа соответствуют прогибы поверхности Мохоровичича. В грабенах поверхность эта иногда прогибается, но иногда образует выступы. С глубинными разломами связаны интенсивные проявления щелочного базальтового вулканизма. Вулканы локализуются вдоль вулканических дуг и приурочены к второстепенным разломам, оперяющим главные. Сейсмичность новейших структур в пределах мобильных поясов активизации резко усиливается за счет поверхностных землетрясений.

В пределах неотектонической обстановки мобильных поясов активизации выделяются разнообразные частные неотектонические обстановки: приподнятых подвижных щитов, опущенных срединных массивов, горстовых горных дуг, межгорных прогибов, периокеанических прогибов, мезозойских антиклинориев, мезозойских синклинориев, рифтов и грабенов предгорных прогибов (см. рис. 2). Некоторые из этих частных неотектонических обстановок показаны на трансконтинентальном геологическом разрезе территории СССР. Так, например, выделены: Прибайкальский приподнятый подвижный щит, Восточно-Саянская горстовая горная дуга, Минусинский и Кузнецкий межгорные прогибы, мезозойский антиклинорий Сихотэ-Алиня, Байкальский рифт и некоторые другие (см. рис. 1).

Все перечисленные выше частные неотектонические обстановки характерны специфическими связями глубинных и поверхностных структур. Учет их поможет провести детальное районирование земной коры по ее типам, подтипам и разновидностям и тем самым позволит более обоснованно планировать дальнейшие работы по изучению строения земной коры на территории СССР.

ЛИТЕРАТУРА

Андреев А. П. и др. Глубинное строение земной коры Казахстана и методы ее изучения. «Изв. АН КазССР», сер. геол., 1964, № 4.

Апродов В. А. Неотектоника, вулканические провинции и великие сейсмические пояса. Изд-во МГУ, 1965.

Апродов В. А. Связь вулканизма Курило-Камчатской островной дуги с ее новейшими структурами. Сб. «Вулканические и вулкано-плутонические формации». М., «Наука», 1966.

Апродов В. А. Главные неотектонические обстановки земной коры и верхней мантии Земли. Сб. «Жизнь Земли», № 4. Изд-во МГУ, 1967.
Архипов В. И. и др. Аномалии силы тяжести и глубинная тектоника Южного Урала. Сб. «Глубинное строение Урала». М., «Наука», 1968.
Беляевский Н. А., Борисов А. А., Вольвовский И. С. Глубинное строение территории СССР. «Сов. геология», 1967, № 11.
Беляевский Н. А. Связь геологических структур с глубинным строением земной коры по сейсмическим данным. «Бюл. МОИП», сер. геол., 1969, т. 64, № 2.
Борисов А. А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М., «Недра», 1967.
Булмасов А. П. Некоторые результаты геофизического изучения Прибайкалья. Сб. «Геологические результаты геофизических исследований в Сибири и на Дальнем Востоке». Новосибирск, 1967.
Деменицкая Р. М. Кора и мантия Земли. М., «Недра», 1967.
Косминская И. П. и др. Общие черты строения земной коры переходной зоны. Сб. «Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану». М., «Наука», 1964.
Огаринов И. С. Глубинная структура Урала и сопредельных регионов. Сб. «Глубинное строение Урала». М., «Наука», 1968.
Соллогуб В. Б. и др. Глубинное строение земной коры Восточных Карпат и прилегающих районов Украины по данным ГСЗ. Сб. «Геофизические исследования строения земной коры Юго-Восточной Европы». М., «Наука», 1967.
Соллогуб В. Б. Результаты глубинных сейсмических зондирований на Украине. Сб. «Геофизические исследования строения земной коры Юго-Восточной Европы». М., «Наука», 1967.
Халевин Н. И., Дружинин В. С., Долгих В. В. Элементы строения Среднего Урала по данным комплексных геофизических исследований. Сб. «Глубинное строение Урала». М., «Наука», 1968.
Фотиади Э. Э., Каратаев Г. И. Строение земной коры Сибири и Дальнего Востока по данным региональных геофизических исследований. «Геология и геофизика», 1963, № 10.
Фотиади Э. Э., Моисеенко Ф. С. Основные черты тектонического строения Сибири и Дальнего Востока в свете геологических и геофизических данных. Сб. «Геологические результаты геофизических исследований в Сибири и на Дальнем Востоке». Новосибирск, 1967.
Фотиади Э. Э. и др. Геофизическое изучение тектонического строения и глубинной структуры земной коры внешней зоны Тихоокеанского подвижного пояса на Востоке СССР. Сб. «Строение и развитие земной коры на Советском Дальнем Востоке». М., «Наука», 1969.
Чекунов А. В. Поверхность Мохоровичича и некоторые основные черты строения земной коры Украины и сопредельных регионов. «Геол. журн.», 1967, № 2.

Г. И. БУШИНСКИЙ, М. Д. КАПИТОНОВ, Е. Д. СКВОРЦОВА

ЭКСПОЗИЦИЯ ТЕМЫ «АЛЮМИНИЙ» В МУЗЕЕ ЗЕМЛЕВЕДЕНИЯ

Тема «Алюминий» экспонируется в Секторе металлов отдела «Процессы образования минералов и полезных ископаемых».

Благодаря легкости (уд. вес 2,7), прочности и стойкости против окисления алюминий и его сплавы приобретают все более широкое применение в авиации, станкостроении, транспортном машиностроении, в строительстве и при изготовлении бытовых приборов. В Директивах XXIV съезда КПСС по пятилетнему плану развития народного хозяйства СССР на 1971—1975 гг. предусмотрено увеличение производства алюминия на 50—60%. Для выполнения этой программы планируется завершение строительства Ачинского, Кировобадского и второй очереди Павлодарского глиноземных заводов, ввод в действие новых мощностей на Иркутском, Красноярском и Братском алюминиевых заводах,

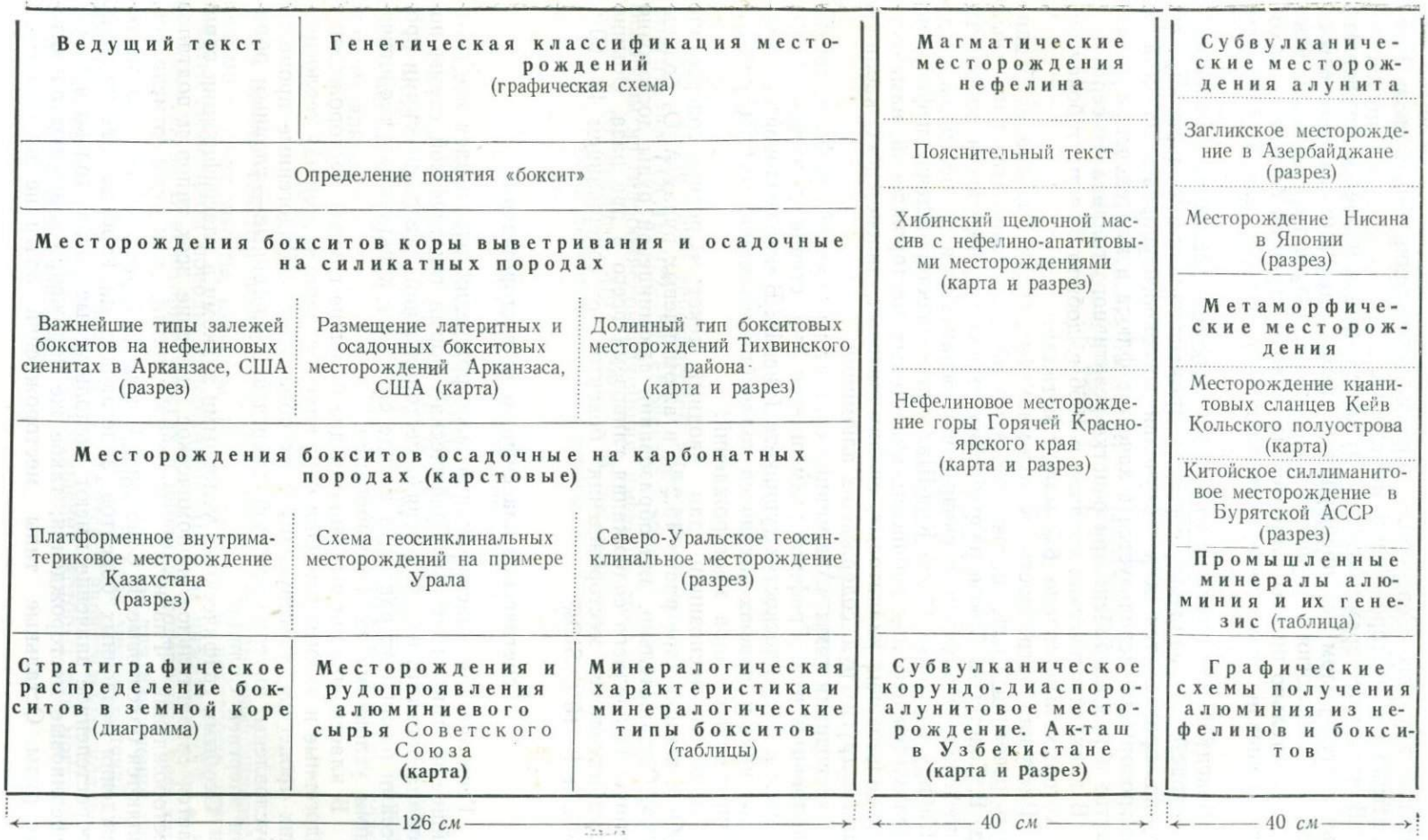


Рис. 1. План экспозиции темы «Алюминий».

освоение крупного Североонежского месторождения бокситов и Кия-Шалтырского месторождения нефелинов.

В настоящее время основной рудой алюминия является боксит. Это объясняется рядом его преимуществ перед другими алюминиевыми рудами. Технология переработки бокситов и получение из них глинозема сравнительно просты, глиноземные заводы строятся быстрее и обходятся дешевле, чем перерабатывающие нефелины или другие виды руд.

Боксит используется не только как источник алюминия. Его потребление растет в различных отраслях промышленности. В частности, он широко применяется для получения высокоогнеупорных изделий и электрокорунда, используется в качестве флюса в мартеновском производстве и как адсорбент при очистке реактивного топлива от серы.

В капиталистических странах в 1966 г. добыто 35 млн. *т* бокситов, из которых выплавлено 8,5 млн. *т* металла.

Растущая потребность в алюминиевых рудах вызвала необходимость освоения других источников алюминия, особенно его силикатных руд. В Советском Союзе разработана технология получения алюминия из нефелина и алунита, в связи с чем осваиваются их месторождения. В Сибири введено в строй Кия-Шалтырское месторождение нефелинов, используется нефелин хибинских апатитовых месторождений, намечается использование кианитовых, силлиманитовых, диаспоровых, каолинитовых и других руд, содержащих алюминий.

Экспозиция темы «Алюминий» состоит из научной графики, текста и коллекции руд. Графика размещается на стенде размером 140×$\times$130 *см* и двух плоскостях турникета (рис. 1). В пристендовой стеклянной витрине и шкафах находится коллекция алюминиевых руд, классифицированных типов месторождений.

В начале экспозиции дан вводный текст: «Среднее содержание Al_2O_3 в земной коре равно 15,2%, в алюминиевых рудах Al_2O_3 больше 30%». Следовательно, для образования алюминиевой руды достаточно увеличение среднего содержания глинозема всего в два раза. Обычно разрабатываются месторождения бокситов с содержанием 40—60% Al_2O_3 и 1—10% SiO_2.

Генетическая классификация месторождений

Генетическая классификация месторождений охватывает все важнейшие их типы (рис. 2). Графическая форма генетической схемы позволила передать наглядно связь месторождений с геологическими процессами различных рангов, а в ряде случаев с конкретными геологическими условиями их формирования.

В классификации выделяются две большие группы месторождений: эндогенные и экзогенные. Они отражают различную природу геологических процессов, участвующих в их образовании. Эндогенные процессы обусловлены внутрипланетной энергией. Экзогенные — главным образом энергией Солнца.

Особыми графическими условными знаками в классификации отражается сравнительное экономическое значение всех типов и подтипов месторождений. Главными месторождениями, как уже отмечалось, являются бокситовые. В Советском Союзе на первом месте стоят месторождения осадочных бокситов, залегающих на карбонатных породах. Второстепенное значение имеют используемые пока только в СССР нефелиновые месторождения; такое же положение занимают алунитовые руды. Остальные типы месторождений почти не используются,

несмотря на то, что обладают большими запасами алюминия. Различная экономическая роль генетических типов месторождений чаще всего определяется не запасами в них руд, а видами промышленных алюминиевых минералов, совершенством технологии извлечения из них металла, стоимостью электроэнергии, расходуемой на извлечение тонны алюминия из руды и всех остальных затрат.

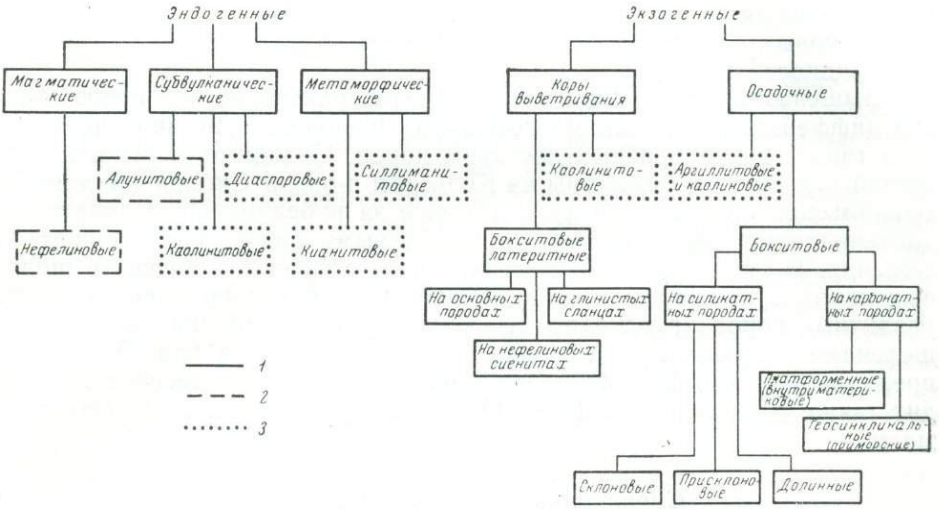


Рис. 2. Генетическая классификация месторождений алюминиевых руд. Экономическое значение месторождений: *1* — главные, *2* — подчиненного значения, *3* — второстепенные

На стенде ниже генетической классификации дается определение боксита по ГОСТу 972—50: «Бокситы — горные породы, состоящие в основном из гидроокислов алюминия, имеющие модуль — $Al_2O_3 : SiO_2 > > 2{,}6$ и содержащие $Al_2O_3 > 28\%$». В последующей экспозиции представлены геологические карты и разрезы различных типов месторождений алюминия.

Эндогенные месторождения

Среди эндогенных месторождений выделяются: 1) магматические — производные щелочной магмы, 2) постмагматические субвулканические и 3) метаморфические. В каждой из них представлены генетические типы месторождений, различающиеся по основным минералам, содержащим алюминий.

Магматические месторождения нефелина

Кратким текстом поясняется, что магматическими нефелиновыми рудами служат уртиты, ийолиты, ийолит-уртиты и некоторые другие, богатые нефелином породы, содержащие Al_2O_3 не ниже 22—23%, а Fe не более 7,5%. В некоторых уртитах и ийолитах содержание нефелина достигает 80—90% и они часто бывают пригодны для извлечения глинозема без предварительного обогащения. В ряде месторождений (например, в Хибинском) нефелины содержатся в значительных количествах в апатитовых рудах, после обогащения которых они могут быть ценным источником глинозема.

Экспонируемые геологические карты и разрезы иллюстрируют основные генетические особенности месторождений. Вначале помещена геологическая карта и разрез Хибинского щелочного массива по А. В. Галахову (1959)[1]. Практический интерес в качестве источников глинозема в Хибинском массиве представляет комплекс ийолит-уртитов, хибиниты, рисчорриты и апатит-нефелиновые руды. Вторым экспонатом является геологическая карта и разрез нефелинового месторождения горы Горячей (Красноярский край) по В. Г. Михалеву[2]. Нефелиновыми рудами являются ийолиты, уртиты и близкие к ним разновидности пород.

Вышеназванные экспонаты передают характерное кольцевое строение дифференцированных многофазовых щелочных массивов центрального типа с разнообразным составом пород. Подобные, в основном палеозойские, массивы известны на Кольском п-ове, в Сибири (Алданская, Байкальская провинции и др.), а также за рубежом. Исследователями подчеркивается связь массивов с глубинными разломами древнего заложения. В ряде случаев в массивах установлена тесная связь щелочных пород с ультраосновными и основными. Формирование всех этих различных пород происходит из ультраосновной магмы, обогащенной щелочами и проникающей по разломам с больших глубин. Ряд ученых предполагают, что формирование сходных щелочных массивов происходит также и в связи с дифференциацией габброидных и гранитоидных магм.

Субвулканические месторождения

Генетические особенности субвулканического рудообразования иллюстрируются графикой, раскрывающей геологическое строение трех месторождений: 1) Ак-ташского комплексного корундо-диаспоро-алунитового в Узбекистане (по М. П. Поярковой, 1943; см. Наковник, 1968); 2) Загликского алунитового в Азербайджане (Дубовская, Калик, 1964)[3]; 3) алунитового месторождения Нисина на о-ве Хансю в Японии (Iwao, 1949).

Месторождения локализованы в интенсивно гидротермально переработанных кислых и средних эффузивах, туфах и туффитах вулканогенных провинций. Руды формировались у поверхности Земли или на относительно небольших глубинах (до 1000—1500 *м*) при сравнительно невысоких давлениях и температурах (до 300°). Выделявшиеся из вулканических очагов растворы часто смешивались с инфильтрационными растворами и уже после изменения своего химического состава воздействовали на вулканиты. Эти растворы, пропитывая породы, обусловили развитие широкого фронта их метасоматических изменений.

Подобные изменения в виде закономерно сменяющих друг друга метасоматических зон вторичных кварцитов, переходящих в алюминиевые руды различного состава, особенно четко видны на геологической карте месторождения Ак-таш, локализованного в палеозойских эффузивах. Среди выделенных здесь семи зон метасоматически измененных дацитов важное практическое значение имеют обедненные кварцем зоны алюмокварцитов-пирофиллитовых с диаспором, диккитовых с диаспором и алунитовых (до 40% алунита). Имеющие практическое значе-

---

[1] Карта и разрез даны в экспозиции с упрощениями; показаны только комплексы разнообразных родственных пород.

[2] Карта и разрез месторождения Музею любезно высланы автором.

[3] Геологический разрез из отчета по Загликскому месторождению любезно предоставила М. В. Дубовская.

ние диаспор, пирофиллит и корунд образовались в процессе разложения полевых шпатов и выноса K, Na, Ca, Si. В образовании основного промышленного источника алюминия — алунита участвовали сернокислые растворы.

С вторичными кварцитами вулканогенных районов, помимо глиноземных руд, часто бывают связаны руды S, Hg, Au, Ag, Sb, Sn, Mo, U и др. (Наковник, 1968).

Метаморфические месторождения

Метаморфическое рудообразование иллюстрируется геологической картой кианитового месторождения Кейвы Кольского п-ова по И. В. Белькову (1963) и геологическим разрезом Китойского месторождения Бурятской АССР (Дубовская, 1961)[4].

Эти типичные месторождения высокоглиноземных силикатных минералов локализованы в древних докембрийских метаморфических толщах, сложенных различными кристаллическими сланцами, гнейсами, кварцитами, амфиболитами. Характерна интенсивная и сложная дислокация метаморфических свит, внедрение гранитоидов, развитие даек и метаморфических жил. Все перечисленные особенности геологического строения месторождений и состав пород свидетельствуют об интенсивных процессах контактового динамического и часто регионального метаморфизма древнейших осадочных песчано-глинистых и других более богатых глиноземом пород, включая бокситы.

Рудные тела представлены сланцами и гнейсами с кианитом, силлиманитом и иногда с корундом. Характерно присутствие других метаморфических минералов: ставролита, граната, плагиоклазов, андалузита, мусковита, кварца, биотита; встречаются графит и углистое вещество.

Рудные горизонты, содержащие до 30 и реже до 50—80% кианита или силлиманита, прослеживаются на расстояния до нескольких километров и заключены в свитах, протягивающихся на десятки километров. Встречаются линзы сплошных руд. Мощность продуктивных горизонтов бывает значительной и достигает на Кейвском месторождении 80—150 *м*. Месторождения данного класса часто содержат большие запасы в основном бедных руд. В промышленности они имеют разнообразное применение: идут для получения легких сплавов алюминия и кремния (силуминов), металлического алюминия и высокоогнеупорного муллита. В алюминиевой промышленности используются концентраты, содержащие не менее 58% глинозема, в огнеупорной — не менее 54%. Во всех случаях вредны даже небольшие примеси железа, щелочей и некоторых других компонентов.

Экзогенные месторождения

В экзогенной группе различаются месторождения коры выветривания и осадочные. Из них каолинитовые и аргиллитовые месторождения подробнее не классифицируются и на стенде в дальнейшем не рассматриваются, так как их эксплуатация пока относится к потенциально возможной или, во всяком случае, они являются второстепенным источником алюминия. К числу потенциально возможных алюминиевых руд относятся также углистые сланцы. Спекание их с известняком и содой не требует дополнительной затраты топлива (сообщение В. А. Ратын-

[4] Геологический разрез из отчета по Китойскому месторождению Музею любезно предоставила М. В. Дубовская.

ского). Такие сланцы известны в угольном месторождении Экибастуз в Казахстане, а также в терриконах некоторых угольных шахт. Бокситовые же месторождения подразделяются на основе более конкретных геологических условий их формирования.

Месторождения бокситов коры выветривания (латеритные)

Месторождения разделяются на 3 группы в зависимости от материнских пород. Они формируются: 1) на основных породах, 2) глинистых сланцах и 3) нефелиновых сиенитах.

Все эти месторождения расположены на возвышенных частях рельефа, где могла происходить интенсивная вертикальная нисходящая фильтрация грунтовых вод, способствующая разложению минералов, выносу щелочей, щелочных земель и кремнезема.

Бокситы латеритного типа приурочены к областям жаркого и влажного климата с засушливыми сезонами и по запасам составляют главную массу бокситовых месторождений мира. Из них преобладают залежи бокситов на основных породах (базальтах, диабазах, амфиболитах и др.), реже — на глинистых сланцах и на нефелиновых сиенитах.

Месторождения осадочных бокситов

Характерным примером бокситоносного района, где сочетаются одновременно латеритные и осадочные залежи, является район Арканзаса. На стенде дана карта «Размещение латеритных и осадочных месторождений в районе холма Залине, Арканзас, США» (по Гордону и др., 1958) с указанием рельефа, почвы бокситоносного горизонта и состава материнских пород. На этой карте хорошо видно, что залежи бокситов латеритного типа расположены на вершине холма, сложенного нефелиновым сиенитом, а осадочные — по его склонам и у подножий склонов. В дополнение к карте даны два геологических профиля, которые еще более наглядно иллюстрируют те же закономерности локализации бокситов.

Осадочные бокситы Арканзаса состоят из обломков и галек латеритного боксита и залегают на силикатных породах. Бокситовые залежи, которые располагаются у подножия холма, чередуются с прослоями лигнитовых глин. Эти бокситы отлагались в озерно-болотных условиях. Дальность переноса бокситового материала не превышала одного километра, считая от подножия холма.

Бокситы, залегающие на силикатных породах, делятся на склоновые, присклоновые и долинные.

Известны и другие типы месторождений бокситов на силикатных породах. К ним прежде всего относится долинный тип, хорошо представленный в Тихвинском районе Ленинградской области. На стенде дана карта размещения бокситовых месторождений на фоне подрудного рельефа. На ней видна приуроченность бокситов к вершинам древних оврагов. Кроме того, дан геологический профиль одного из типичных месторождений.

Помимо бокситовых месторождений на силикатных породах выделяются еще два генетических типа бокситов на карбонатных породах. Такие месторождения называются также карстовыми, так как карбонатные породы, подстилающие бокситы, закарстованы. По типу карста и его тектонической приуроченности различают: а) платформенные (приконтактовые) и б) геосинклинальные (тип терра росса, средиземноморский, площадной).

На тектонические закономерности размещения различных типов бокситовых месторождений впервые обратил внимание А. В. Пейве (1947). Он выделил геосинклинальный и платформенный типы месторождений. Между ними нет строгой границы. Примером могут служить латеритные бокситы платформенного типа в геосинклиналях (Батуми в СССР, Орегон в США), а геосинклинального типа — на платформах (Франция, Китай).

Платформенные карстовые месторождения бокситов распространены среди отложений мезозоя и палеогена в районах Восточного Приуралья, Казахстана и Сибири. Для них характерно залегание бокситов в глубоких карстовых воронках (глубиной до 200—300 *м*) и переслаивание бокситов с глинами, иногда содержащими лигнит. Бокситоносные карсты развиты на известняках вблизи или на контакте с основными породами, поэтому этот тип месторождений получил название «приконтактовый».

Кора выветривания латеритного типа располагается на основных породах. Бокситы имеют обломочное строение, т. е. являются переотложенными. Источником бокситов, вероятно, была кора выветривания основных пород. Карстовые депрессии представляли ловушки для накопления бокситов и сохранения их от последующего размыва.

Месторождения бокситов геосинклинального типа распространены среди палеозойских отложений Урала, Салаира, Восточного Саяна, Средней Азии, Центральной и Южной Европы, о-вов Ямайки и Гаити.

Несмотря на то, что геосинклинальные бокситы по своим запасам далеко уступают платформенным бокситам латеритного типа, объем их добычи немного меньше, чем латеритных. Объясняется это тем, что месторождения геосинклинальных бокситов расположены преимущественно в развитых странах, имеющих достаточно большую энергетическую базу. В Советском Союзе роль геосинклинальных месторождений бокситов также очень велика.

Для геосинклинальных бокситов характерно залегание на закарстованной поверхности известняков и доломитов в форме линз, карманов и пластов. Бокситы покрываются серыми бокситистыми глинами и мергелями, которые кверху постепенно переходят в известняки. Характерно залегание бокситов в основании трансгрессивного цикла морского осадконакопления.

Строение бокситов обломочное и афанитовое. В бокситах Франции, Венгрии и Югославии найдена пресноводная фауна, а в бокситах Урала — отпечатки обуглившихся растений — псилофитов. Эти данные указывают на отложение бокситов на суше. При трансгрессии моря они были захоронены под вышележащими слоями глин, мергелей и известняков. В верхней части бокситовых пластов Урала встречается и морская фауна.

Наиболее молодые геосинклинальные бокситы Ямайки (миоцен-плиоцен) также отложились на суше. Они залегают вблизи поверхности и прикрываются только почвой. Ямайка представляет собой наиболее крупный район бокситовых месторождений геосинклинального типа. Запасы их достигают 1 млн. *т*.

Источником бокситового материала для образования геосинклинальных бокситов, вероятно, была латеритная кора выветривания основных пород. Однако остатки этой коры сохраняются очень редко, поэтому было предложено много других гипотез происхождения геосинклинальных бокситов: гидротермальная, вулканогенно-осадочная, терра росса и даже космическая.

В геосинклинальных областях иногда встречаются и латеритные бокситы, но редко (район Батуми в СССР и штат Орегон в США).

В нижней части стенда помещается диаграмма стратиграфического распределения бокситов, минералогическая их характеристика и карта месторождений алюминиевых руд.

Стратиграфическое распределение бокситов

На диаграмме показано относительное накопление бокситов по геологическим периодам, а также соответственные важнейшие бокситоносные районы.

Начиная от протерозоя и до девона накопление бокситов было очень небольшим, с незначительными колебаниями во времени. В девоне и карбоне бокситонакопление сильно возрастает. Особенно резкое возрастание его произошло в меловом периоде, в палеогене и неогене. Спад образования бокситов в четвертичном периоде, показанном на диаграмме, является предположительным. Объяснение этого спада, возможно, заключается не в изменении условий образования бокситов, а в краткости четвертичного периода (1 млн. лет против 70 млн. лет палеогена и неогена).

Минералогическая характеристика и типы бокситов

На таблице «Минеральная и химическая характеристика бокситов» показано, что главными рудными минералами их являются:

диаспор α—AlOOH (Al_2O_3—85%; H_2O—15%);
бёмит γ—AlOOH (Al_2O_3—85%; H_2O—15%);
гиббсит γ—$Al(OH_3)$ (Al_2O_3—65,4%; H_2O—34,6%).

Здесь же указаны минералы примеси бокситов.

На таблице «Минералогические типы бокситов» показано, что все бокситы по минеральному составу разделяются на три группы:

1) моногидроокисные — диаспоровые и бёмитовые, содержащие Al_2O_3 40—60% и SiO_2 2—15%. Сюда относятся бокситы девона Урала, Салаира и карбона Средней Азии;

2) тригидроокисные (гиббситовые), Al_2O_3 35—45% и SiO_2 5—15%. К этой группе принадлежат меловые бокситы Украины, Казахстана, Сибири и Средней Азии;

3) смешанные (бёмит-гиббситовые), Al_2O_3 35—45% и SiO_2 5—15%. Бокситы, сложенные гиббситом и бёмитом, известны в карбоне Тихвинского, Североонежского, Тиманского и Белгородского районов.

Ранее бокситы разделялись на моно- и тригидратные, но рентгеноструктурным методом было доказано, что в диаспоре, бёмите и гиббсите нет гидратной воды, а есть только гидроксил. Соответственно изменено и написание химических формул этих минералов.

Промышленные минералы алюминия и их генезис

Для раскрытия данной темы экспонируется таблица, в которой приведены химические формулы минералов и содержание в них глинозема, генезис минералов, перечень содержащих их руд и продуктивных пород. Из этих данных вытекают нижеследующие выводы.

Содержание Al_2O_3 в минералах изменяется в широких пределах и, как правило, уменьшается с усложнением их химического состава. В связи с этим глинозема в силикатных минералах и алуните значительно меньше, чем в гидроокислах (бёмит, диаспор). Максимальное содержание глинозема (100%) в корунде, хотя корунд не используется

для получения алюминия. Этот минерал находит самостоятельное применение в качестве абразива.

Существуют некоторые закономерные взаимосвязи между химизмом минералов и их генезисом. В магматических рудах промышленные минералы представлены только щелочными силикатами алюминия (нефелином, реже лейцитом) и связаны они генетически только со щелочными магмами.

Сходные между собой по составу силикаты — кианит, силлиманит и андалузит являются типичными метаморфическими минералами. Несмотря на различные термодинамические условия образования и существующие между этими минералами полиморфные превращения (в ходе многоэтапного, различного по своему характеру, метаморфизма), в месторождениях они часто встречаются совместно.

Алунит, единственный промышленный сульфат алюминия, типичен только для субвулканических месторождений.

Гидроокислы гиббсит, бёмит и диаспор являются типичными экзогенными минералами и непременными компонентами бокситов.

Наконец, выделяется группа минералов с широким диапазоном геологических условий образования и встречающихся в месторождениях разного генезиса. Диаспор и минералы группы каолинита входят в состав бокситов, но, кроме того, они типичны и для субвулканических руд, где образуются при воздействии горячих растворов на вулканогенные породы кислого и среднего состава. Корунд, как известно, тоже типичен не только для метаморфических, но и субвулканических руд. Следует также отметить, что глинозем минералов, образовавшихся при взаимодействии экзогенных или горячих эндогенных растворов с горными породами, заимствован главным образом из разложенных полевых шпатов этих пород.

Схемы получения глинозема и алюминия из бокситов и нефелина

В заключение на турникете демонстрируются схемы переработки на глинозем бокситов и нефелина с последующим получением из глинозема алюминия. Для переработки бокситов взят наиболее дешевый и простой способ русского химика К. И. Байера; технология переработки нефелина разработана советскими учеными. Обе схемы заимствованы из работы С. И. Бенеславского, Ю. К. Горецкого, Л. В. Зверева (1962), где они даны с упрощениями и имеют наглядную графическую форму.

Из сравнения схем можно видеть следующее. Способ Байера позволяет получить 1,9 *т* глинозема из 4,2—4,8 *т* боксита с добавкой 9,25 *т* соды и 0,3—0,4 *т* известняка. Для получения того же количества глинозема из нефелина необходимо его 8 *т*, известняка 14 *т*, а сода в виде добавки не нужна. Большой расход нефелина и известняка в значительной степени компенсируется попутным получением (в процессе обжига и переработки нефелина) 18 *т* шлама для производства цемента и 1,9 *т* соды. Процессы же дальнейшего получения металлического алюминия из глинозема и необходимые для этого затраты электроэнергии и других материалов в обоих технологических способах практически одинаковы.

Карта «Месторождения алюминиевого сырья Советского Союза»

На карте м-ба 1 : 20 000 000, составленной в 1960 г. Ю. К. Горецким на тектонической основе Н. С. Шатского, условными знаками выделены месторождения[5] различных генетических типов.

[5] В 1969 г. карта дополнена новыми объектами.

Среди бокситовых месторождений выделяются геосинклинальные и платформенные. Наибольшее распространение имеют геосинклинальные месторождения, приуроченные к областям палеозойской складчатости — Урала и Салаирского кряжа, Восточного Саяна и Средней Азии.

В платформенных областях формировались бокситы Центральной и Западной Сибири, Казахстана и Русской платформы.

Алунитовые месторождения встречаются в областях развития кайнозойских и палеозойских вулканогенных комплексов. Нефелиновые месторождения связаны со щелочным магматизмом глубинных разломов. В областях фундамента платформ, в районах развития древних метаморфических комплексов Кольского п-ова, Патомского нагорья, Саяна, Прибайкалья и других встречаются месторождения кианита и силлиманита.

Коллекция алюминиевых руд Музея

У стенда находится витрина с образцами алюминиевых руд из месторождений важнейших генетических типов. В коллекции преобладают бокситы как важнейшие в настоящее время алюминиевые руды. Бокситы латеритной коры выветривания представлены образцами месторождений «КМА» Белгородской обл., осадочные на силикатных породах — рудами Аркалыкского (Казахстан) и Соколовского (Урал) месторождений; осадочные на карбонатных породах — образцами девонских месторождений Урала.

Эндогенные руды представлены нефелинами Хибинского месторождения, алунитами месторождений Загликского (Азербайджан) и Беганьского (Закарпатье), дистенами Кейв, силлиманитом Кяхты (Бурятская АССР) и диаспором Семиз-Бугу (Казахстан).

Кроме образцов пристендовой витрины, бокситы различных месторождений Советского Союза находятся в пристендовом шкафу. Здесь подобраны различные типы бокситов уральских месторождений (Соколовского, Южно-Уральского, Козьереченского, Кальинского и др.), казахстанских (Аркалыкского), Тихвинского, «КМА», украинских (Волновахского) и др. Представлены образцы бокситов и некоторых зарубежных стран: Венгрии (Халимба, Сец, Нирад-Изамайор, Искасентдьёдь, Гант) и Китая (провинций Цзяньси и Хунань).

ЛИТЕРАТУРА

Бельков И. В. Кианитовые сланцы свиты Кейв. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1963.

Бенеславский С. И., Горецкий Ю. К., Зверев Л. В. Алюминий. Требования промышленности к качеству минерального сырья, изд. 2, вып. 35. М., Госгеолтехиздат, 1962.

Бушинский Г. И. Закономерности размещения бокситов в геосинклинальных областях. Сб. «Коры выветривания и бокситы Сибири и Дальнего Востока». Новосибирск, 1967.

Галахов А. В. Рисчорриты Хибинского щелочного массива. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1959.

Горецкий Ю. К. Закономерности размещения и условия образования основных типов бокситовых месторождений. «Тр. ВНИИ минерального сырья», 1960, вып. 5.

Наковник Н. И. Вторичные кварциты СССР и связанные с ними месторождения полезных ископаемых, изд. 2. М., «Недра», 1968.

Пейве А. В. Тектоника Североуральского бокситового пояса. Изд. МОИП, 1947.

Ywao S. The Alunite deposits of the Japan. «Japan Geol. Surv. Report», 1949, No. 130.

М. С. БАРСАНОВА

ЭКСПОЗИЦИЯ СИСТЕМАТИЧЕСКОЙ КОЛЛЕКЦИИ МИНЕРАЛОВ В МУЗЕЕ ЗЕМЛЕВЕДЕНИЯ МГУ

За последнее десятилетие минералогия пополнилась большим количеством новых данных по детальному и точному изучению как химического состава отдельных минералов и целых классов природных соединений, так и их кристаллохимической структуры.

Много материала накоплено по силикатам, исследовавшимся кристаллохимической школой академика Н. В. Белова, а также зарубежными исследователями М. Бюргером, У. Тейлором, У. Бреггом и т. д. По сульфидам и их аналогам много новых данных получено Г. Б. Бокием, Н. В. Беловым и его коллегами, а за рубежом — М. Бюргером, Н. Моримото, Е. Хельнером и многими другими. Результаты этих работ изложены в отдельных статьях, монографиях и сводках, вышедших на русском и иностранных языках (Поваренных, 1966; справочник «Минералы», 1960—1967 гг.; Бокий, 1964; Белов, 1961; Штрунц, 1962, 1966; Брэгг и Кларингбулл, 1967).

Данные, полученные по кристаллохимическим особенностям силикатов с крупными катионами (Са и его аналогов, Мп и др.), позволили Н. В. Белову (1961) выделить их структуры в особую, 2-ю главу кристаллохимии силикатов с крупными катионами.

Изучение химии и кристаллохимии минералов с редкими элементами — редкими землями, титаном, цирконием, бериллием и др. (Семенов, 1963) так же дало новый обширный фактический материал, позволивший более точно и по-новому отразить химизм и структурные особенности этих минералов. Полученные данные показали, что в ряде минералов элементы Zr, Ti и Be участвуют в анионных структурных вязях подобно силикатному аниону $[SiO_4]$, занимая позиции, аналогичные кремнию, правда, с более высоким (кроме Be) координационным числом.

Совершенно по-новому представляется сейчас кристаллохимическая конституция боратов (Горбов, 1960; Поваренных, 1966). На основании детального изучения минералов класса боратов установлено структурное подобие их с силикатами, состоящее в способности боратов образовывать пространственные вязи, свойственные силикатам (острова, цепочки, ленты, слои, каркасы), из структурных полиэдров типа $[BO_3]$ и $[BO_4]$. Однако кристаллохимическая конституция боратов близка, но не аналогична силикатам. Отличительной особенностью боратов является частое присутствие кислородно-водородных группировок в комплексных радикалах, что связано с частичной заменой O^{2-} группировками OH^{1-}, а также сосуществование в структурах атомов B в тройной и четверной координации.

Накопление новых кристаллохимических данных, естественно, приводит к необходимости систематического пересмотра конституции и положения отдельных минералов, их групп, а иногда и целых разделов в систематике минеральных видов. Это вызывает необходимость постоянного пересмотра экспозиции систематической коллекции минералов в Музее землеведения МГУ, так как тематика выставок Музея тесно связана с учебными программами профилирующих кафедр и экспозиции коллекций являются прежде всего научным наглядным пособием для студентов университета.

«Систематическая коллекция минералов» в Музее землеведения

занимает 12 осевых витрин отдела «Процессы образования минералов и полезных ископаемых». В коллекции насчитывается до 1500 образцов минералов и минеральных разновидностей. Эта коллекция в настоящее время подверглась переработке и модернизации.

При перестройке выставки и создании новой экспозиции не преследовалась цель создания наиболее детально разработанной общенаучной систематики и классификации минеральных видов. При переработке и модернизации выставки «Систематика минеральных видов» ставилась задача создания учебной экспозиции, основанной на последних научных данных, но вместе с тем отражающей цели и задачи учебного процесса, требующего упрощенной, но по возможности стройной схемы с конституционно-химическим сходством и различием минералов.

Основные положения, которые легли в основу принципов современной общенаучной систематики и классификации минеральных видов, в настоящее время достаточно определены. Они с несколько отличных позиций изложены в работах В. С. Соболева (1949), Х. Штрунца (1962, 1966), в новом 7-м издании «Системы минералов» Дж. Дана (1944—1951) и ряда других авторов.

Эти принципы детально разбирались в отдельных статьях Г. П. Барсанова (1959) и А. С. Поваренных (1966). Все они, так же как и классификация, принятая в справочнике «Минералы», выпускаемом Академией наук СССР (1960—1967), исходят из положения о том, что наиболее существенные и основные черты, определяющие индивидуальные особенности минерального вида — это неразрывно и причинно связанные друг с другом атомарный состав и структура кристаллического тела, т. е. взаимное расположение и связи атомов или их групп в пространстве. Именно от них зависят свойства, определяющие черты различия — сходства у минеральных классов, подклассов, отделов, групп минералов и т. д. Таким образом, современная систематика основывается на кристаллохимических принципах, понимая под кристаллохимией химию твердого, кристаллического тела. Она не должна являться только кристаллоструктурной или, наоборот, абстрактно химической, так как всякая такая систематика неизбежно приведет к элементам эклектики и формализма.

Ссылаясь на положения, изложенные у Г. П. Барсанова (1959), основными факторами, определяющими классификационную схему минералов, можно считать: а) типы химической связи атомов в кристаллах; б) качественный состав атомов (или их групп), входящих в кристалл и связанных друг с другом через тот или иной тип химической связи; в) как и чем окружены атомы в кристаллической пространственной структуре, т. е. координация, межатомные расстояния, тип плотнейшей упаковки и, наконец, мотив структуры. Именно эти факторы (Григорьев, 1962) определяют химию твердого тела, физические и химические свойства минералов и геохимические особенности, т. е. принадлежность определенных групп кристаллохимических соединений к термодинамическим равновесиям в определенных природных процессах.

Сказанное выше целиком относится к тем принципам, на которых строится систематика минералов, применяемая при учебном процессе в МГУ. Они же и положены в основу перестройки экспозиции «Систематика минералов» в Музее землеведения. Первой задачей, возникшей при разработке систематики минералов для экспозиции, было установление последовательности расположения классов друг относительно друга.

Таблица 1

Схема основных признаков для выделения классификационных разделов

Классификационные подразделения	Доминирующий признак для подразделения	Краткая характеристика классификационных признаков для подразделения
I класс	химический состав и тип соединения, определяемый свойством атомов и типом ведущего аниона	выделяются: простые тела — гомоатомные соединения, бинарные соединения, сложные соединения солеобразного типа. Для бинарных соединений класс выделяется по ведущему простому аниону. Для сложных соединений — по составу и пространственному типу ведущего комплексного аниона (какой центральный катион, его валентность, координация)
II отдел и подотдел	химический состав и тип соединения определяемый: типом и характером вхождения водородно-кислородных групп, наличием или отсутствием добавочных анионов, простотой или сложностью катионного состава	для простых тел — по химическому характеру атома, строящего кристаллическое соединение. Для бинарных и солеобразных соединений — вхождение или отсутствие молекулярной воды и форма ее вхождения; сложность соединения при связях аниона с одним или несколькими катионами разного характера и валентности; вхождение или отсутствие простых добавочных анионов, или комплексных анионов, или групп «внедрения» и др.
III подкласс	кристаллохимическое строение (пространственное расположение атомов или их групп друг относительно друга)	тип структурного мотива, определяющий распределение прочнейших связей между атомами, и их пространственные симметрично повторяющиеся группировки для структур с комплексными анионами
IV ряд	подобие химического состава и атомной структуры	выделяются в некоторых сложных по составу и кристаллохимической структуре подклассах, объединяя группы однотипного состава и структуры, но не обладающие совершенным изоморфизмом (например, ряд гранатов, ряд пироксенов, ряд амфиболов, ряд полевых шпатов и т. д.)
V группа	аналогия химического и структурного типа	сходство кристаллического типа соединения, определяемого валентностью и размерной близостью катиона; сходство (тождество) структурного типа, симметрии и параметров кристаллической решетки

Как известно, разными авторами эта задача решается по-разному (Дана, 1944—1962; Шрунц, 1966; Поваренных, 1966, сб. «Минералы» 1960—1967).

В систематике минералов на предлагаемой экспозиции нами принят следующий порядок классов: а) гомоатомные: простые, вещества; б) бинарные: сульфиды и их аналоги, галоидные соединения (фтори-

Таблица 2

Сульфаты

	Главные катионы: Na, K, Cu, Mg, Ca, Fe^{+3}, Zn, Al, Pb, Mn и т. д.						
	химический тип соединения	мотивы структур					неизученные структуры
		координационные	островные	цепочечные	слоистые	каркасные	
Безводные	простые		группы: 1. ангидрита 2. барита 3. аркантита 4. тенардита				
	сложные				гр. глауберита	гр. лангбейнита	
	простые с добавочными анионами					гр. брошантита	
	сложные с добавочными анионами			гр. линарита	гр. алунита-ярозита		
Водные	простые		группы: 1. эпсомита — мелантерита 2. мирабилита 3. халькантита		гр. гипса		
	сложные		группы: 1. шенита 2. полигалита 3. астраханита 4. квасцов		гр. сингенита		
	простые с добавочными анионами						
	сложные с добавочными анионами		гр. кридита				группы: 1. каинита 2. цианотрихита

ды, хлориды, бромиды, иодиды), окислы; в) соединения с комплексными анионами различной конфигурации: карбонаты, сульфаты, фосфаты, арсенаты, ванадаты, вольфраматы, молибдаты, хроматы, бораты и силикаты (включая боросиликаты, цирконо- и титаносиликаты).

Как видно из приведенного перечня главных классов минералов, они выделяются для бинарных и более сложных соединений по при-

знаку, определяющемуся наличием того или иного простого или комплексного аниона. В настоящее время этот признак для выделения классов в кристаллохимических систематиках не вызывает возражения и достаточно обоснован (Барсанов, 1959; Поваренных, 1966).

В табл. 1 помещена схема основных признаков для выделения классификационных разделов, согласно которой сделана экспозиция систематической коллекции минералов в Музее землеведения. Естественно, что кристаллохимическая специфика отдельных типов соединений объединенных в классы, не позволяет формально однообразно и обязательно выделять все классификационные подразделения в каждом классе. Отдельные звенья в схеме классификационных подразделений могут выпадать, а иногда и меняться местами. Так, например, в гомоатомных соединениях (простых телах), естественно, не будет звеньев, построенных на вхождении или отсутствии воды, добавочных анионов, простоте или сложности соединений и т. д., т. е. то, что мы имеем для соединений с комплексными анионами (например, табл. 2).

Класс гомоатомарных соединений будет разбиваться на отделы по несколько иным признакам (табл. 3). То же следует сказать о

Таблица 3

Самородные элементы

Элементы		Мотивы структур					Неизученные структуры
		координационные	островные	цепочечные	слоистые	каркасные	
Металлы	Cu, Ag, Au	гр. меди					
	Pb	гр. свинца					
	Pt	гр. платины					
	Os, Ir	гр. осмия — и ридия					
	Fe	гр. железа					
Полуметаллы	As, Sb, Bi				гр. мышьяка		
Неметаллы	C	гр. алмаза			гр. гафита		
	S		гр. серы				

сульфидах и их аналогах, в которых класс, согласно принятым в настоящее время представлениям о конституции этих соединений, будет разбиваться на соответствующие отделы — простые соединения, двойные сульфиды и их аналоги, дисульфиды, сложные сульфиды, сульфосоли и оксисульфиды; а каждый отдел — на соответствующие структурные подклассы (табл. 4). Несколько иной вариант применения общей классификационной схемы должен, как указывалось многими

Таблица 4

Сульфиды и их аналоги (селениды, арсениды, антимониды, висмутиды, теллуриды)

Главные катионы: Cu, Ag, Fe, Pb, Sn, As, Sb, Bi, Mo, Co, Ni и т. д.

	химический тип соединения	мотивы структур				каркасные	неизученные структуры
		координационные	островные	цепочечные	слоистые		
Сульфиды и простые их аналоги	A_2X	группы: 1. аргентита 2. халькозина 3. дигенита					
	A_9X_8	гр. пентландита					
	AX	группы: 1. галенита 2. сфалерита 3. вюртцита 4. пирротина-никелина 5. миллерита 6. алтаита		гр. киновари	гр. ковеллина		
	A_2X_3			гр. антимонита	группы: 1. аурипигмента 2. теллуро-висмутита		
	A_4X_4		гр. реальгара				
	AX_2	гр. калаверита			гр. молибденита		
	AX_3		гр. скуттерудита				

Продолжение табл. 4

Главные катионы: Cu, Ag, Fe, Pb, Sn, As, Sb, Bi, Mo, Co, Ni и т. д.

	химический тип соединения	мотивы структур: координационные	мотивы структур: островные	мотивы структур: цепочечные	мотивы структур: слоистые	каркасные	неизученные структуры
Двойные сульфиды, их аналоги	$[A]_2X_2$	группы: 1. халькопирита 2. борнита					гр. германита
Дисульфиды и их аналоги	$A[X^2]_2$		группы: 1. пирита 2. кобальтина 3. арсенопирита 4. лёллингита				
Сложные сульфиды и их аналоги	A : X как 1 : 2 до 1 : 6			группы: 1. сильванита 2. бертьерита 3. джемсонита 4. козалита 5. буланжерита 6. бурнонита 7. галеновисмутита 8. фрейслебенита 9. лорандита 10. иорданита			группы: 1. линдстремита 2. цинкенита 3. нагиагита
Сульфосоли	$[AS_3]^{3-}$		группы: 1. пираргирита 2. блеклых руд				
	$[AS_4]^{3-}$	гр. энаргита					
Окси-сульфиды							гр. кермезита

авторами (Соболев, 1949 и др.), осуществляться для класса силикатов и боратов.

Кристаллохимические особенности этих классов определяются большим разнообразием типов соединений и способностью комплексных анионов $[SiO_4]$, $[BO_3]$ и $[BO_4]$ образовывать структурные вязи через общие кислороды, что связано с определенной величиной валентной насыщенности кислорода по отношению к центральному катиону, окруженному 4 и 3 кислородами. В результате на внешнем поле валентные усилия кислорода равны или меньше, чем соответствующие валентные связи между кислородами и центральными катионами (отношение $Si : O = 1$; $B : O = 1$ или $^3/_4$ для аниона $[BO_4]$). Благодаря этому образуются полианионные звенья типа: $[Si_2O_7]$, $[Si_3O_9]$, $[Si_6O_{18}]$, $[Si_2O_6]$, $[Si_4O_{10}]$, $[(Al_xSi_{n-x})O_{2n}]^{x-}$ и др. Аналогичные полианионные звенья мы имеем и для боратов, где дело усложняется возможностью сочетания в одной структуре $[BO_4]$ и $[BO_3]$, а также заменой кислорода на гидроксил в вершинах тетраэдров и треугольников. Эти структурные вязи (со связанными с ними катионами, добавочными анионами и т. д.) логично и удобно выделять в подклассы с островными, цепочечными, слоистыми и каркасными мотивами.

Такое подразделение по структурным мотивам было предложено впервые после работ по изучению структуры силикатов У. Г. Брэггом и У. Л. Брэггом (1937). В дальнейшем оно было принято всеми исследователями силикатов. Здесь необходимо отметить, что распространение этих же понятий на другие минеральные классы, как нам кажется, имеет одну особенность, которую следует учитывать при употреблении этих структурных терминов применительно к другим классам. Дело в том, что в силикатах и боратах (отчасти, быть может, в арсенатах и ванадатах), благодаря особенностям, указанным выше, мы встречаемся действительно с пространственными одномерными, двумерными и трехмерными вязями из основных анионных групп элементов, образующих непрерывный структурный мотив. В остальных же классах мы этого не имеем, и представление о мотивах (особенно в остальных солях кислородных кислот) создается так же по пространственному положению друг относительно друга, но изолированных анионных групп, связывающихся уже в непрерывную структуру через те или иные катионы. Поэтому, применяя в предложенной классификационной схеме соответствующие подразделения под теми же названиями мотивов структур, что для силикатов и боратов, мы отчетливо сознаем имеющуюся принципиальную разницу.

По существу большинство классов солей кислородных кислот имеют один структурный подкласс — с изолированными комплексными анионами. «Слоистость», «цепочечность», «каркасность» и т. д. — это лишь тип пространственного взаимного расположения не связанных друг с другом в общую вязь, анионных групп (связывающихся обычно через катионы).

У силикатов сильно развиты процессы замещения в анионных структурных вязях. Так Si замещается бором, бериллием, алюминием, титаном и цирконием. В соответствии с этим в подклассах выделяются боросиликаты, бериллосиликаты, алюмосиликаты, титано- и цирконосиликаты (табл. 5).

В соответствии с изложенным, к экспозиции систематической коллекции минералов в Музее землеведения, сопровождающей выставку, сделаны аннотационные таблицы для каждого класса. В настоящей статье мы приводим только несколько типовых таблиц. При рассмотрении этих таблиц следует учитывать, что пустые клетки — это не от-

Таблица 5

Слоистые силикаты, алюмосиликаты, боросиликаты, бериллосиликаты, титаносиликаты

	Главные катионы: Na, K, Ca, Mg, Be, Al, Fe^{3+} и т. д.				
	основные радикалы	безводные		водные	
		без добавочных анионов	с добавочными анионами	без добавочных анионов	с добавочными анионами
Силикаты	сетки: $[Si_4O_{10}]^{4-}$		группы: 1. пирофиллита-талька 2. каолинита 3. серпентина		группы: 1. керолита 2. галлуазита 3. палыгорскита 4. апофиллита
Алюмосиликаты	сетки: $[AlSi_3O_{10}]^{5-}$		группы: 1. мусковита 2. биотита		
	сетки: $[AlSi_3O_{10}]^{5-}$ $[Al_2Si_2O_{10}]^{6-}$ $[(Al_xSi_{4-x})O_{10}]$		группы: 1. хрупких слюд 2. хлоритов 3. пренита		группы: 1. гидрослюд 2. вермикулита 3. монтмориллонита 4. сапонита
Боросиликаты	сетки: $[Be_2Si_2O_8(OH)_2]^{4-}$	гр. датолита			
Бериллосиликаты	сетки: $[Be_2Si_2O_{10}]^{8-}$ $[Be_2Si_6O_{13}(OH)_4]2-$	группы: 1. гадолинита 2. эпидидимита			
Титаносиликаты	сетки: $[TiSi_2O_7]^{2-}$ $[TiSi_4O_{12}]^{4-}$		группы: 1. лампрофиллита 2. астрофиллита		гр. мурманита

сутствие вообще соответствующих минеральных групп в данном классе и подклассе, а их отсутствие в коллекциях Музея, из-за чего они, естественно, не попали в таблицы, отражающие конкретно выставку, а не общенаучную классификацию и систематику всех минералов. Мы надеемся, что с течением времени коллекция минералов в Музее землеведения будет расти и тем самым заполнятся соответствующие пропуски в экспозиции и пустые клетки в аннотирующих ее классификационных таблицах.

В период работы над экспозицией систематической коллекции минералов большую помощь нам оказывали сотрудники кафедры минералогии геологического факультета МГУ, в особенности заведующий кафедрой профессор Г. П. Барсанов и доценты кафедры Л. К. Яхонтова и Г. И. Бочарова, которым мы выражаем глубокую благодарность.

ЛИТЕРАТУРА

Барсанов Г. П. Принципы современной классификации минералов. «Тр. Минералогич. музея АН СССР», вып. 9. М., Изд-во АН СССР, 1959.
Белов Н. В. Кристаллохимия силикатов с крупными катионами. М., Изд-во АН СССР, 1961.
Бокий Г. Б. Кристаллические структуры арсенидов, сульфидов, арсеносульфидов и их аналогов. Новосибирск, 1964.
Брэгг У., Кларингбулл Г. Кристаллическая структура минералов. М., «Мир», 1967.
Горбов А. В. Основы генетической классификации боратов. «Тр. Научн.-исслед. ин-та галлургии», вып. 40. Л., 1960.
Григорьев Д. П. Основы конституции минералов. М., Госгеолтехиздат, 1962.
Минералы (справочник), тт. I—III. М., Изд-во АН СССР, 1960—1967.
Поваренных А. С. Кристаллохимическая классификация минеральных видов. Киев, 1966.
Семенов Е. М. Минералогия редких земель. М., Изд-во АН СССР, 1963.
Соболев В. С. Введение в минералогию силикатов. Львов, 1949.
Штрунц Х. Минералогические таблицы. М., Гос. научно-техническое издательство литературы по горному делу, 1962.
Dana's. System of mineralogy, vol. I—III. New York, 1946—1951.
Strunz H. Mineralogische Tabellen. Leipzig, 1966.

П. Н. ЧИЖИКОВ

ХАРАКТЕРИСТИКА ПРИРОДНЫХ ЗОН И ПОЧВ НА КОМПЛЕКСНОМ ПРОФИЛЕ

Природная зональность Русской равнины при ее большой протяженности с севера на юг представлена с такой полнотой и выразительностью, какие не встречаются нигде на земном шаре. В Музее землеведения этой теме посвящен целый отдел «Природная зональность». Значительное место в нем занимает зональность почв, которые В. В. Докучаев, открывший закон природной зональности, называл зеркалом ландшафта.

На стендах каждой зоны, от тундры и до пустыни включительно, представлены характерные особенности следующих компонентов природного комплекса: климата, растительности, животного мира, почв; на некоторых стендах — почвообразующих пород и рельефа. Географическая карта показывает расположение природных зон на Русской равнине. Несколько фотографий характеризуют типичные для нее

пейзажи. Центральное место на стенде, посвященном каждой зоне или подзоне, занимает предложенный нами ключевой комплексный профиль. Ему сопутствуют различного рода характеристики отдельных компонентов ландшафта данной зоны. У основания стенда помещены монолиты почв, типичных для зоны.

В настоящей статье излагается содержание большого комплексного профиля, пересекающего природные зоны с северо-запада на юго-восток. Но вначале остановимся на комплексных профилях, как на особом способе изображения природных компонентов. Частные профили на стендах, посвященных отдельным зонам, можно рассматривать как ключевые к главному профилю через все зоны.

В специальной литературе можно часто встретить профили, на которых изображены рельеф, растительность, а иногда вместе с ними и почвы той или иной территории. Эти профили обычно пересекают отдельные междуречья, склоны горных систем, а также элементы мезо- и микрорельефа и показывают связь с ними растительности и почв. Кроме этого подобный профиль характеризует природные условия территории по трем компонентам. Следовательно, такой профиль уже можно назвать комплексным. Профили, на которых было бы показано большее количество природных компонентов, в литературе не встречались. Не известен также и опыт составления профилей с одновременным показом растительности, почв, рельефа и почвообразующих пород по зонам. Эта сложная задача поставлена на комплексных профилях нашего Музея; но решение ее находится лишь в начальной стадии.

Вместе с тем разработка этой темы очень важна. На профиле, хотя и в статическом изображении, мы видим соприкосновение и как бы взаимопроникновение компонентов. Представляется возможным показать и некоторые их качественные особенности, которые в соответствии с идеями В. В. Докучаева отражаются в диалектических связях и взаимозависимостях между ними. Мы не можем называть такие профили ландшафтными, так как на них показаны не все компоненты той или иной зоны, но в праве называть их комплексными.

Касаясь метода изображения комплексных профилей, на наш взгляд, всегда, когда позволяет масштаб, следует отходить от абстрактных обозначений. Условность в изображении неизбежна в печатных изданиях, но в музейной практике желательно всячески стремиться к тому, чтобы изображение природы было натуралистичным. Лишь один признак, играющий важную роль в ландшафте, трудно сделать таковым — время. Все другие компоненты должны иметь сходство с изображаемыми объектами, а не изображаться условной окраской. Условной в таком изображении неизбежно будет лишь масштабность. К примеру, растительность междуречья, имеющего протяженность несколько десятков километров, будет неизбежно показана высотой, измеряемой не километрами, а сантиметрами, и т. п.

Особенно не желательна условность изображений почв. Хорошо известно, что названия почвенных типов в почвоведении подчинены народной практике и даны по окраске. Но в их изображении важно правильно передать не только окраску верхнего горизонта, по которому названа почва, но и характер перехода от одного горизонта к другому и окраску нижних горизонтов. После знакомства с таким изображением посетитель запоминает образ почвы, тогда как условная окраска исчезает из памяти.

В верхней половине зонального комплексного профиля изображен в разрезе типичный для зоны рельеф и характерная раститель-

ность. Оба компонента удобно совмещаются в виде уходящей в перспективу панорамы. Удаляясь в глубь изображения, рельеф и растительность дают некоторое представление о характере пейзажа данной зоны. На таком профиле можно видеть непосредственную связь различного характера растительности с ее приуроченностью к определенным элементам рельефа. В нижней половине комплексного профиля изображен разрез почвенного профиля и менее измененная почвообразованием материнская порода.

Может показаться, что почвообразующие породы находятся на отдаленном расстоянии от растительного покрова и не влияют на его характер. Но такое влияние существует, хотя оно и осуществляется через почву. О том, что непосредственное влияние характера растительного покрова отражается на формировании того или иного вида почв, хорошо известно. Но особенности растительного покрова при участии в почвообразовании неизбежно отражаются и на изменении материнских пород, на преобразовании их литологических особенностей.

Таким образом, в профильном изображении с участием нескольких компонентов наглядно выявляется взаимосвязь между ними как факторами-почвообразователями, и ее результаты в виде почв разного характера.

Если в указанной взаимосвязи можно видеть взаимовлияние растительности, почв и почвообразующих пород, а также влияние на них рельефа, то труднее представить, какое влияние оказывают три названных компонента на рельеф. Трудность возникает вследствие того, что оно осуществляется при участии других факторов (климата, времени). Однако, несомненно, что с течением времени на рельеф наложит свой отпечаток растительность характером сомкнутости и задернованности, а материнская порода и почва — характером литологических свойств.

На профилях из-за отсутствия соответствующих данных показаны лишь три компонента; не охарактеризованы различия в климате, нет грунтовых вод. Но и такие профили позволяют судить о характере компонентов природного комплекса отдельных зон, т. е. об определенной ступени в познании ландшафта.

Переходя от профильного изображения природных компонентов отдельных зон к изображению природной зональности на Русской равнине в целом, необходимо сказать, что первая попытка создания такого профиля была сделана в 1927 г. М. М. Филатовым [1]. Оригинал профиля Филатова, имеющий протяженность 3 *м*, хранится в почвенном отделении биолого-почвенного факультета Московского университета.

Хотя почвам на этом профиле и отведено главное место, кроме них изображены рельеф, растительность и материнские породы. Так же как и почвы, эти компоненты прослеживаются во всех зонах, показывая тем непосредственную связь между ними; следовательно, такой профиль также можно назвать комплексным. Проведен он начиная с севера по 40-му меридиану, а ниже 55-й параллели — по 44-му меридиану и заканчивается у предгорий Кавказа. Перемещение с одного меридиана на другой, как указывает автор в пояснительном тексте, связано с желанием захватить приволжские мощные черноземы и наиболее представительные почвы сухих степей. На нем слева направо следуют зоны начиная от сухой степи до тундр включительно.

[1] М. М. Филатов. Меридиональный схематический профиль почв Европейской части СССР. «Тр. Гос. почв. ин-та НКЗМ РСФСР», вып. 1. М., 1927.

Профиль состоит из трех частей, отделенных друг от друга. Две верхних изображены графически, нижняя — в красках. На верхней — отдельно показан изгиб земной поверхности, который виден и на изображении других компонентов. К нему сверху приурочено линейное изображение смены высот, начиная от Кавказа до Северного Ледовитого океана с указанием высотных отметок наиболее характерных пунктов. Средняя часть состоит из двух полос, из которых верхняя разграфлена на отрезки с номерами почв, следующих от полупустыни до тундры, и о которых дается пояснение в особой текстовой части. В нижней полосе символами обозначены, принятые в геологии четвертичные отложения. Все графическое изображение объединено общим заголовком: «Рельеф, почвы и подстилающие породы».

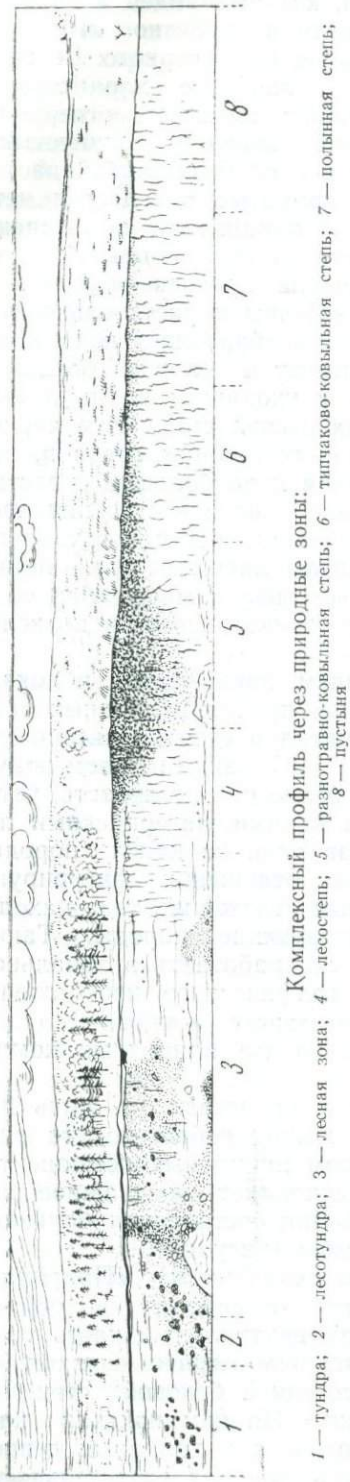
Под графическим изображением помещена красочно оформленная часть общего профиля под названием «Почвы и растительность». На ней главное внимание сосредоточено на изображении почв в их смене с юга на север. Профиль почвы занимает в два раза большую площадь, чем растительный покров вместе с уходящим вдаль пейзажем. От левого края профиля почвы сухих степей сменяются черноземами, затем идут почвы лесостепи, хвойно-лиственных лесов и, наконец, почвы тундры. В красочном исполнении дано большое сходство с натурой каждого типа почв не только в цвете, но и в строении профиля и, где возможно, в структуре. Растительность несколько удалена от переднего плана и показана в очень мелком масштабе. Как видно, сделано это с тем, чтобы сгладить несоответствие в масштабах ее и почв, иначе, скажем, подзолистый горизонт может оказаться по величине равным дереву.

Главная задача, стоящая перед профилем, заключалась в показе смены почв с юга на север, что же касается прочих природных компонентов, то только растительность изображена в своем взаимодействии с почвами как равнозначащий фактор. С какими элементами рельефа связана та или иная почва, а тем более растительность, установить трудно. Нельзя также сказать и с какими материнскими породами связана растительность. Да и неизвестно, на каких породах развита почва; в названиях четвертичных отложений фигурируют горные породы, взятые с карты четвертичных отложений, т. е. находящиеся на большой глубине, а не почвообразующие породы. Таким образом, верхняя графическая часть явно «не работает» в зональном плане. При получившейся оторванности графического изображения рельефа и породы от почвенного и растительного покрова теряется зрительное восприятие темы комплексного показа природных компонентов.

Хотя на почвенном профиле Филатова представлены лишь два зональных компонента, взаимосвязанных между собой, но его идея построения профилей с большим количеством природных компонентов в зональном плане для Русской равнины сохраняет свое важное значение. Эта идея и послужила нам основой для составления большого комплексного профиля из четырех компонентов (рисунок).

Большой комплексный профиль, озаглавленный «Природные зоны», находится в Музее во вводном зале отдела «Природной зональности». Его следует рассматривать как центральную часть триптиха, так как по обе стороны располагаются тематически связанные с ним две картины. Рядом с тундрой, на соседней боковой стене, на той же высоте изображен пейзаж Арктики. На нем показан край стаивающего ледника, отложенные им морены, а в долинных депрессиях — водно-ледниковые образования. Здесь еще нет растительности,

нет почв, а видна суровость климата и формирующиеся породы. На другой картине, по соседству с пустыней, в профильном изображении показана схема высотной поясности Кавказа, начиная от субтропиков Черноморского побережья и кончая нивальным поясом.



Комплексный профиль через природные зоны:
1 — тундра; *2* — лесотундра; *3* — лесная зона; *4* — лесостепь; *5* — разнотравно-ковыльная степь; *6* — типчаково-ковыльная степь; *7* — полынная степь; *8* — пустыня

Профиль имеет протяженность 9,2 *м* и высоту 1,2 *м*. Хорошая обозреваемость его достигается тем, что он расположен во фризе вдоль самой верхней части стены. Смена зон Русской равнины на нем показана слева начиная от тундры и до пустыни.

В отличие от профиля Филатова он не связан с каким-либо меридианом, а является синтетическим, идеализированным в том смысле, что по каждой зоне в обобщенной форме сделана попытка показать наиболее характерное в признаках, свойственных каждому из ее компонентов. Формальным поводом к тому послужили две причины. Во-первых, знакомясь ближе с природной зональностью, мы видим, что даже на такой равнине, как Русская, очень часто происходит ее нарушение. Как было отмечено, для того чтобы показать наиболее представительные для зоны признаки почвы, и избежать зонально не характерные, Филатов был вынужден с одного меридиана переходить на другой. Во-вторых, известно, что природные зоны на Русской равнине сменяют друг друга не с севера на юг, следуя меридиану, а с северо-запада на юго-восток.

Второе отличие данного профиля заключается в том, что на нем в красочном оформлении изображены четыре компонента природного комплекса — климат, растительность, почвы и почвообразующие породы, как равноправные участники в создании ландшафта каждой зоны. Конечно, и такое изображение не дает полного представления о ландшафте, но на данном этапе применения профильного метода нам представляется, что участие четырех весьма важных компонентов дает возможность прогнозирования характера ландшафта.

На профиле показан слабый намек на сферичность Земли, лишь напоминающий о ней, а не отражающий фактическую кривизну и ее влияние на зональность. Не показаны и характер неровностей рельефа, так как на Русской равнине они не играют существенной роли в

формировании зон, а скорее наоборот, только благодаря ее равнинности и отсутствию гор так хорошо выражена горизонтальная природная зональность. Лишь некоторые намеки на изменения рельефа по зонам намечены в пейзаже.

На профиле изображены характерные особенности каждой природной зоны и постепенность изменения существенных признаков отдельных компонентов при следовании с северо-запада на юго-восток. Показаны также и нарушения в их закономерной смене. Однако любые «незональные» явления, и в первую очередь литологические свойства породы, в разных зонах проявляют себя различно, а значит, и в этом случае закон зональности сохраняет свое значение.

Хотя климат и является главным зонообразующим компонентом, но по понятным причинам, его изображение было возможно лишь через некоторые косвенные признаки. Его зональные особенности изображены вверху профиля в виде различной окраски неба при разной облачности у разных зон: в тундре серые нависающие облака; у северной границы лесной зоны в облаках наблюдаются небольшие просветы. Далее к югу лесной зоны облака начинают постепенно светлеть и разреживаться. В лесостепи они уже значительно разрежены и сохраняют лишь некоторое скопление у самого горизонта. В степи голубое небо с редкими светлыми облаками. При переходе в сухую степь небо становится почти совсем безоблачным, на горизонте оно местами тускло-коричневое от запыленности, которая к югу заметно усиливается. В пустыне безоблачное голубое небо.

Второй компонент — растительность. Она показана двояко — по бровке секущего разреза и в перспективе. На Крайнем Севере, в тундре на первом плане — серебристый олений мох; в перспективе на его фоне пестрит буроватая растительность плоско-бугристых и пятнистых тундр с изредка поблескивающими на заднем плане озерками. На юге тундра сменяется лесотундрой. Для нее характерно чередование участков, занятых болотной растительностью тундры с редко расставленными березами, елями и участков, занятых лесом. В глубине пейзажа лес уходит вдаль по долинам рек.

За лесотундрой следует огромная лесная зона, занимающая половину нашей страны. Она начинается редколесьем. Лес показан в первичном его состоянии — еловый на суглинистых и более тяжелых почвах, сосновый приурочен к песчаным почвам. Лишь единично в нем вкраплена береза. В перспективе видны речные долины. Заканчивается лесная зона подзоной широколиственного леса; дубравный лес местами вдается в лесостепь.

Лесостепной пейзаж занимает центральную часть профиля. Он представлен луговыми пространствами степи, чередующимися с островами леса. В южной половине, где островки леса исчезают, в степи появляются «осиновые колки». Они приурочены к равнинному пространству с увлажненными степными понижениями — «блюдцами».

Вслед за луговой степью появляется разнотравно-ковыльная, затем типчаково-ковыльная, а еще южнее сухая полынная степь — полупустыня. Далее к югу она разреживается, все больше становится видной оголенная от растительности поверхность; полупустыня переходит в пустыню со светлыми пятнами солончаков. На скальных породах Устюрта растительность становится до крайности разреженной; далее на песчаной пустыне выделяется саксаул.

Под растительным покровом изображены почвы, смена которых по зонам тесно связана с характером растительности. Почвы тундры под мохово-лишайниковой растительностью торфянисто- и торфяно-

глеевые; они имеют синеватую окраску оглеенности, когда развиты на сероватой морене, и тускло-желтоватые оттенки на водно-ледниковых отложениях. В разрезе видны также почвы пятнистой тундры, выделяющиеся своим светло-буроватым цветом, которые далее в глубине пейзажа, на повышениях рельефа входят в комплекс с почвами полигональных тундр. С приближением к лесотундре торфянистый слой болотных почв становится более мощным. Но как только появляются песчаные и супесчаные водно-ледниковые отложения, под слоем органических остатков в почве возникает слабое оподзоливание. Вначале оно едва заметно, а далее при следовании из лесотундры в лесную зону, вытягиваясь светлой полосой, постепенно возрастает. Одновременно в почве все меньше обнаруживаются синеватые оттенки оглеенности.

В лесной зоне с ее умеренно влажным климатом, обусловливающим промывной режим, образуются почвы подзолистого типа. На большом протяжении с севера на юг климат заметно становится теплее, что неизбежно влияет на характер растительного покрова и, следовательно, на почвы. На самом севере под хвойным (еловым) лесом непосредственно под лесной подстилкой идет небольшой подзолистый горизонт, мощность которого к югу возрастает. При дальнейшем увеличении к югу тепла и света под пологом смешанного леса увеличивается количество наземной травяной массы и подзолистые почвы сменяются дерново-подзолистыми. Изменение же климата к югу выражается не только в накоплении органического вещества в почве, но и в более интенсивном выветривании минеральной массы материнской породы. В результате почвообразования вместе с возрастанием мощности подзолистого горизонта увеличивается также и выраженность иллювиального накопления, которое на профиле почвы показано в виде бурого горизонта. Говоря о возрастании к югу выраженности подзолистого процесса, нельзя упускать из вида, что это явление связано также и с большей древностью и длительностью почвообразования на юге страны.

В изображении постепенности изменения подзолистых почв с севера на юг, в ряде мест показано нарушение зональности. В трех случаях оно связано с резким изменением характера литологических особенностей материнской породы. В одном из них нарушение вызвано появлением карбонатной морены. В частности, на большой площади к югу от Финского залива, где к поверхности выходят известняки и доломиты, на образовавшейся карбонатной морене сформировались темные дерново-карбонатные почвы, своим обликом напоминающие черноземы. Во втором случае подзолистый тип почвообразования сохраняется, но к югу постепенность в его изменениях нарушается. Это происходит в почвах, развитых на флювиогляциальных песках; мощность подзолистого горизонта у них значительно меньше, чем у почв, развитых на суглинистых и более тяжелых породах, расположенных как к северу, так и к югу от них. В третьем случае в почвах показаны два подзолистых горизонта с песками, высоко подстилаемыми мореной (один горизонт вверху, а другой на контакте с мореной).

В пределах зоны подзолистых почв на профиле показаны также два темных пятна торфяно-глеевых почв в комплексе с торфяниками. Они возникли в пониженных участках рельефа и на тяжелых маловодопроницаемых породах, например на озерных глинах, залегающих недалеко от поверхности. Такие почвы в данной зоне занимают около

18% ее площади; следовательно, их также можно рассматривать как явление зональное.

На юге лесной зоны в подзоне широколиственного леса кроме дерново-подзолистых почв образуются почвы серые лесные. На небольшом протяжении они сменяются следующими тремя генетическими видами: светло-серыми, серыми и темно-серыми лесными. Кроме окраски их отличает от других почв ореховая структура, хорошо различимая и на профиле.

В лесостепи появляются черноземы. У северной своей границы они имеют малую мощность, буроватые оттенки выщелоченного от карбонатов горизонта В. По мере движения к югу мощность гумусового горизонта нарастает, у наиболее богатого гумусом мощного чернозема ближе подходят снизу карбонаты. У следующего подтипа чернозема обыкновенного и далее у южного чернозема по мере движения к югу мощность гумусового горизонта убывает и ниже его начинают выступать карбонаты. В профиле черноземов можно видеть особенности структуры и некоторое различие в строении отдельных подтипов. Выразительность этой части профиля позволяет напомнить, что именно в этой зоне с хорошо выраженной постепенностью переходов одного подтипа в другой при движении с севера на юг, с развитием данных почв на одной и той же лёссовой породе и при значительной равнинности рельефа у Докучаева возникла идея о почвенной, а затем и о природной зональности.

Южнее черноземов, с возрастанием сухости климата и обеднением растительности, в полупустыне появляются почвы каштанового типа, окрашенные в коричневые цвета. В цвете и структуре также прослеживается строение данного типа. Как и в предыдущих зонах, здесь происходит закономерная смена подтипов почв: у северной границы располагаются темно-каштановые, далее идут каштановые и, наконец, на юге светло-каштановые почвы сменяются переходными к почвам пустыни бурыми почвами. В комплексе с названными почвами показаны солонцы с темновато-коричневым иллювиальным горизонтом и столбчатой структурой.

В зоне пустыни с редко расставленной полынной растительностью появляются сероземы с их однообразным строением, окрашенные в светло-желтоватый цвет. На их фоне и на растрескавшейся от жары поверхности показаны светлые серовато-синеватые пятна солончаков. У серо-бурых почв в районе выхода скальных пород Устюрта почва пустыни приобретает другие оттенки, что, как видно, связано с характером материнской породы. У песчаных почв под саксаулом очень трудно проследить процесс почвообразования. Это тоже один из случаев, когда почвы, развитые на песках, неясно отражают зональные особенности своей зоны.

Наконец, последний компонент, разместившийся внизу профиля,— почвообразующие породы, пожалуй, наиболее трудный для изображения. Под почвообразующей породой подразумевается толща, захваченная почвообразованием, вследствие чего такие ее характерные признаки, как окраска, текстура, изменены почвообразованием и не могут быть показаны с достаточной полнотой. Они начинают обнаруживаться лишь в самых нижних горизонтах почвы. Трудно установить принадлежность породы к тому или иному генетическому типу в зоне тундры. В этом случае и почва и порода одинаково окрашены в серо-синеватый цвет до самой вечной мерзлоты. Даже морена в тундре имеет серый цвет, рассматриваемый некоторыми исследователями как явление зональное. Когда морена богата валунами, а водно-ледниково-

вые отложения слоисты, то только в этих признаках и можно усмотреть принадлежность почвообразующей породы к определенному генетическому типу.

В северной части лесной зоны заметное разнообразие в характер почв вносят различные ледниковые отложения. Красно-бурая и карбонатная морены достаточно ясно переданы в окраске. Показано, что в одном месте они подстилают озерные ленточные глины и отчасти этому обязано появление заболоченных почв, в другом, она высоко подстилает водно-ледниковые супеси и пески. В случае близкого подхода к поверхности известняков, образовавшаяся из них карбонатная морена послужила причиной появления дерново-карбонатных почв.

За ледниковыми отложениями к югу следуют лёссовидные некарбонатные суглинки («покровные суглинки»). Они обнаруживаются в пределах почвенного профиля присутствием ореховатой структуры. В зоне лесостепи у них появляется карбонатность, которая отчасти связана с близким подходом к поверхности коренных карбонатных пород, что также показано на профиле. Однако коренные породы на Русской равнине подходят непосредственно к поверхности редко, поэтому лишь у восточной ее окраины показано появление красноватого мергеля. Карбонатность в суглинках на севере небольшая, к югу начинает усиливаться, и лёссовидные суглинки сменяются лёссом, а еще южнее — высококарбонатной лёссовой породой. Постепенное нарастание карбонатности к югу — явление отчетливо зональное. На самом юге, в пустыне, тоже как зональное явление, ниже карбонатного горизонта изображены скопления гипса.

Художественное оформление большого полотна комплексного профиля имеет свою историю. В 1955 г. Художественный фонд поручил оформить небольшой профиль (длиной 3,2 *м*) художнику В. Н. Перельману. Однако тема оказалась настолько сложной, что ему не удалось ее выполнить. Изобразить природу разных зон и показать в цвете различие между ними было нелегко. Большие трудности возникли при изображении разреза почвы, объекта для художников нового и малопонятного. Возникали сложности при разномасштабном совмещении надземной (пейзажной) части профиля с почвенным разрезом и материнскими породами.

Пытался выполнить эту работу художник Музея А. А. Ульянов (опыт предложенных им эскизов впоследствии был учтен).

Затем заказ передали пейзажисту Карееву, однако и ему не удалось показать в цвете различия в сложном строении почвы между зонами.

Наконец, работа была поручена художнику А. С. Шишмарову, у которого был некоторый опыт по копированию профиля Филатова. Им она была выполнена на уровне, который удовлетворил Музей как с художественной, так и с научной стороны. Занятия по профилю с посетителями разной степени подготовленности (со студентами и особенно с преподавателями географии) показали их большую заинтересованность в более развернутой характеристике природных зон. Работа над большим профилем, выполненная А. С. Шишмаровым, признана удачной и профиль вполне оправдывает свое назначение.

Под профилем (внизу стендов) размещены 26 почвенных монолитов, которые иллюстрируют изображенную на нем смену почв по зонам. Конечно, в такой иллюстрации трудно показать все, что изображено на профиле в переходах от одного типа почв к другому, но главное и характерное в монолитах представлено и дополняет профильное изображение.

В почвах тундры можно видеть нарастание к югу торфяного слоя.

Почву лесотундры с ее карликовым подзолистым горизонтом представляет монолит, взятый на Кольском п-ове на морене, с литологическими особенностями которой связан особый, железисто-гумусово-иллювиальный облик почвы.

В лесной зоне наряду с зональными подзолистыми и дерново-подзолистыми представлены почвы, в которых видно или нарушение зональности, или некоторые отклонения в зональных признаках, связанные с особым характером материнской породы. Среди них дерново-карбонатные оподзоленные, развитые на карбонатной морене; «поддубицы» — почвы, развитые под дубравным лесом на озерных суглинках; подзолистая почва с двумя гумусовыми горизонтами, развитая на двучленном отложении. В этих монолитах особенно наглядно выступает значение материнской породы в почвообразовании.

Под лесостепью, изображенной на профиле, выставлены монолиты светло-серых, серых и темно-серых лесных почв; среди степных почв — выщелоченный, тучный чернозем, развитый на лёссовых породах, обыкновенный чернозем — на элювии красной пермской глины.

Под полупустыней и пустыней выставлены подтипы каштановых почв и столбчатый солонец, а южнее — серозем и солончак, а также серо-бурая почва Устюрта на грубой щебенчатой породе с накоплением внизу гипса.

При знакомстве с отделом «Природной зональности» посетителям, незнакомым с почвоведением, удобнее начинать обзор природы с отдельных зон и заканчивать знакомством с данным профилем, а ориентированным в почвоведении — начинать с него, а затем переходить к более углубленному рассмотрению отдельных зон.

П. Н. ЧИЖИКОВ

ОБ ИЗМЕНЕНИИ СТРОЕНИЯ ЗОНАЛЬНОЙ ПОЧВЫ ПОД ВЛИЯНИЕМ ХАРАКТЕРА МАТЕРИНСКОЙ ПОРОДЫ

На стенде «Широколиственные леса» в отделе «Природные зоны» Музея землеведения помещен комплексный профиль, на котором под лесной растительностью изображены широко распространенные дерново-подзолистые почвы, а на их фоне — небольшие пятна темных почв. Внизу стенда поставлены монолиты почв данной лесной подзоны и среди них монолиты темных почв.

Они были доставлены в Музей как почвы серые лесные. Такое название им было дано еще прежними исследователями, работавшими в районе взятия монолитов. Однако при более близком знакомстве обнаружилось, что их нельзя относить к серым лесным почвам. Эти почвы имеют лишь некоторое внешнее сходство с серыми лесными, но по строению профиля и физико-химическим свойствам отличаются от них. В настоящей статье автором поставлена задача показать отсутствие в них признаков, характерных для серых лесных почв, дать объяснение возникновению в них темноцветности и присутствию их среди дерново-подзолистых почв.

Рассматриваемые темные почвы встречаются на территории бывшего лесного заповедника «Тульские засеки», расположенного в Кранивинском районе, в правобережной части р. Упы, вблизи северной границы черноземов. Последнее обстоятельство имело известное влия-

ние на взгляд исследователей этого заповедника, так как вблизи северной границы чернозема должны находиться серые лесные почвы, как почвы переходные к дерново-подзолистым.

На присутствие серых лесных почв среди господствующих в заповеднике дерново-подзолистых было обращено внимание местных лесоводов. Но они не могли найти объяснения, почему отсутствует различие в характере лесной растительности на таких генетически разных почвах, как почвы, принимаемые за серые лесные и на дерново-подзолистых. Чем можно объяснить, что после тщательных исследований на них не обнаруживалось различий в бонитете леса? Одновременно возник и другой не менее важный вопрос — как объяснить, почему на дерново-сильноподзолистых почвах хорошо растет весьма требовательный к условиям питания ясень.

Первым исследователем почв заповедника был Г. Н. Высоцкий (1906). Основная работа его проходила в Тульских засеках на левой стороне р. Упы, где распространены настоящие серые лесные почвы. В правобережную же часть он сделал лишь короткий заезд, где в трех неглубоких разрезах по аналогии с почвами левобережья назвал почву серой лесной. Все последующие исследователи данной территории придерживались определения, данного Высоцким. В более поздней по времени работе по заповеднику А. А. Завалишина (1951) указано, что среди дерново-подзолистых почв присутствуют серые лесные и даже темно-серые лесные почвы.

Однако при близком знакомстве с почвенным покровом территории заповедника, а также во время препарировки взятых на ней для Музея монолитов обнаружилось, что почвы, принимаемые за серые лесные, лишь по окраске самой верхней части профиля сближаются с ними, а по остальным признакам очень заметно от них отличаются и сближаются с почвами гидроморфного ряда. Выяснилось, что у данных почв нет характерной приуроченности к нижним частям склонов, какая встречается у серых лесных почв в комплексе с дерново-подзолистыми почвами.

Их незначительные по размерам пятна эпизодически встречаются и на выровненной поверхности водораздела и на различных частях склона (рисунок). Распределение их нельзя связать и с особым харак-

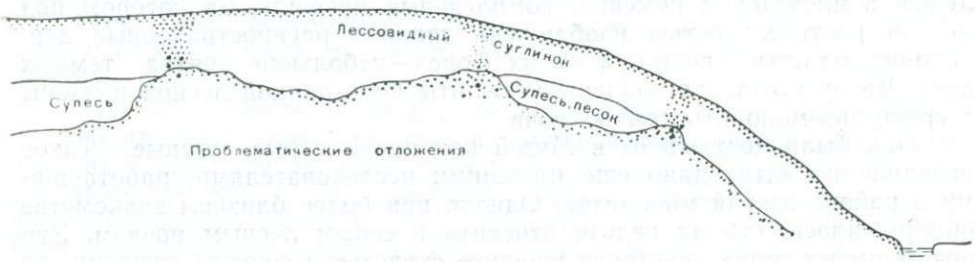


Схема распределения темноцветных почв по рельефу и в зависимости от подхода к поверхности проблематических отложений

тером современного растительного покрова. Весьма вероятно, что в истории развития растительного покрова территории в плейстоцене можно было бы найти ответ на связь его изменения во времени с изменениями характера литологии материнских пород и эволюцией почв. Хотя трудно допустить, что на месте небольших пятен серых лесных

почв в прошлом существовала травяная растительность и мощная лесная формация долго не могла занять их.

Если нет определенных связей между появлением темных почв и характером рельефа, растительности, то остается один фактор, с которым только и можно связать их образование — это материнская порода с ее особыми литологическими свойствами. Высоцкий назвал материнские породы заповедника лёссовидными суглинками. Лёссовость породы как и близость территории заповедника к зоне чернозема, как видно, также давала ему основание сравнивать данные почвы с серыми лесными. Завалишиным материнские породы обозначаются как «тяжелые палевые покровные, большею частью безвалунные суглинки». В этом, хотя и не совсем правильном названии материнской породы подмечены некоторые черты, которыми действительно наделена данная порода. Автор заметил также и еще одну ее особенность — эпизодическое присутствие в некоторых разрезах этих почв кремневого галечника, содержание которого к низу профиля обычно увеличивается.

Наше исследование (1954) показало, что на глубоко расчлененной части Средне-Русской возвышенности, недалеко от поверхности залегают палеозойские породы, а у самой поверхности лежат некарбонатные лёссовидные суглинки. На размытой очень неровной поверхности палеозойских отложений, литология которых, к сожалению, нам осталась неизвестной, обычно лежат водно-ледниковые супеси и пески, прикрытые лёссовидными суглинками. Наряду с таким строением толщи породы в некоторых местах супеси и пески исчезают из профиля и к поверхности подходят очень тяжелые суглинки, близкие к глинам, представляющие собой продукты переработки коренных пород. Их-то, собственно, и имел ввиду Завалишин, когда называл материнскую породу тяжелосуглинистой. Этот автор, как видно, не придавал значения в почвообразовании такому строению материнской породы, которое можно назвать двучленным: сверху палевый лёссовидный суглинок, ниже сменяющийся тяжелым суглинком. Это и есть та материнская порода, на которой развиты более темноокрашенные почвы, принимаемые за серые лесные.

Господствующие в заповеднике дерново-подзолистые почвы развиты на лёссовидных суглинках, на той или иной глубине подстилаемые водно-ледниковыми песками и супесями, а темноокрашенные почвы — на вышеупомянутой материнской породе с двучленным строением, в которой лёссовидные суглинки с глубины около 80 *см* и ниже сменяются тяжелыми суглинками. При этом обращает на себя внимание следующая деталь: в водно-ледниковых отложениях встречается местами галечник как в рассеянном виде, так и в виде скоплений. Местами галечник заходит в лёссовидный суглинок. Но наибольшее количество галечника встречается (как вверху, так и особенно внизу) в толще двучленного отложения, являясь как бы литологическим признаком этого образования. В природной обстановке темноокрашенные почвы нередко обнаруживаются по присутствию галечника вблизи поверхности.

Кремневый галечник, отмеченный Завалишиным в «темно-серых лесных» почвах, и нами в темноокрашенных почвах, не вызывал подозрения о какой-либо его роли в образовании этих почв. Но в одном из разрезов наряду с галечником и крупными кремневыми обломками булыжника нам встретились обломки известнякового щебня. Это помогло объяснить появление пятен темноокрашенных почв среди дерново-подзолистых.

Катион кальция, отщепляясь от известняковых обломков, поступает в почвенный раствор, в процессе десукции мощным дубравным транспиратором подтягивается вместе с почвенным раствором к верхним горизонтам и коагулирует органическое вещество. Эта находка, повторившаяся еще в одном разрезе, дала толчок к первому объяснению появления в заповеднике темных почв, которые многие исследователи описывали как серые лесные.

В образовании темных почв наряду с известной ролью кальция как коагулятора (фиксатора органического вещества в почвенном профиле) сыграл роль и характер двучленного строения материнской породы, который обусловил особые физические свойства почвы. Такое строение хорошо видно из данных механического состава, приведенных в табл. 1.

На первом профиле лёссовидный тяжелый суглинок сменяется с глубины около 100 *см* породой глинистого состава. На такой материнской породе двучленного строения сформировалась наиболее темная почва. Ее тяжелосуглинистый механический состав в верхней половине профиля обусловлен главным образом присутствием большого количества тонкодисперсных частиц, которые, по-видимому, накопились в результате процессов, связанных с интенсивной биологической аккумуляцией. На втором профиле серой темноокрашенной почвы глинистая толща залегает значительно глубже, на глубине ниже 150 *см*. Этим, по нашему мнению, и можно объяснить относительно более светлую ее окраску по сравнению с предыдущей почвой.

Несомненно, что характер строения механического состава материнской породы приводит к особому водному и воздушному режиму почвы. Атмосферные осадки, относительно легко поступающие в верхнюю толщу лёссовой породы, при нисходящем токе задерживаются нижней глинистой толщей, что неизбежно приводит к возникновению сезонного избыточного увлажнения почвы, к плохой циркуляции в ней воздуха. В результате происходит замедленное разложение органиче-

Таблица 1

Механический состав темноцветных и дерново-подзолистых почв (метод Качинского)

Название почвы	Горизонт	Глубина образца, *см*	Потеря от обработки, %	Фракции (*мм*), содержание (%) от веса сухой почвы						
				0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	0,001	0,01
Темноцветная («темно-серая»)	A_1	0—8	2,01	—	7,43	45,61	10,55	15,19	19,21	44,99
	»	15—22	1,43	—	4,03	51,28	10,64	14,23	18,41	43,28
	A_1A_2	30—38	1,08	—	4,04	50,32	8,25	11,13	25,28	44,56
	B_1	50—58	1,46	—	6,48	40,54	6,64	15,52	31,36	51,47
	B_2	88—96	1,25	—	4,27	45,44	6,49	14,03	28,52	49,04
	$B_к$	137—145	1,67	1,28	10,01	28,40	6,81	14,16	37,61	57,58
	BC	188—196	0,92	—	14,52	33,63	3,33	14,16	33,44	50,93
Темноцветная («серая»)	A_1	1—11	2,34	—	1,16	58,30	14,46	8,94	14,80	38,20
	»	18—28	1,85	—	0,95	60,40	13,40	7,40	16,00	36,80
	B_1	38—48	2,47	—	3,73	46,80	11,70	10,10	25,20	47,00
	B_2	76—86	2,48	—	1,03	45,40	8,00	11,11	32,10	51,10
	$B_к$	120—130	2,95	—	1,35	48,10	9,10	8,26	30,94	48,30
	BC	180—195	3,20	0,63	1,77	34,80	9,90	12,90	36,90	59,60
Дерново-среднеподзолистая	A_1	0—8	1,11	—	6,07	57,54	4,81	16,63	13,84	35,48
	A_2	12—20	0,43	—	3,34	68,76	8,56	13,17	5,21	26,84
	B_1	23—30	0,74	—	3,78	60,20	5,61	10,23	19,44	35,28
	B_2	65—75	0,83	—	6,57	44,28	6,57	12,23	29,52	44,32
	B_3	162—180	0,69	—	9,79	48,48	3,93	9,91	27,20	41,04
	BC	210—212	1,47	—	6,81	65,12	2,24	6,38	18,48	28,60

ского вещества. Кроме того, вблизи контакта лёссовидного суглинка и глинистой породы происходит иллювиальное накопление полуторных окислов, которые на глубине около 40—50 *см* образуют комплексные органоминеральные соединения, что является причиной накопления значительного количества гумусовых веществ не только в самой верхней части профиля, но и на большой глубине.

Такова, по нашему мнению, роль литологии материнской породы в образовании своеобразных «темных пятен» в почвах территории заповедника. Чтобы более наглядно проиллюстрировать ее роль, еще раз обратимся к данным табл. 1. В третьем профиле данные механического состава относятся к господствующей на территории заповедника дерново-подзолистой почве, развитой на лёссовидном суглинке относительно большой мощности. Здесь мы видим в отличие от почв темноцветных типичную картину распределения илистых частиц по профилю, свойственную почве элювиального ряда, развитой на однородной материнской породе.

Остановимся на описании морфологических признаков темноокрашенных почв. Наиболее темные почвы, которые Завалишиным были названы «темно-серыми», встречающиеся под дубравным старолесьем, имеют следующие признаки:

A_1 0—22 *см* — темно-серый, зернистый и крупнозернистый, суглинистый.

A_1A_2 22—44 *см* — несколько светлее предыдущего, но книзу вновь темнеет; структура неопределенная, то в виде коротких плит, то неясно ореховатая; несколько тяжелее предыдущего; на гранях отдельностей кремнеземистая присыпка.

B_1 44—55 *см* — темно-бурый, с коричневатыми оттенками и более темными пятнами; разнородной структуры, напоминающей ореховатую; тяжелосуглинистый, плотноватый, изредка встречается галька.

$B_2B_к$ 65—120 *см* — бурый, с коричневатым оттенком; с неясно выраженной ореховато-призматической структурой; глинистый с включениями гальки, плотный; с железисто-гуматными корочками на гранях.

BC 120—190 *см* — светло-бурый книзу с желтизной; глыбистый с порами, окаймленными охристыми и оглеенными стенками; количество галечника увеличивается и среди него крупные обломки кварцитов.

На описанном профиле обращают на себя внимание следующие характерные признаки почвы. Темная окраска верхней части гумусового горизонта после некоторого посветления вновь становится темнее, что не характерно для серых лесных почв. Здесь можно допустить, что накопление органического вещества произошло позднее, когда оно стало входить в комплексное соединение с полуторными окислами. Вторая особенность этих почв заключается в большей неопределенности формы структуры — она то плитовидная, то неясно ореховато-зернистая, в то время как у серых лесных почв, как известно, она в отличие от других почвенных типов является весьма характерной — ореховатой. Третья особенность морфологии данных почв заключается в присутствии признаков оглеения в нижнем ее горизонте. Все перечисленные признаки свойственны почвам гидроморфным, а не серым лесным.

На стенде «Широколиственные леса», кроме таких темноокрашенных почв, которые по окраске верхней части гумусового горизонта сближаются с темно-серыми лесными почвами, помещены монолиты с почвами, названными вышеупомянутыми авторами серыми и светло-серыми лесными. В действительности же при более детальном исследовании было выяснено, что это не серые лесные почвы. Не останавливаясь на описании морфологии этих почв, отметим лишь в них то, что отличает их от серых лесных почв. У них нижняя часть гумусово-

го горизонта, как и у выше описанных, также темнее окрашена, чем верхняя; потемнение происходит на глубине около 27—47 *см*, а у светло-серых (в виде облаковидного потемнения) на глубине около 38—48 *см*. У зональных же серых лесных почв гумусовый горизонт заканчивается на глубине около 25 *см*. Как в поле, так и во время тщательного препарирования почвенных монолитов в Музее нам не удалось обнаружить у них типичной для зонального типа серых лесных почв ореховатой структуры.

Рассмотрим некоторые данные химических анализов темноцветных почв и для сравнения с ними дерново-подзолистых почв заповедника.

Содержание гумуса в верхней части темноцветных почв не отличается от содержания в типичных темно-серых и серых лесных почвах, и только в нижней части горизонтов А и В (где у последних оно сильно убывает) процент его довольно высок. Можно допустить, что состав гумуса и его красящая способность внизу профиля другие, чем у зональных почв элювиального ряда. У темноцветных почв наблюдается относительно высокое содержание поглощенных оснований не только в верхней части профиля — у дернового горизонта, но и в нижней части, что также, возможно, вызвало повышенное содержание гумуса внизу. Однако не исключается, что увеличение содержания гумуса на контакте с иллювиальным горизонтом способствовало pH; как видно из таблицы, оно близко стоит к 5. При таком pH и происходит взаимная коагуляция органического вещества и полуторных окислов.

Иное распределение рассматриваемых элементов по профилю у местных дерново-подзолистых почв. Подзолистый и нижележащие горизонты бедны гумусом и поглощенными основаниями, содержание которых только в иллювиальном горизонте, в нижней части профиля начинает несколько увеличиваться. Но есть в химическом составе и то, что очень сближает темноцветные почвы с дерново-подзолистыми и что, по-видимому, является причиной отсутствия различий в бонитете между древостоем на тех и других почвах, а также объясняет и присутствие ясеня на дерново-сильноподзолистых почвах. Прежде всего не видно различия между ними в содержании гумуса в дерновом горизонте; в данных Завалишина у дерново-подзолистых почв процент гумуса не уступает черноземным почвам. Мощность дернового горизонта у подзолистых почв заповедника также довольно значительная (очень часто близка к 10 *см*). Как видно, данные физико-географические условия благоприятны для биологической аккумуляции элементов плодородия. Это видно также из того, что нет существенного различия в кислотности между темноцветными и дерново-подзолистыми почвами.

Вместе с тем имеются основания к предположению, что в период заселения территории дубравным лесом и появления ясеня, известняковые включения в материнской породе находились в большом количестве. Они не только тормозили развитие подзолистого процесса, но играли также большую роль в круговороте веществ, способствуя накоплению органического вещества и элементов зольного питания растений.

В итоге проведенного исследования можно сделать следующие выводы.

1. Кажущаяся при первом знакомстве с почвообразующей породой однородность ее профиля при более углубленном исследовании обнаруживает заметное различие в литологии верхней и нижней его частей.

2. В тех случаях, когда лёссовидный суглинок эпизодически подстилается породой тяжелого механического состава, на фоне дерново-подзолистых почв появляются темноцветные почвы. Первой причиной их появления, по-видимому, является присутствие в нижней толще включений обломков известняка, катион кальция которого несомненно сыграл большую роль в накоплении органического вещества.

Таблица 2

Содержание гумуса, поглощенных оснований и кислотность темноцветных и дерново-подзолистых почв

Название почвы	Горизонт	Глубина образца, *см*	Гумус, %	Поглощенные основания, *мг · экв*/100 *г*		pH водный	pH солевой
				Ca	Mg		
Темноцветная («темно-серая»)	A_1	0—10	7,17	14,15	2,17	6,10	4,47
	»	10—20	4,34	8,47	2,91	5,65	4,02
	A_1A_2	23—33	2,40	7,11	1,33	5,47	4,16
	B_1	37—43	1,70	10,86	1,45	5,61	4,22
	B_2	58—68	0,86	15,34	3,73	6,93	4,37
Темноцветная («серая»)	A_1	0—10	4,08	8,00	1,41	6,32	5,09
	»	18—28	1,04	6,02	1,00	6,62	4,72
	B_1	38—48	1,15	11,00	2,33	5,93	4,22
	B_2	76—81	0,68	13,52	3,58	5,75	4,02
Дерново-среднеподзолистая	A_1	0—8	5,81	14,29	10,38	5,96	4,31
	A_2	12—20	0,74	2,30	1,97	5,57	4,02
	B_1	23—30	0,39	4,99	4,93	4,88	3,93
	B_2	65—75	0,23	9,83	8,14	5,02	4,11
Дерново-среднеподзолистая	A_1	0—7	11,66	27,30	4,96	6,02	5,38
	A_2	10—16	0,87	2,91	1,04	5,47	4,55
	B_1	30—40	0,48	8,11	1,53	4,46	3,98
	B_2	90—100	0,49	11,12	3,21	4,36	3,87

3. В последующие этапы развития почвы, хотя вследствие разложения и выщелачивания извести роль кальция снизилась, вместе с усилением иллювиального накопления илистых частиц возникло избыточное увлажнение, ставшее второй причиной в накоплении органического вещества уже внизу гумусового горизонта.

4. Таким образом, принимаемые прошлыми исследователями темноокрашенные почвы заповедника за серые лесные на самом деле являются почвами, стоящими в ряде почв гидроморфных. Однако степень увлажнения их не настолько велика, чтобы вредно отразиться на характере лесной растительности, а судя по агрохимическим показателям обеспеченность их элементами питания, а также создаваемые ими условия питания растений примерно такие же, как и у дерново-подзолистых почв в заповеднике. Это и явилось причиной сходства в бонитете и характере древесной растительности на тех и других почвах, чего не могло случиться, если бы почвы были серыми лесными.

ЛИТЕРАТУРА

Высоцкий Г. Н. Естественноисторические условия «Тульских Засек». «Тр. опытных лесничеств», вып. 4, 1906.

Завалишин А. А. К вопросу о генезисе почв заповедника «Тульские Засеки». «Уч. зап. Ленингр. гос. ун-та», сер. биол. наук, 1951, вып. 27.

Чижиков П. Н. К выяснению лесорастительных условий заповедника «Тульские Засеки». «Тр. Ин-та леса АН СССР», 1954, т. 23.

И. А. ДАНИЛОВА-МАКАРЫЧЕВА

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДАННЫХ СПОРОВО-ПЫЛЬЦЕВОГО АНАЛИЗА ПРИ СОЗДАНИИ В МУЗЕЕ ЗЕМЛЕВЕДЕНИЯ ЭКСПОЗИЦИЙ ПО ПАЛЕОГЕОГРАФИИ И СТРАТИГРАФИИ АНТРОПОГЕНА

При разработке экспозиций, посвященных флорам и растительности плейстоцена и голоцена, вопросам стратиграфического расчленения отложений и палеогеографических реконструкций, в Музее (сектор «Кайнозойская история Земли») широко используются материалы, полученные в результате микропалеоботанического исследования четвертичных отложений, т. е. изучения заключенных в них ископаемых пыльцы и спор.

Спорово-пыльцевой анализ является наиболее плодотворным из существующих палеоботанических методов изучения континентальных отложений. Он прочно вошел в практику геологических, геоморфологических, палеогеографических и других исследований и в настоящее время превратился почти в универсальный метод изучения стратиграфии четвертичного периода.

Метод спорово-пыльцевого анализа включает послойное статистическое изучение видового состава ископаемых пыльцы и спор, заключенных в отложениях, и на основании этих данных восстановление облика растительного покрова и его изменений во времени в течение прошедших геологических эпох.

Пыльца и споры имеют чрезвычайно большое распространение в природе. Они в огромных количествах (сотни тысяч и миллионы зерен на одно производящее растение в период цветения) выпадают из генеративных органов растений и разносятся воздушными течениями на расстояния от десятков метров до сотен километров по горизонтали и до нескольких сотен метров по вертикали (Е. Д. Заклинская). Постепенно они оседают на поверхности почвы, озер и болот, превращаясь в одну из составных частей образующихся континентальных отложений. Так как «спорово-пыльцевой дождь» подобного рода выпадает ежегодно, то споры и пыльца присутствуют почти во всех видах континентальных осадков и даже в морских. В течение всего времени накопления изучаемых осадков характер растительности фиксируется в комплексе продуцируемой ею пыльцы и спор, т. е. в так называемых спорово-пыльцевых спектрах. С изменением физико-географических условий изменяется и растительность, что с большей или меньшей точностью отражается на составе спорово-пыльцевых спектров.

Обилие пыльцы и спор, широкое их распространение и прекрасная сохраняемость в ископаемом состоянии (благодаря особенной стойкости их оболочек против различного рода агентов выветривания), а также возможность получения некоторых средних характеристик растительности при изучении пыльцы и спор обусловливают серьезные преимущества спорово-пыльцевого анализа перед другими методами палеоботанических исследований.

Все эти специфические особенности пыльцы и спор, несмотря на ряд недостатков, присущих спорово-пыльцевому методу (трудность в ряде случаев видового определения пыльцы и спор, несохраняемость пыльцы некоторых видов в ископаемом состоянии и др.), позволяют при помощи спорово-пыльцевых спектров восстанавливать ландшафты

геологического прошлого Земли, не ограничиваясь, в отличие от прочих палеоботанических методов исследования, получением списка флор, а давая возможность восстанавливать тип растительности, существовавший в период образования изучаемых отложений (Е. Д. Заклинская, В. П. Гричук).

Кроме того, спорово-пыльцевой анализ осадков косвенно «дает возможность вполне конкретного суждения о совершавшихся в прошлом изменениях климата» (А. И. Москвитин).

Изучение состава пыльцы и спор имеют также и стратиграфическое значение. «Последнее обусловлено тем, что пыльца большей части древесных пород в силу своей летучести в каждый данный момент образует на значительной площади очень своеобразные спектры, очень мало изменяющиеся с локальной сменой экологических условий (в противоположность травяной пыльце и спорам). Это обстоятельство дает нам все основания принимать, что спектры древесной пыльцы с близкими числовыми значениями своих компонентов, сменяющиеся в разрезе одновозрастных отложений в одинаковой последовательности, являются синхроничными. Так как сопоставление разрезов ведется по пыльцевым диаграммам, то фактически выделение синхроничных горизонтов сводится к нахождению участков кривых совокупности, показанных на диаграмме видов или родов» (В. П. Гричук).

Благодаря микропалеоботаническим исследованиям советских и зарубежных ученых в настоящее время известно многое об особенностях и отличиях в развитии и изменении растительности и климата межледниковых эпох и послеледникового времени. Доказано также, что результаты спорово-пыльцевого анализа с достаточной надежностью могут использоваться для установления возраста отложений или корреляции изучаемых разрезов. Поэтому в последнее время исследователи четвертичного периода все чаще и с бóльшим успехом используют результаты спорово-пыльцевого анализа для распознавания межледниковых и межстадиальных образований, а также межледниковых отложений разных эпох.

Для характеристики растительности ледниковых, межледниковых и межстадиальных эпох в Музее составлены сводные развернутые спорово-пыльцевые диаграммы и карты: «Растительность СССР в эпоху максимального оледенения», «Растительность СССР в эпоху мгинского (днепровско-валдайского) межледниковья», «Растительность СССР и Западной Европы в эпоху послеледникового климатического оптимума», «Современный растительный покров СССР и Западной Европы», «Палеогеографическая карта Русской равнины в эпоху валдайского оледенения». Эти карты иллюстрируют одну из характерных закономерностей развития растительности (а косвенно и климата) антропогена — ритмичное ее изменение, особенно четко проявлявшееся в ледниковых районах. В связи с неоднократными наступаниями ледников ботанико-географические зоны смещались то к югу, то к северу. Карты сопровождают циклограммы, построенные на данных пыльцевого анализа, которые дают представление о составе лесов разных районов в прошлом.

Сводные развернутые спорово-пыльцевые диаграммы на экспонатах «Разрез четвертичных межледниковых отложений на р. Истре» (Подмосковье), «Лихвинский (Чекалинский) разрез межледниковых озерных отложений» и «Разрез межстадиальных отложений с. Ильинское» (близ Можайска) дают возможность показать различия в раз-

витии растительности (в частности, лесов) межледниковий и межстадиалов, а также разных межледниковых эпох.

Кроме того, развернутые диаграммы применены при разработке центрального экспоната «Изменение основных типов растительности и главных представителей флор в течение антропогена» (стенд «Флора и фауна антропогена»).

На экспонате в хронологическом порядке размещены диаграммы наиболее полно изученных разрезов разных районов, сопровождаемые рисунками характерных растений конца плиоцена, ледниковых и межледниковых эпох. Пыльцевые диаграммы наглядно демонстрируют здесь не только провинциальное различие в развитии растительности отдельных регионов СССР, но и еще одну характерную особенность эволюции растительности антропогена — направленное изменение флористических элементов в составе растительности средних широт, выразившееся в постепенном вымирании теплолюбивых видов и появлении впервые на Земле полярных и арктических флор.

Показу провинциальных различий растительности посвящен экспонат «Схема изменения климата и провинциального своеобразия в развитии лесов в межледниковую и ледниковую эпохи (средний плейстоцен)». На схеме сопоставляются леса запада и востока Русской равнины, Западной и Восточной Сибири и Дальнего Востока. Схема составлена по материалам главным образом спорово-пыльцевого изучения большого количества разрезов.

Кроме того, данные спорово-пыльцевого анализа использованы и при разработке экспозиций, посвященных показу методов стратиграфического расчленения континентальных четвертичных толщ (стенды «Четвертичный период — антропоген», «Азиатская часть СССР в антропогене»). Специальная схема «Расчленение отложений антропогена северо-запада Русской равнины по пыльце и спорам» знакомит с руководящими для разных эпох плейстоцена видами пыльцы и спор, которые используются для расчленения и определения относительного возраста четвертичных отложений этой территории.

Предполагается, что использование результатов пыльцевого анализа — одного из перспективных современных методов изучения отложений — будет осуществляться и в дальнейшем при разработке экспозиций второго плана.

Н. Г. КОМАРОВА

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ВЫСОТНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ ГОРНЫХ СИСТЕМ ВОСТОЧНЫХ ОКРАИН АЗИИ И ИХ ОТРАЖЕНИЕ НА ФАСАДНЫХ ПРОФИЛЯХ

Начало изучению высотной зональности (поясности) как одного из проявлений всеобщей связи и взаимообусловленности явлений в природе было положено еще А. Гумбольдтом. К настоящему времени накоплены обширные сведения о причинах высотной зональности, установлены основные закономерности как отдельных природных компонентов (почв, растительности, климата), так и высотной зональности ландшафтов суши.

На основании изучения большого фактического материала и последующих обобщений установлены соотношения между высотной зональностью, с одной стороны, и горизонтальной поясностью и сек-

торностью — с другой; даны определения понятий поясно-секторных типов структуры высотной зональности; созданы обобщающие схемы типов высотной зональности (в виде колонок, круговых спектров, диаграмм, треугольников) различных горных систем: Советского Союза (Станюкович, 1955), Анд и других горных систем тропических стран (C. Troll, 1959), западного и восточного макросклонов Анд (Лукашова и Алексеев, 1969) и др.

В последние годы ведутся большие исследования по установлению глобально-материковых закономерностей высотной зональности (Рябчиков, 1968; Лукашова, 1969), уточняющие и развивающие «идеальную» единую схему Тролля (C. Troll, 1948).

В настоящей статье автор на конкретном примере горных систем окраинных частей Восточной Азии наглядно иллюстрирует некоторые общие закономерности высотной зональности, выявляет особенности, обусловленные местными факторами, прослеживает миграцию и интерференцию высотных зон, структуру высотных спектров в зависимости от поясных и секторных факторов.

Рассматриваются следующие горные массивы (с севера на юг): 1) материковый фасад — Анадырское плоскогорье, Колымское нагорье, Юдомо-Майское нагорье, Джугджур, Становой хр., Буреинский хр., Сихотэ-Алинь, Маньчжуро-Корейские горы, Тайханшань, Наньлин, Юньнаньское нагорье, Аннамские горы; 2) островной фасад — Корякское нагорье, Камчатка, Курильские о-ва, Японские о-ва, о-ва Рюкю, о. Тайвань, Филиппинский архипелаг.

Меридиональное простирание горных систем на протяжении более 7500 *км* с севера на юг и в то же время различная степень удаленности их от океана позволяют выявить большие различия в типах высотных спектров в соответствии с широтной поясностью и секторностью.

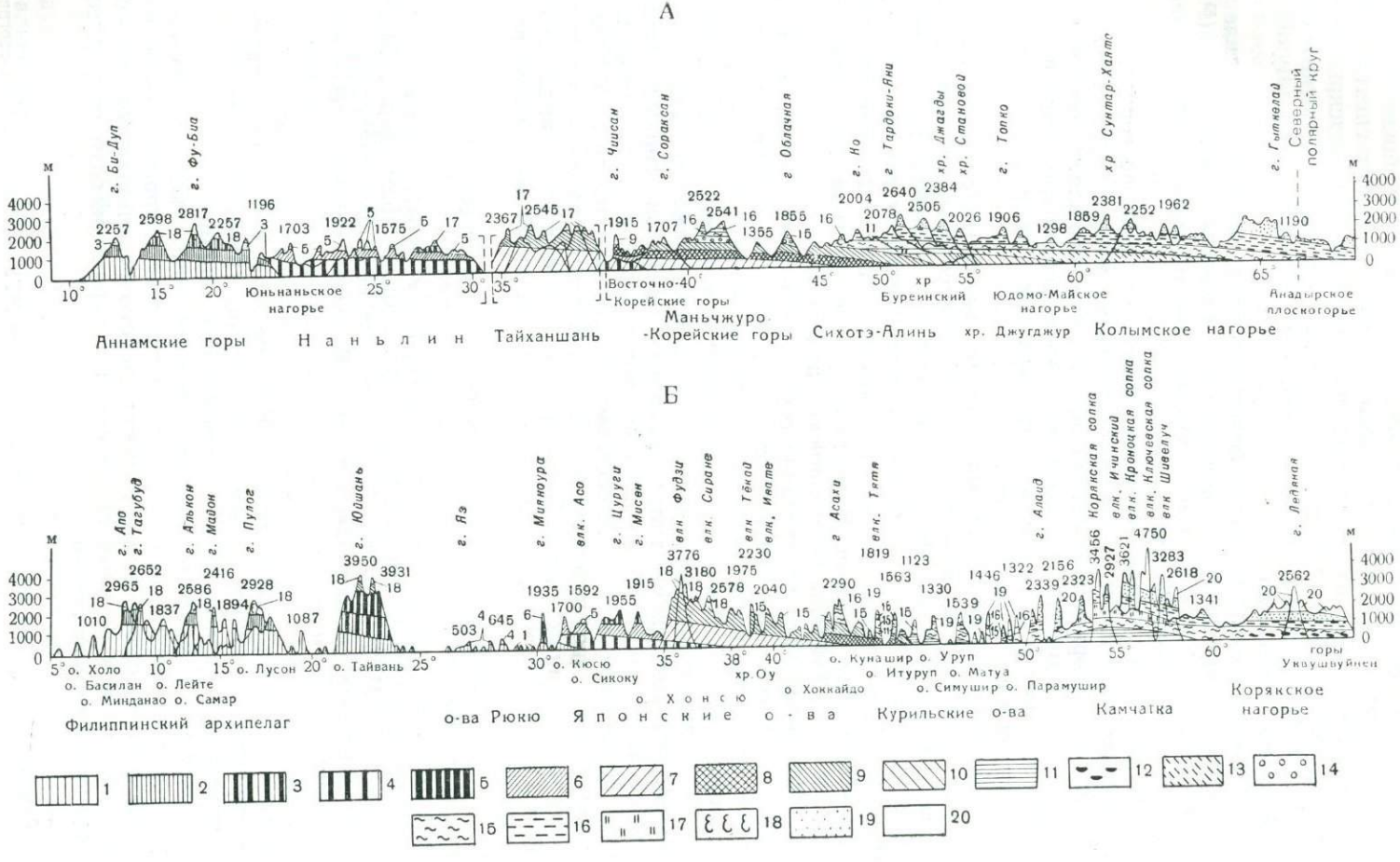
В последующем исследовании автор предпримет попытку создания обобщающей схемы типов высотных спектров горных систем окраинной Восточной Азии, подобно тому, как это было проделано Е. Н. Лукашовой и Б. А. Алексеевым (1969) на примере Анд Южной Америки. Вероятно, интересным может оказаться сравнение высотных спектров окраинных частей Восточной Азии и горного Запада Северной и Южной Америки, расположенных по западной и восточной периферии Тихого океана.

Данная статья построена на основе анализа составленных автором двух фасадных профилей высотных зон окраинной Восточной Азии (рисунок) [1]. Построение фасадных профилей в целях изучения и демонстрации высотной зональности впервые было применено в Музее землеведения МГУ (Козлов, 1961). Это не обычные широтные или меридиональные секущие физико-географические профили (с почвенно-ботаническими и геологическими лентами), а схемы расположения высотных ландшафтных зон вдоль всего склона или по всей высоте хребта, или целой горной страны. Единым взглядом можно охватить всю структуру высотной зональности, спектры (наборы) высотных зон в соответствии с поясными и секторными различиями.

Обычно эти профили мелкомасштабны, так как охватывают огромные территории. Главное достоинство таких профилей — их наглядность, благодаря чему они могут широко использоваться в учебной практике и в научных описаниях для характеристики природных особенностей горных систем.

---

[1] Профили экспонируются в Музее землеведения МГУ в отделе «Физико-географические области СССР и мира» на стенде «Евразия».


А
г. Би-Дуп
г. Фу-Бия
г. Чиисан
г. Сораксан
г Облачная
г. Но
г Тардоки-Яни
хр. Джагды
хр. Становой
г. Тонко
хр Сунтар-Хаята
г. Гытгылад
Северный полярный круг
м
4000
3000
2000
1000
0
10°
15°
20°
25°
30°
35°
45°
50°
55°
60°
65°
Юньнаньское нагорье
Восточно-Корейские горы
Буреинский хр
Юдомо-Майское нагорье
Анадырское плоскогорье
Аннамские горы
Наньлин
Тайханшань
Маньчжуро-Корейские горы
Сихотэ-Алинь
хр. Джугджур
Колымское нагорье
Б
г. Ало
г. Тагубуд
г. Алькон
г. Мадон
г. Пулог
г. Юшань
г. Яэ
г. Миякоура
влк. Асо
г. Цуруги
г. Мисен
влк Фудзи
влк Сиране
влк Тёкай
влк. Имата
г Асаки
влк. Тяхе
г. Алаид
Корякская сопка
влк. Ичинский
влк. Кроноцкая сопка
влк. Ключевская сопка
влк Шивелуч
г. Ледяная
5° о. Холо
о. Басилан
о. Минданао
о. Самар
10°
15° о. Лусон
20° о. Тайвань
25°
30° о. Кюсю
о. Сикоку
35°
38°
40°
хр. Оу
о. Хонсю
о. Хоккайдо
о. Кунашир
о. Уруп
о. Итуруп
о. Матуа
о. Симушир
о. Парамушир
50°
55°
60°
горы Уквушвуйнен
Филиппинский архипелаг
о-ва Рюкю
Японские о-ва
Курильские о-ва
Камчатка
Корякское нагорье
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20

Высотные зоны восточных окраин Азии.
А — материковый фасад, *Б* — фасад горно-островных дуг:
1 — влажно-тропические леса (гилеи, листопадные вечнозеленые субэкваториальные муссонные тропические леса); *2* — горная гилея; *3* — смешанные горно-тропические и субтропические вечнозеленые «туманные» леса; *4* — субтропические муссонные леса; *5* — горные субтропические хвойные леса (о. Тайвань); *6* — горные листопадные широколиственные леса (дуб, бук); *7* — широколиственные леса; *8* — смешанные умеренные леса; *9* — горно-таежные темнохвойные леса (ель, пихта); *10* — светлохвойные лиственничные леса; *11* — парковые леса из каменной березы; *12* — ивово-тополевые пойменные леса; *13* — лиственничное редколесье; *14* — каменноберезовое криволесье; *15* — стланики, ольховники, верещатники и хара (в Японии); *16* — горные тундры (кустарничко-лишайниковые и лишайниковые); *17* — альпийские луга (разнотравные и злаковые); *18* — высокогорные кустарниковые луга (можжевельник, барбарис) и заросли рододендрона; *19* — субнивальная зона (растительность гольцов и каменных пустынь); *20* — нивальная зона (вечные снега и льды)

Интересен с методической точки зрения примененный нами художественный способ показа профилей. Профиль материкового фасада Восточной Азии представлен на планшете на плоскости самого стенда, а профиль островных дуг дан на стекле и помещен непосредственно перед первым профилем, перекрывая его. Создается впечатление, что мы смотрим на край Азиатского континента со стороны Тихого океана и видим силуэт островов, а за ним фасад береговых массивов. Таким образом усиливается наглядность и облегчается сравнение обоих профилей. Наблюдающиеся различия со всей очевидностью свидетельствуют о влиянии долготной секторности (близость к океану) на структуру высотной зональности ландшафтов.

Рассматриваемые нами профили пересекают с севера на юг 5 географических поясов (от субарктического до субэкваториального). Это облегчает наглядный показ наиболее типичных соотношений между высотной зональностью и горизонтальной поясностью. Главная проявляющаяся здесь закономерность — структура высотной зональности зависит от того, в каком географическом поясе (и ландшафтной зоне) находится горное поднятие. Для каждой горизонтальной зоны характерен свой спектр, набор высотных зон. Это естественно, так как изменение гидротермических условий с высотой прослеживается от подошвенного (базисного) уровня, каким служит нижняя равнинная зона.

Определяя сам спектр, широтная зональность определяет, следовательно, и возможное количество высотных зон в спектре, которое возрастает по мере движения с севера на юг (см. рисунок).

Наиболее проста структура высотной зональности арктического пояса, где представлена единственная зона ледников и полярных пустынь. В субарктическом поясе (Анадырское плоскогорье, Колымское и Корякское нагорья) отчетливо выражены две высотные зоны: горно-тундровая и гольцово-ледниковая; южнее 66° с. ш. к ним присоединяется третья зона, представленная стелющимся кедровым стлаником (до высоты 300—500 *м*).

В умеренном поясе в горизонтальной таежной зоне (Юдомо-Майское нагорье, Джугджур, Становой и Буреинский хребты, Камчатка, Курильские о-ва) представлен 4-членный спектр: 1) горно-таежная зона (ель, пихта, лиственница), 2) субальпийская зона криволесий и стлаников, 3) горно-тундровая, 4) гольцово-ледниковая.

Максимальный набор высотных зон, как видно из наших профилей, — в умеренном поясе, в горизонтальной зоне широколиственных лесов (юг Сихотэ-Алиня, Маньчжуро-Корейские горы). Здесь представлен следующий спектр высотных зон: 1) широколист-

венные леса, 2) смешанные (кедрово-широколиственные) леса, 3) горная темнохвойная тайга, 4) криволесье из каменной березы, 5) субальпийская зона кустарников и кедровых стлаников, 6) горно-тундровая зона, 7) нивальная зона.

Условия формирования приокеанических ландшафтов субэкваториального пояса (Аннамские горы, Юньнаньское нагорье, о-ва Филиппинского архипелага, о-ва Рюкю), тропиков (Южно-Китайские горы) и субтропиков (Восточно-Корейские горы, Японские о-ва) довольно сходны. Положение в низких широтах, высокий радиационный баланс, обеспечивающий круглогодичную вегетацию растений, обилие осадков, связанных с муссонной циркуляцией, — все это приводит к формированию ландшафтов (гилеи, листопадно-вечнозеленые субэкваториальные леса, муссонные тропические и субтропические вечнозеленые леса), имеющих сходство в облике, структуре и экологии.

Для тропических областей характерна также удивительная однородность высотных спектров, растянутость их по широте на несколько поясов. Связано это со сходством природных условий верхних частей склонов гор тропических областей, где повсюду на высотах 1000—2500 *м* выпадает наибольшее количество осадков и отмечается равномерный годовой ход температур. Здесь представлена горная гилея, включающая несколько высотных подзон, сменяемых выше кустарниковыми высокогорными лугами и зарослями рододендронов.

Анализ профилей выявляет и подтверждает также следующую закономерность — абсолютная высота границ высотных ландшафтных зон зависит от широты местности. При движении с севера на юг наблюдается повышение границ высотных ландшафтных зон. Так, на Колымском нагорье и Анадырском плоскогорье горная тундра спускается к уровню моря, а южнее в Сихотэ-Алине горно-тундровая зона находится на высоте 1300—1800 *м*. Горно-таежные хвойные леса (ель, пихта) образуют нижний растительный пояс в Буреинском хр., а южнее в Сихотэ-Алине, Восточно-Корейских горах, Тайханшане они поднимаются в горы до высоты 1500—2000 *м* (верхняя граница леса). Даже на протяжении одного горного массива меняется высотное положение зон. Например, на юге Сихотэ-Алиня смешанные хвойно-широколиственные леса поднимаются до высоты 800—900 *м*, а на севере всего до 200—300 *м*, окончательно выклиниваясь у 50—51° с. ш.

То же самое отмечается на островном профиле. Листопадные широколиственные леса о. Хонсю, поднимающиеся в горы до высоты 1200 *м*, на юге Хоккайдо образуют нижнегорную зону (ниже 400 *м*), окончательно выклиниваясь у 43° с. ш., где они уступают место смешанным, а затем и хвойным (елово-пихтовым) лесам юга Курильских о-вов, спускающимся к уровню моря. Южнее — на Хонсю — горно-таежные леса образуют верхнюю границу леса на высоте более 2000 *м*.

Таким образом, со сменой широты местности (и следовательно, режима тепла) наблюдается даже в пределах одного географического пояса миграция высотных зон, интерференция равнинных ландшафтных зон в высотные. При движении с севера на юг равнинные ландшафтные зоны, образующие базисный уровень для высотного спектра соответствующего горизонтального пояса (зоны), постепенно поднимаются на более высокий уровень и уже в качестве высотной зоны оказываются составной частью спектра соседнего географического пояса.

Например, аналогом ландшафтной зоны широколиственных лесов

умеренного пояса (юга Сихотэ-Алиня, Маньчжуро-Корейских гор, о-ва Хонсю) выступает высотная зона горных широколиственных лесов субтропического пояса, расположенная на высоте 1000—1400 *м* (Наньлин, Кюсю, Сикоку). Нижнегорные вечнозеленые субтропические леса юга Японских о-вов проникают далеко на юг в пределы субэкваториального пояса, образуя аналогичную в ландшафтном отношении зону горных субтропических хвойных лесов на Тайване на высоте 2000—3000 *м*. Определяя количество высотных зон в спектре и абсолютную высоту их границ, широтная поясность накладывает отпечаток и на характер самих высотных зон. Например, в умеренном поясе севернее 50° с. ш. (до 70° с. ш.) верхний растительный пояс представлен горной тундрой, а южнее 50° с. ш. развит пояс альпийских лугов (разнотравных и злаковых); в субэкваториальном поясе на смену им приходят кустарниковые луга (можжевеловые и барбарисовые) и заросли рододендронов.

Другой пример. Зона широколиственных лесов в Восточно-Корейских горах представлена в основном дубово-липовыми лесами с богатым подлеском; севернее в Маньчжуро-Корейских горах и Сихотэ-Алине наиболее развиты кедровники и хвойно-широколиственные леса (с маньчжурским орехом и грабом, корейским кедром, с черной или цельнолистной пихтой).

Горно-таежная зона Сихотэ-Алиня в южной и средней частях хребта представлена елово-пихтовыми лесами (аянская ель и белокорая пихта), на смену которым в северной части хребта приходят леса из даурской лиственницы. Правда, местные отклонения от зональных особенностей могут быть связаны с воздействием петрологоорографических и палеогеографических факторов, причем последние для Дальнего Востока и Юго-Восточной Азии имеют существенное значение.

Внутри каждого пояса (зоны) могут быть выявлены спектры-эталоны высотных зон, наиболее типичных для данного пояса (зоны). Наряду со спектрами-эталонами в пределах одного географического пояса могут существовать наборы высотных зон, аналогичных зонам соседних поясов. Происходит это вследствие глубокого проникновения одного или нескольких высотно-зональных ландшафтов-аналогов в спектры соседних географических поясов (при этом они, конечно, претерпевают изменения в высотном положении, характере растительности и пр.).

Растягивание спектров высотных зон на несколько поясов происходит в основном за счет верхнегорных зон. Нижние же части высотных спектров резко отличаются друг от друга, что как раз и свидетельствует о приуроченности каждого высотного спектра к какой-то определенной горизонтальной зоне. Именно поэтому выделение поясных (зональных) спектров-эталонов представляет большой интерес с методической точки зрения и в учебных целях.

В нашем примере наиболее разнообразна структура высотной зональности умеренного и субтропического поясов. Благодаря огромной площади суши в этих поясах, большим различиям в показателях тепла и влаги по широте, возможное число высотных спектров-эталонов и переходных между ними возрастает.

Описанный выше спектр высотных зон Сихотэ-Алиня и Маньчжуро-Корейских гор может быть принят за высотный спектр-эталон умеренного пояса зоны широколиственных лесов.

Структура высотной зональности, определяемая в значительной степени широтной поясностью, испытывает большое влияние сектор-

ности, в основе которой лежит дифференциация увлажнения территории того или иного пояса при более или менее однородном режиме тепла. Данная закономерность наглядно подтверждается сравнением высотных спектров береговых массивов и островных гор (см. рисунок).

Благодаря воздействию влажных воздушных масс с Тихого океана и холодному течению с севера границы ландшафтных зон восточно-приокеанического сектора сдвинуты к югу по сравнению с аналогичными зонами Русской равнины и Западной Сибири. На Камчатке отмечается самое южное в Советском Союзе проникновение лесотундры. Редкостойные лиственничники побережья Охотского моря находятся на тех же широтах, что и высокопроизводительные сосново-еловые и еловые леса Русской равнины. Пихтово-еловые леса бассейна Амура находятся на широте буковых лесов Западной Украины и черноземных степей Восточной Украины. Широколиственные леса Приморья по широте совпадают с субтропиками черноморского побережья Кавказа.

По сравнению с западным восточно-приокеанический сектор значительно сужен. Но и внутри самого восточно-приокеанического сектора наблюдаются различия, обусловленные степенью удаленности от океана.

Климат островов отличается от климата окраин материка большей океаничностью. Температурные контрасты здесь менее выражены. Зимой береговые цепи захватываются мощными токами холодного континентального воздуха Азиатского антициклона. На островах на тех же широтах иссушающее и охлаждающее влияние зимнего муссона выражено гораздо слабее, так как воздух приходит сюда в значительной степени нагретый и увлажненный над поверхностью внутренних морей.

Зимой на островах гораздо теплее, чем на материке на соответствующих широтах. Например, средняя январская температура в Токио равна 2°,9, а в Пекине — 4°,7. В то же время лето на островах более прохладное, пасмурное и сырое. Горные цепи островов, являющиеся первой преградой на пути летних муссонов, получают гораздо больше осадков, чем побережье материка и более континентальные районы. За год на наветренных склонах Японии, подверженных воздействию летних тихоокеанских муссонов и циклонов полярного фронта, выпадает до 3000 *мм* осадков, в то время как на северо-восточном побережье Китая — всего 500—1000 *мм*.

Холодное Курило-Камчатское течение сильно охлаждает всю северную часть островной цепи вплоть до о. Хоккайдо. Высотные зоны горных цепей Японских о-вов и Курил резко (намного резче, чем на материке) наклонены на север (см. рис. *Б*). Если на Хонсю высотная зона широколиственных лесов достигает 1000—1200 *м*, то на севере Хоккайдо она уже спускается к уровню моря и постепенно вытесняется зоной таежных лесов из сахалинской пихты и хоккайдской ели (46° с. ш.).

Еще севернее на Курилах верхняя граница леса «ныряет» под уровень океана, вновь появляясь уже на Камчатке. На Курильских о-вах господствует субальпика — стланиковые криволесья (кедровый стланик, верещатники, ольховники), торфяные и осоковые болота. На побережье материка на тех же широтах в горах Сихотэ-Алиня представлен полный высотный спектр умеренного пояса зоны широколиственных лесов.

С юга восточное побережье Японских о-вов обогревается теплым течением Куросио, влияние которого прослеживается до 37—38° с. ш.,

после чего течение отклоняется вправо и уходит в открытое море. Теплое течение смещает к северу границы ландшафтных зон (а следовательно, и высотных спектров) на островах по сравнению с границами на материке. Например, на Кюсю влажные тропические леса доходят до 32° с. ш., в то время как на восточной окраине материка — только до 23° с. ш.; в континентальных условиях на этих же широтах развиты ландшафты умеренного пояса (Тайханшань).

Таким образом, сопоставление двух профилей наглядно показывает, как различная степень океаничности климата, влияние атмосферной циркуляции и течений приводят к значительному смещению ландшафтных зон, что в свою очередь отражается на структуре высотной зональности. Варианты зональных типов высотной поясности в пределах различных секторов отличаются не столько количеством высотных зон в спектре, сколько характером самих зон, наличием специфических физико-географических особенностей в отдельных высотных зонах.

С усилением континентальности климата меняется характер растительности, ее состав. Например, в условиях океанического климата на Камчатке в прибрежных областях лесной пояс представлен разреженными парковыми лесами из каменной березы, а на тех же широтах в условиях более континентального климата (Джугджур, Буреинский хр.) развиты светлохвойные лиственные леса.

Пояс кедрового стланика наиболее развит в океанических условиях (Курилы, Камчатка, Корякское нагорье); в континентальных условиях (Джугджур, Юдомо-Майское и Колымское нагорья) этот пояс менее развит и уступает место лиственничному редколесью.

Секторность накладывает отпечаток и на высотное положение зон. В пределах одного и того же пояса с усилением континентальности климата границы высотных зон поднимаются. Например, парковые леса из каменной березы на Камчатке и Курилах спускаются к берегу моря, а в условиях континентального климата тех же широт (Буреинский хр., Джугджур, Становой хр.) они образуют верхнюю границу леса (1100—1200 *м*).

Необходимо отметить, что с усилением океаничности климата снижается и снеговая линия. Например, на Кавказе снеговая линия находится почти на 2000 *м* выше, чем на Камчатке. В Корякском нагорье (в центральных массивах) снеговая линия находится на высоте 1400—1600 *м*, спускаясь у берега моря до 600 *м*.

Отмеченные на основании сравнения материкового и горноостровного фасадных профилей закономерности высотной зональности Восточной Азии находят подтверждение и на других профилях, экспонируемых в отделе «Физико-географические области СССР и мира», в частности, на фасадных профилях высотной зональности Кордильер Северной Америки, Южно-Американских Анд, Кавказа и Урала.

Подтверждается и наглядно иллюстрируется основная закономерность — структура высотной зональности ландшафтов суши подчинена воздействию горизонтальной поясности и секторности. Каждому поясу и каждому сектору присущи свои высотные спектры. Выделение поясных, а затем и зональных спектров-эталонов континентальных, приокеанических и переходных секторов в мировом масштабе — важнейшая задача дальнейших исследований для установления общей картины высотной зональности земного шара.

ЛИТЕРАТУРА

Козлов И. В. Характеристика высотной зональности горных стран на фасадных профилях. Сб. «Жизнь Земли», № 1. Изд-во МГУ, 1961.
Лукашова Е. Н. Основные закономерности природной зональности и ее проявление на суше Земли. «Вестн. Моск. ун-та», сер. геогр., 1966, № 6.
Лукашова Е. Н., Алексеев Б. А. Высотные спектры Анд. «Вестн. Моск. ун-та», сер. геогр., 1969, № 4.
Рябчиков А. М. Общие закономерности географической зональности суши и земного шара. «Вестн. Моск. ун-та», сер. геогр., 1960, № 4.
Рябчиков А. М. Структура высотной зональности ландшафтов суши. «Вестн. Моск. ун-та», сер. геогр., 1968, № 6.
Станюкович К. В. Основные типы поясности в горах СССР. «Изв. ВГО», 1955, т. 87, вып. 3.
Troll C. Der asymmetrische Aufbau der Vegetationzonen und Vegetationsstufen auf der Nord- und Südhalbkugel. «Ber. über d. geobot. Torschungsinst. Rubel, für das Jahr, 1947». Zurich, 1948.

И. Т. ЛИВЕРОВСКАЯ

ОСОБЕННОСТИ ПОКАЗА АГРОХИМИЧЕСКИХ ОСНОВ ЗЕМЛЕДЕЛИЯ СССР В МУЗЕЕ ЗЕМЛЕВЕДЕНИЯ МГУ

Агрохимические основы земледелия СССР рассматриваются во вводном зале отдела «Природные зоны и почвы СССР» на стенде «Удобрения — мощное средство повышения урожайности в разных природных зонах».

Данная тема дополняет другие агрономические темы, показанные на соседних стендах: сельскохозяйственное использование земель, почвенно-агрохимическое районирование земледельческих районов, мелиорация и борьба с эрозией.

Постановка отдельной темы по удобрениям в Музее землеведения связана с тем особым вниманием, которое партия и правительство уделяют вопросам химизации земледелия как одному из важнейших мероприятий, направленных на повышение производительности сельского хозяйства. Этому вопросу отведено особое место в решениях XXII и XXIII съездов партии, а также Пленумов ЦК КПСС по вопросам сельского хозяйства. Октябрьский Пленум 1968 г. еще раз подчеркнул необходимость всестороннего и глубокого внедрения химизации в земледелие и разработки перспективного плана химизации сельского хозяйства СССР.

В настоящее время в нашей стране нарастающими темпами развивается промышленность минеральных удобрений. В Директивах XXIV съезда КПСС по пятилетнему плану развития народного хозяйства СССР намечено довести к 1975 г. поставку сельскому хозяйству минеральных удобрений до 72 млн. *т* (в стандартных туках), обеспечить более эффективное использование поставляемых минеральных удобрений и извести, предусмотреть использование минеральных удобрений в колхозах и совхозах на научной основе. Научной основой использования минеральных удобрений является их экономное и эффективное применение в сельском хозяйстве в соответствии с биологическими особенностями сельскохозяйственных растений и конкретными почвенными и климатическими условиями. Этой задаче и посвящено содержание стенда и двух турникетов.

Центральное место на стенде занимает тема почвенно-географического картографирования территории, являющегося основой правиль-

ного и рационального применения удобрений. Разные почвы обладают неодинаковым запасом питательных элементов, необходимых растениям. Эффект от применения минеральных удобрений в наибольшей степени зависит от климата (его континентальности, степени увлажнения). Имеет значение и механический состав почв, обусловливающий физические и водно-физические свойства почвы.

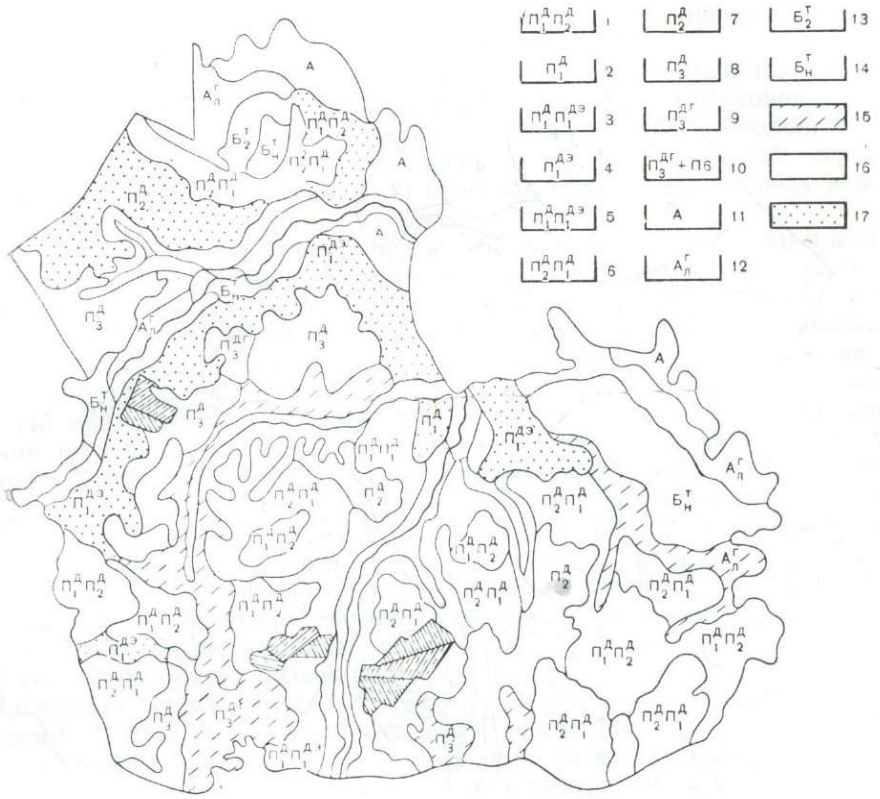


Рис. 1. Почвенная карта участка в таежно-лесной зоне.

Почвы и сочетания почв: *1* — окультуренные дерново-слабо- и среднеподзолистые; *2* — дерново-слабоподзолистые; *3* — дерново-слабоподзолистые с дерново-слабоподзолистыми эродированными; *4* — дерново-слабоподзолистые эродированные; *5* — дерново-слабоподзолистые (преобладают) с дерново-среднеподзолистыми; *6* — дерново-среднеподзолистые (преобладают) с дерново-слабоподзолистыми; *7* — дерново-среднеподзолистые; *8* — дерново-сильноподзолистые; *9* — дерново-сильноподзолистые поверхностно-глееватые; *10* — дерново-сильноподзолистые поверхностно-глееватые в сочетании с дерново-подзолисто-глеевыми; *11* — пойменные дерновые; *12* — пойменные дерновые глееватые: *13* — торфяно-глеевые; *14* — торфяные низинные.
Механический состав почв: *15* — среднесуглинистые; *16* — легкосуглинистые; *17* — супесчаные и песчаные

На стенде представлены крупномасштабные карты трех почвенных зон: таежно-лесной, степной и сухостепной. На них отражены особенности почвенного покрова, свойственные той или иной зоне. Цветовой фон в общепринятых тонах легенды почвенных карт передает разнообразие почвенных типов, подтипов, видов почв, почвенных сочетаний. Помимо цвета почвенные контуры определены соответственными индексами. Различие почв по механическому составу показано дополнительной штриховкой.

Почвенные карты сопровождают агрохимические картограммы, характеризующие ряд показателей, присущих данным почвам: степень обеспеченности их элементами питания (калием, фосфором), их ки-

слотность, эродированность, солонцеватость и засоленность. Образец почвенной карты и одной из сопровождающей ее картограмм (содержания подвижных форм фосфора) приведен на рис. 1 и 2 и в табл. 1.

Сочетание приведенных почвенно-географических и агрохимических материалов помогает правильной разработке агротехнических приемов по улучшению почв: их известкованию, гипсованию и т. д.

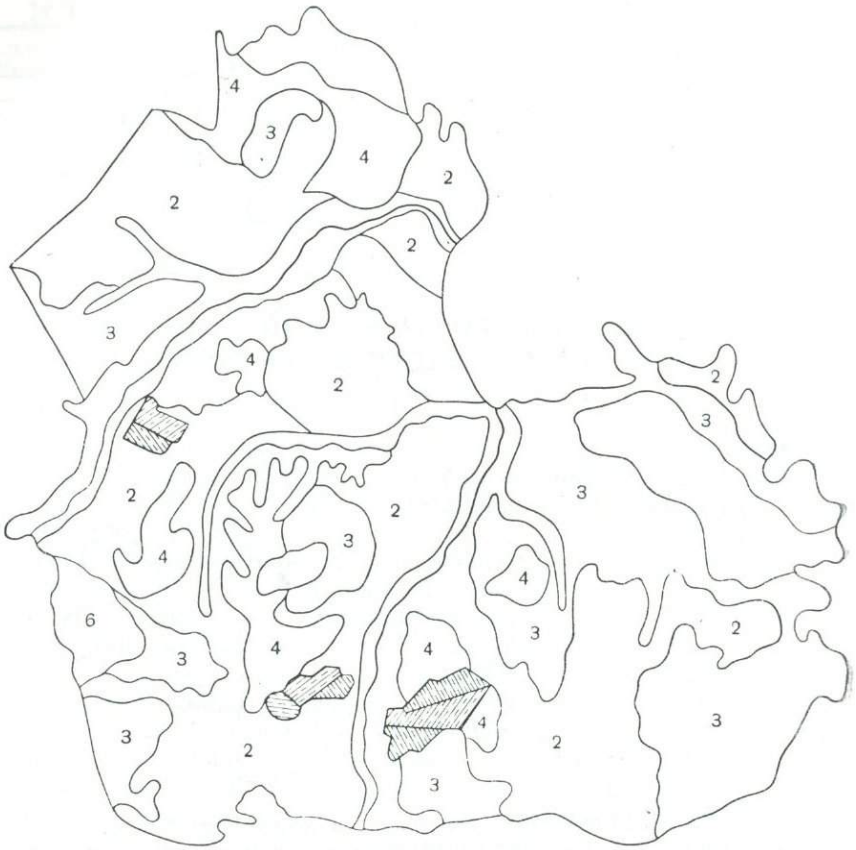


Рис. 2. Картограмма содержания фосфора.
Классы почв по содержанию P_2O_5 в *мг* на 100 *г* почвы (по Кирсанову):
2 — <8; *3* — 8—15; *4* — 15—20; *6* >30

Таблица 1

Обеспеченность P_2O_5 различных культур

Классы	P_2O_5, *мг* на 100 *г* почвы (по Кирсанову)	Зерновые культуры	Пропашные культуры	Овощи, технические культуры
2	<8	низкая	—	—
3	8—15	средняя	низкая	—
4	15—20	высокая	средняя	низкая
6	>30	—	высокая	высокая

Различия в увлажнении по зонам и изменения в характере почвенных типов, их механическом составе обусловливает неодинаковый эффект от применения минеральных удобрений. По данным Научного

института по удобрениям и инсектофунгесидам (НИИУИФ), ежегодные высокие прибавки урожаев от внесения минеральных удобрений наблюдаются в условиях достаточного увлажнения: в таежно-лесной зоне — на подзолистых почвах, в лесостепи, особенно во влажных западных частях — на выщелоченных черноземах и серых лесных землях. В сухих степях, полупустынях и пустынях минеральные удобрения дают большой эффект лишь при искусственном орошении (Соколов, 1968; Соколов и др., 1963).

Разработаны средние нормы внесения в почву минеральных удобрений в соответствии с природными условиями («Руководство по составлению почвенных и агрохимических карт», 1964; Соколов, 1968). В отношении механического состава установлен большой эффект применения на легких песчаных и супесчаных почвах калийных и магниевых удобрений.

В заключение на стенде в качестве примера необходимости и рациональности почвенно-географических и агрохимических исследований для правильного ведения сельского хозяйства показан опыт колхоза «Большевик» Московской обл., получившего резкое повышение урожаев от обследования территории и правильного применения системы земледелия.

По обе стороны от стенда, где решается центральная тема повышения производительности сельского хозяйства, разбираются еще две темы, касающиеся вопросов питания растений из почвы и влияния минеральных удобрений на урожай, прослеженное на основании многочисленных географических опытов. Этим темам посвящены две боковые плоскости турникетов.

Эпиграфом к первому турникету служат слова К. А. Тимирязева «Учение о необходимости возврата взятых растениями из почвы веществ — одно из величайших приобретений науки» (1936).

Почвы содержат целый ряд жизненно необходимых для растений питательных элементов (азот, фосфор, калий, серу, кальций, магний, железо). В трех биогенных элементах (азот, фосфор, калий — NPK) сельскохозяйственные растения особенно резко нуждаются из-за их большого выноса с урожаями и присутствия в почве в значительной части в виде трудноусвояемых солей.

На турникете в графическом изображении приведено валовое содержание NPK в разных почвах и легкоусвояемые формы их соединений. Содержание их заметно варьирует в разных типах почв (Сердобольский, 1953). Различна и способность сельскохозяйственных растений отчуждать питательные элементы с урожаями.

Как установлено работами Почвенного института и ВИУА («Руководство по составлению почвенных и агрохимических карт», 1964), при средних урожаях зерновых хлебов (25 *ц*) ежегодно теряется до 28 *кг* азота, 23 *кг* калия, 12 *кг* фосфора на тонну основной продукции. Еще больше выносится питательных элементов (особенно азота и калия) с урожаями прядильных и волокнистых культур (льна, конопли, хлопка) — до 90 *кг* азота, 80 *кг* калия и 47 *кг* фосфора и с пропашными культурами (картофелем и корнеплодами) — до 50 *кг* азота, 120 *кг* калия и 18 *кг* фосфора. Только бобовые травы (клевер) благодаря деятельности клубеньковых бактерий совершенно не обедняют почвы азотом, хотя дают вынос калия (до 50 *кг*) и некоторый вынос фосфора (16 *кг*) (рис. 3). Возврат в почву вынесенных питательных элементов достигается путем внесения органических и минеральных удобрений.

Вторая плоскость турникета раскрывает тему «Удобрения и уро-

жай» в историческом и географическом аспектах. Здесь приводятся сводные материалы по изучению влияния удобрений на урожай на примерах развития земледелия в Западной Европе и окультуривания полей Тимирязевской сельскохозяйственной академии.

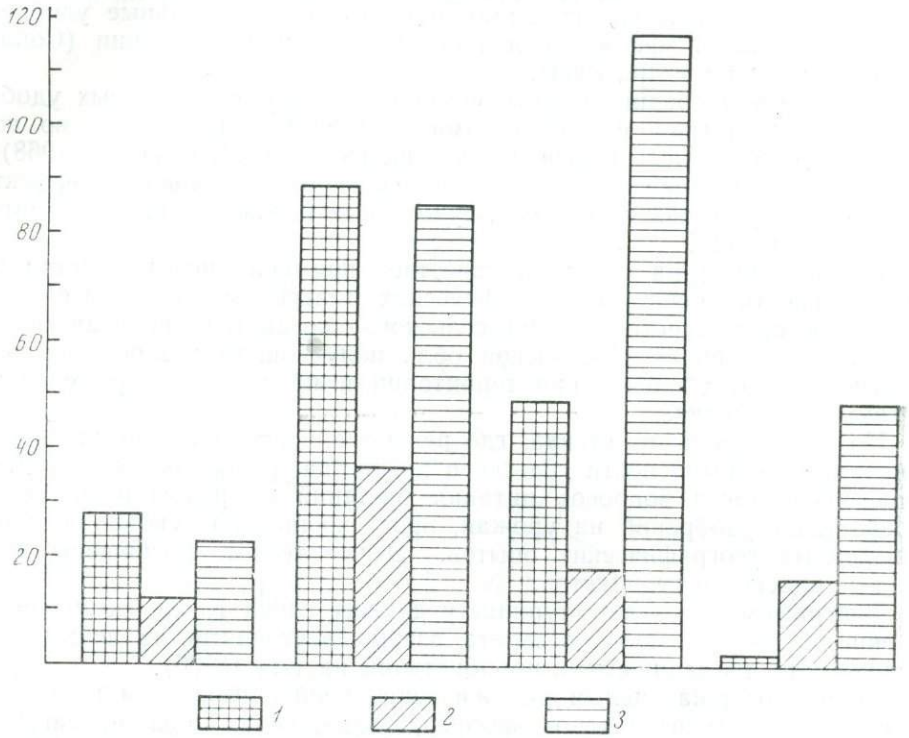


Рис. 3. Ежегодный вынос NPK с урожаями сельскохозяйственных культур (в *кг* на *т* основной продукции):
1 — азот, *2* — фосфор, *3* — калий

Первая сводка развития земледелия от средних веков до современного периода по Западной Европе была сделана акад. Д. Н. Прянишниковым (1940). Им прослежена динамика урожайности зерновых в связи с ростом культуры земледелия. Наибольший скачок дала урожайность при применении минеральных удобрений. Крайне низкая урожайность наблюдалась в средние века (7 *ц/га*) при трехполье, без посевов клевера и применения удобрений. Средняя (до 16 *ц/га*) — в новое время при плодосмене с клевером. Резко возросла урожайность (до 30 *ц/га*) в современный период (по Д. Н. Прянишникову, 1925) при плодосмене с клевером и минеральными удобрениями (рис. 4).

То же самое показывает опыт многолетнего окультуривания полей Тимирязевской сельскохозяйственной академии (см. рис. 2).

При изменении различных систем земледелия (бессменный посев без удобрений, плодосменный севооборот с клевером, плодосменный севооборот с минеральными удобрениями, плодосменный севооборот с минеральными удобрениями и навозом, плодосменный севооборот с минеральными удобрениями и известью) урожай постоянно повышался: от 8,7 *ц/га* до 16,8; 27,1; 29,9 и 33,8 *ц/га* (Прянишников, 1968).

Большой интерес представляет прослеживание географической эффективности минеральных удобрений в разных природных условиях СССР. Изучение географии эффективности применения этих удобрений в общесоюзном масштабе было начато в 1926—1930 гг. по инициативе Д. Н. Прянишникова Научным институтом по удобрениям и инсектофунгесидам. К работе подключилось свыше 300 опытных уч-

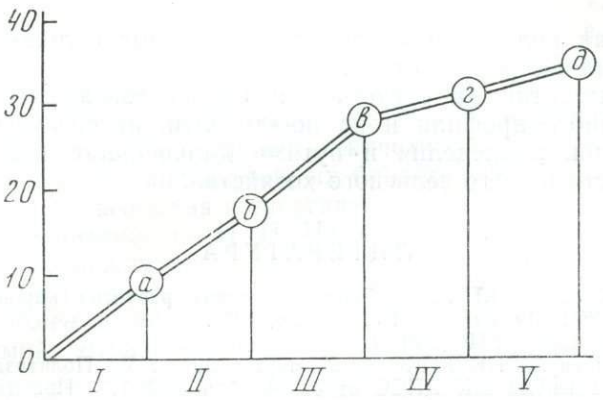


Рис. 4. Многолетний опыт окультуривания полей ТСХА (схема).

Системы земледелия: *I* — бессменный посев (15 лет) и без удобрений; *II* — плодосменный севооборот с клевером и без удобрений; *III* — плодосменный севооборот с минеральными удобрениями (NPK); *IV* — плодосменный севооборот с минеральными удобрениями и навозом; *V* — плодосменный севооборот с минеральными удобрениями, навозом и известью
Урожай (*ц/га*): *а* — 8,7; *б* — 16,8; *в* — 27,1; *г* — 29,9; *д* — 33,8

реждений. В настоящий момент советская агрохимия располагает данными по влиянию минеральных удобрений на урожай на основании около 4 тыс. полевых географических опытов (Соколов, 1968; Соколов и др., 1963).

Для иллюстрации огромного географического материала, накопленного агрохимиками, на турникете дается специальная таблица с данными географической эффективности минеральных удобрений (табл. 2).

Таблица 2

Географическая эффективность применения минеральных удобрений в разных природных условиях

Культура	Почвы	Урожайность, *ц/га*	
		без удобрений	с NPK
			$N_{30}P_{30}K_{30}$
Озимая пшеница	дерново-подзолистые	11,8	20,6
	серые лесные	12,0	16,8
	выщелоченные и мощные черноземы	14,8	23,1
	обыкновенные и южные черноземы	16,2	20,7
			$N_{30}P_{60}K_{90}$
Лен-волокно	дерново-подзолистые	7,7	10,7
			$N_{60}P_{90}K_{90}$
Сахарная свекла	серые лесные	178	251
	мощные среднегумусовые черноземы	181	265
			$N_{120}P_{70}$
Хлопок	сероземы	15	25

Показана зависимость урожайности от применения минеральных удобрений (разного содержания действующего вещества) на разных типах почв и под различными культурами (см. рис. 3). Ясно видно резкое возрастание урожаев сельскохозяйственных растений (озимой пшеницы, льна, сахарной свеклы и хлопка) при применении удобрений в разных природных зонах: от таежно-лесной до субтропических пустынь. Прослеживается связь урожайности с типами почв и увлажнением.

Небольшая коллекция основных видов минеральных удобрений дополняет и иллюстрирует стенд.

Стенд рассчитан на студентов почвенно-географического и сельскохозяйственного профиля и на посетителей, интересующихся вопросами химизации земледелия и путями дальнейшего повышения производительности нашего сельского хозяйства.

ЛИТЕРАТУРА

Директивы XXIV съезда КПСС по 5-летнему плану развития народного хозяйства СССР на 1971—1975 гг. М., Политиздат, 1971.

Материалы XXIII съезда КПСС. М., Политиздат, 1966.

Постановление Пленума ЦК КПСС от 26 марта 1965 г. М., Политиздат, 1965.

Постановление Пленума ЦК КПСС от 31 октября 1968 г. «Правда» от 1 ноября 1968 г.

Прянишников Д. Н. Агрохимия, изд. 3. М., 1940.

Прянишников Д. Н. Популярная агрохимия. М., «Знание», 1968.

Руководство по составлению почвенных и агрохимических карт. М., «Колос», 1964.

Сердобольский И. П. Химия почвы. М., Изд-во АН СССР, 1953.

Соколов А. В. Географические закономерности эффективности удобрений. «Сельск. хоз-во», сер. «Новое в науке и технике», 1968, № 2.

Соколов А. В. и др. Очередные задачи изучения плодородия почв и пути его повышения. «Почвоведение», 1963, № 1.

Тимирязев К. А. Земледелие и физиология растений. М., 1936.

И. Д. ВЕЛИЧКОВСКАЯ

ЖИВОТНЫЙ МИР В НОВОЙ ЭКСПОЗИЦИИ ПРИРОДНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ В МУЗЕЕ ЗЕМЛЕВЕДЕНИЯ МГУ

В связи с реконструкцией отдела «Природные зоны» работа над новой экспозицией о животном мире[1] проходила на нескольких стендах, начиная с заглавного — «Животный мир». Предстояло более полно, чем ранее, характеризовать животный мир, в основном на примере СССР (систематические группы, количество видов, фауны зон с их подразделениями и типы фаун, встречаемость животных, роль и значение их в природе).

Статья посвящена показу биоценотических связей и биогеоценотической роли животных. Экспозиции по этой тематике в естественно-научных музеях Москвы, Ленинграда, Киева стали появляться с 1967 г. Их создание отражает актуальность проблемы, поставленной перед зоологией и ботаникой, — изучение структуры биосферы, трансформации вещества и энергии в свете идей В. И. Вернадского. В Музее разрабатывались экспонаты типа научной графики на основе изобразительных и описательных материалов, представляемых экологией, биогеографией, биогеоценологией. С благодарностью отме-

[1] Первый этап работы над новой экспозицией о животном мире описан в сборнике «Жизнь Земли», № 6.

чаем, что работа проходила при постоянной консультации профессоров кафедры биогеографии географического факультета А. Г. Воронова и Н. А. Гладкова, по указаниям и некоторым материалам сотрудников этой кафедры и кафедры зоологии позвоночных животных биолого-почвенного факультета, а также сотрудников Музея.

Экспозиция размещается на стендах последовательно: «Животный мир» — общие закономерности, «Арктика и Субарктика» — особенности связей животных в условиях высоких широт, «Лесная зона умеренного пояса» — сложный поток связей организмов в круговороте веществ.

В центре стенда «Животный мир» находится экспонат с материалами о структуре естественных сообществ и роли животных. Он начинается текстом: «Жизнедеятельность животных влияет на состояние и развитие природных ландшафтов, их биологическую продуктивность, ускоряет круговорот вещества и энергии».

Схема цепей питания по Н. П. Наумову (1963) показывает основную форму связи между видами в биоценозе (связи пищевые), в которых проявляется наиболее характерная особенность организмов — *«постоянный обмен веществ с окружающей их внешней природой»*[2] (рис. 1). Схемой отражена сложившаяся в процессе эволюции на

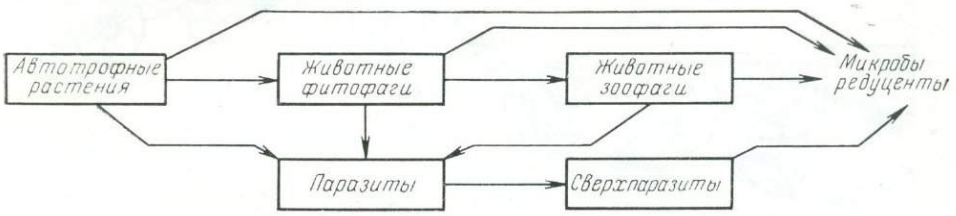


Рис. 1. Цепи питания в естественных сообществах (по Н. П. Наумову, 1963)

основе биологического круговорота веществ разнокачественность организмов как ряд уровней образования и превращения веществ, поглощения и преобразования энергии. Выделены свойственные всем биогеоценозам автотрофные организмы (растения), гетеротрофные (животные), являющиеся потребителями органического вещества, созданного растениями, и микроорганизмы (редуценты).

Идея этой схемы поясняется рис. 2, где показаны некоторые характерные представители животного населения обычного ландшафта средней полосы (поймы лесной речки) как примеры связей организмов наземной, почвенной и пресноводной сред жизни (Никольский, 1963). В сопровождающем рисунок тексте отмечены свойственные изображенным животным черты жизнедеятельности и роль в ландшафте растительноядных, хищных, а также землероев и биофильтраторов. Описанные рисунки — упрощенные схемы сложных связей животных и среды. Они должны быть дополнены экспонатами, показывающими наблюдаемые в природе явления и процессы на конкретном материале.

Пищевые связи животных изображаются обычно схемами, построение которых имеет большое сходство. Выделяются отдельные виды или группы животных (систематические и экологические), между которыми показаны связи от автотрофов к гетеротрофам или от потребителя к добыче. Они выглядят просто, поскольку выделяются основ-

[2] Ф. Энгельс. Диалектика природы. М., Госполитиздат, 1952.

ные связи, главным образом, позвоночных животных. Сопоставлением пар таких схем можно отразить черты сезонной динамики населения животных, географические различия биотических связей. Такие схемы показаны на стенде «Арктика и Субарктика» (по С. М. Успенскому, 1957 и В. М. Сдобникову, 1958) (рис. 3). Схемы отражают уменьше-

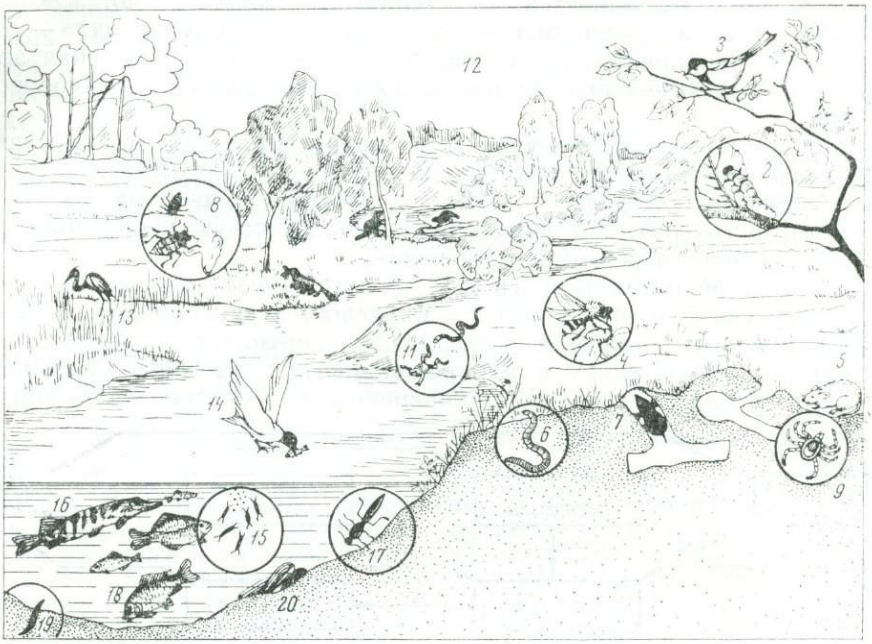


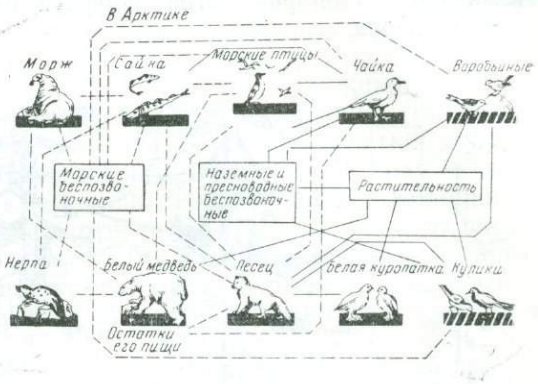
Рис. 2. Некоторые формы связей животных в ландшафте:
1 — бобры; *2* — гусеница; *3* — синица; *4* — шмель; *5* — полевка; *6* — дождевой червь; *7* — крот; *8* — жуки-могильщики; *9* — клещ; *10* — выдра; *11* — уж; *12* — пустельга; *13*, *14* — цапля, чайка; *15* — рыбы и циклопы; *16* — щука; *17* — личинка стрекозы; *18* — лещ; *19* — мотыль; *20* — беззубка

ние животного населения по направлению к высоким широтам, неустойчивость связей организмов в суровых арктических условиях.

Представления о биологическом круговороте веществ получили отражение в последнее время не только в детальных описаниях, но и в схемах (Duvigneaud, 1962; «Основы лесной биогеоценологии», 1964; и др.). Эти схемы показывают трофические связи организмов как поток трансформации вещества и энергии, дают понятие об участии животных в биотическом балансе биогеоценозов в количественном выражении. Уменьшение биомассы растений и животных от одного уровня к другому дается относительными размерами частей схем; приведены таблицы в весовых, энергетических, процентных единицах. Эти изобразительные приемы использованы в экспозиции.

Биогеоценотическая роль животных ярче выражена и полнее изучена в лесах. Поэтому именно на стенде «Лесная зона умеренного пояса» помещен экспонат на эту тему (рис. 4). На основе упомянутых выше схем потока энергии в сообществах была составлена упрощенная схема. Она обсуждалась профессорами кафедры биогеографии при участии проф. Г. Г. Винберга. Было предложено дать ее в виде пирамид биомасс, составленных на основе конкретных сведений по биомассам в лесах (наземным и подземным) и изобразить их в виде горизонтальных диаграмм.

Из упомянутых уже источников были использованы количественные данные, взятые также по Л. Е. Родину и Н. И. Базилевич (1965) и К. С. Ходашовой и др. (1967). Использованы весовые показатели в килограммах на гектар и процентные (внутри трофических уровней). Связи растений, животных, микроорганизмов, в том числе связи наземной и подземной биомасс через поступление органических веществ растительного и животного происхождения (растительного опада), выделений и трупов животных, показаны в экспонате цветными линиями.



Схемой отражена особая роль в биологическом круговороте веществ лесных биогеоценозов опада и лесной подстилки, в которой происходит разрушение и

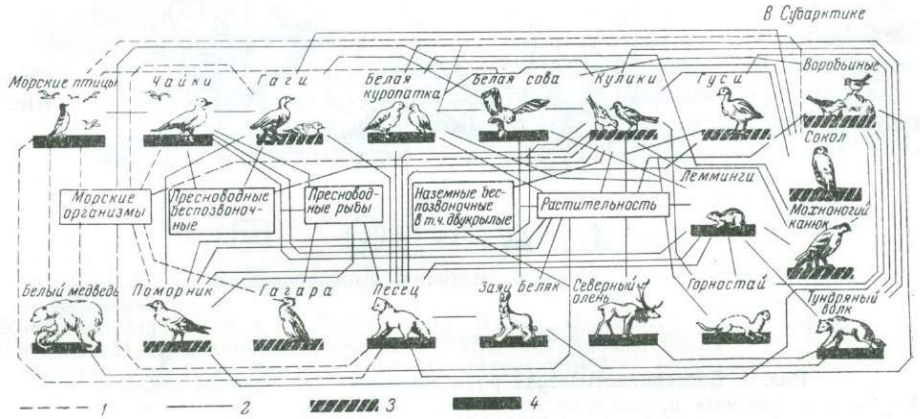


Рис. 3. Пищевые взаимоотношения животного мира в Арктике и Субарктике (по С. М. Успенскому):

1 — связи с морем; *2* — связи с сушей; встречаются: *3* — летом; *4* — летом и зимой

минерализация растительных остатков, а также погибших животных. Важное место в этом процессе занимают почвенные беспозвоночные, биомасса которых достигает больших величин (Гиляров, 1967). Особо выделено в схеме конечное звено трофической цепи — микроорганизмы, осуществляющие биологический распад.

Эта часть экспоната о биогеоценотической роли животных завершается текстом: «Животные участвуют в биологическом круговороте веществ, ускоряя образование растительного опада путем обгрызания, долбления и т. п.; вовлекая органические вещества в процесс биологического распада благодаря размельчению, биохимическому изменению, обогащению бактериями, перемешиванию, аэрации».

Профильное изображение обычного в средней полосе смешанного леса с показом его вертикальной структуры (ярусности наземной и подземной) иллюстрирует схему с пирамидами биомасс. Многоярусная структура леса создает разнообразие населения (с лесом связано существование многих тысяч видов животных) и сложность взаимо-

связей. Этим обусловлено то, что животные оказывают постоянное воздействие на растительность леса, сопровождая жизнь древесного растения от семени до гибели. Их положительное значение отражено текстом, помещенным в наземной части профиля: «Животные способствуют устойчивости, развитию и расселению растительности. Ограничивая население фитофагов, зоофаги препятствуют деятельности вредителей леса».

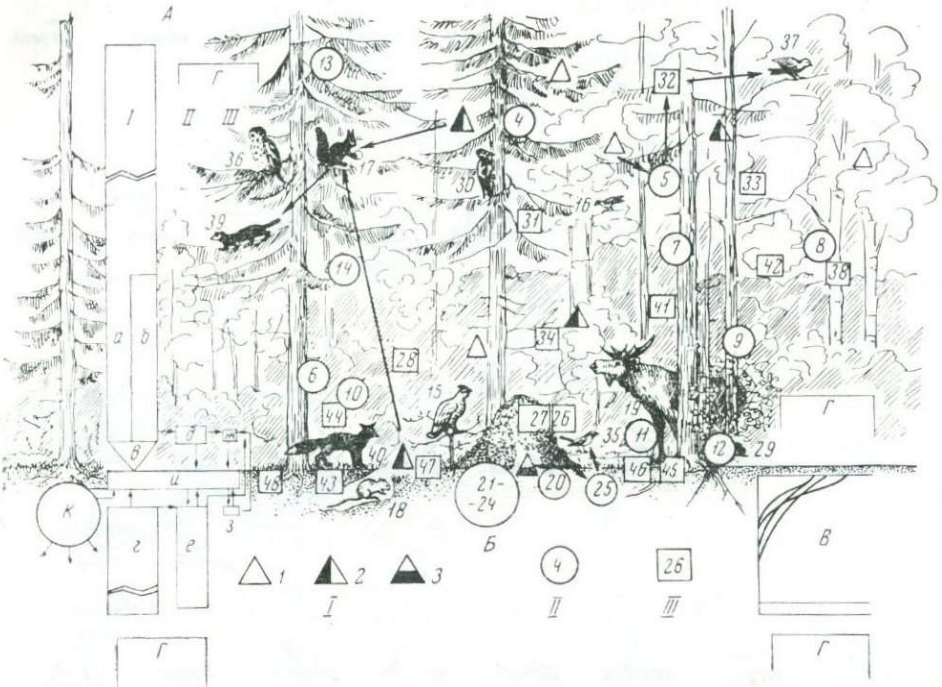


Рис. 4. Биогеоценотическая роль животных (на примере леса):

А — биомасса (наземная и подземная) по трофическим уровням. *I* — автотрофный — растения (*п*.10^5 *кг/га*): *а* — деревянистые части (70%), *б* — зеленые части (ок. 6%), *в* — опад (ок. 3%), *г* — корни (ок. 20%); *II*, *III* — гетеротрофные — животные: *д* — фитофаги (10—20%), *е* — сапрофаги (до 90%), (*п*.10^2 *кг/га*) и зоофаги (*п*.10—2 *кг/га*): *ж* — наземные (ок. 70%), *з* — почвенные (ок. 30%); *и* — органические остатки; *к* — микроорганизмы;

Б — легенда к рисунку (в скобках названы изображенные объекты). *I* — растительные корма: *1* — вегетативные части и цветы деревьев, кустарников, трав (побеги, кора, хвоя, листья), мхи, лишайники, грибы, *2* — плоды и семена, висящие и опавшие, в том числе сброшенные (шишки, желуди, ягоды), *3* — опад, отмершие части (листья, корни); *II* — фитофаги, ризофаги (корнееды), сапрофаги (потребители растительных остатков): *4* — волнянки (непарный шелкопряд), *5* — листовертки (дубовая), *6* — короеды (типограф), *7* — долгоносики (желудевый), *8* — хрущи (майский), *9* — усачи (дубовый), *10* — тли, *11* — шмели, *12* — слизни, *13*, *14* — вьюрки (клест, зяблик), *15* — куриные (рябчик), *16* — сойка, *17* — белка, *18* — лесные полевки (рыжая), *19* — олени (лось), *20* — личинки хрущей и других жуков (майского хруща), *21*, *22*, *23*, *24* — простейшие, нематоды, панцирные клещи, ногохвостки, *25* — дождевые черви; *III* — зоофаги, копрофаги, некрофаги (навозники, трупоеды): *26* — пауки (крестовик), *27* — муравьи (рыжие лесные), *28* — коровки (семиточечная), *29* — бурые лягушки (травяная), *30* — дятлы (большой пестрый), *31* — синицы (ганчка), *32* — пеночки (весничка), *33* — мухоловки (пеструшка), *34* — славки (черноголовка), *35* — дрозды (рябинник), *36* — совы (неясыть), *37* — ястребы (перепелятник), *38* — вечерницы (рыжая), *39* — куницы (лесная), *40* — лисица, *41* — комары, *42* — наездники (рисса), *43* — блохи, *44* — иксодовые клещи, *45* — жужелицы, *46* — землеройки (бурозубка), *47* — навозники, *48* — мертвоеды (могильщики).

В — вертикальное распределение гумуса (%), корневых систем (*см*^{3} или *дм*^{3}), микрофауны (на 0,1 *м*^{3}), мезофауны на (0,1 *м*^{3}). *Г* — дополнительные тексты

Почвенная часть рисунка сопровождается графиком, показывающим вертикальное распределение гумуса, корневых систем растений, микро- и мезофауны (Гиляров, 1967). Сопряженность линий, приуроченность наибольших показателей к верхним горизонтам отражают взаимосвязь явлений в жизни почвы. О роли животных в почвообразо-

вании говорит помещенный здесь текст: «Животные участвуют в разложении лесной подстилки, в накоплении гумуса и увеличении мощности гумусового горизонта, в создании структуры и формировании плодородия почвы».

Этим отражено наиболее важное значение в биогеоценотическом процессе обильно представленных групп животного населения. В легенде к рисунку названы группы ведущих животных леса («Животный мир СССР», 1953). Их изображения одновременно символизируют отдельные виды в их связях с растениями и другими животными, которые представляют примеры конкретных цепей питания (например: шишки ели, висящие и упавшие, → белка → куница; листья дуба → дубовая листовертка → пеночка → ястреб; растительный опад → дождевой червь → дрозд и т. д.). Легенда разбита на три колонки по уровням питания. Верхняя ее часть относится к наземной части рисунка, нижняя — к почвенной. Здесь упомянуты растительные корма (вегетативные части, плоды, опад), наземные фитофаги, ризофаги и сапрофаги (22 группы), зоофаги наземные и почвенные, копрофаги и некрофаги (23 группы).

Таково содержание экспоната о биогеоценотической роли животных на примере леса. Описанные экспонаты используются студентами на занятиях по курсу биогеографии.

Новая экспозиция является попыткой показать наглядно самые общие понятия о сложной структуре живого покрова Земли, о свойственном природным комплексам круговороте веществ, образованном функционально-трофическими связями между растительностью, животным населением и микромиром.

ЛИТЕРАТУРА

Гиляров М. С. Беспозвоночные животные в лесном биогеоценозе. «Лесоведение», 1967, № 2.

Животный мир СССР, т. 4. Лесная зона. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1953.

Наумов Н. П. Экология животных. М., «Высшая школа», 1963.

Никольский Г. В. Экология рыб. М., «Наука», 1963.

Основы лесной биогеоценологии. М., «Наука», 1964.

Родин Л. Е., Базилевич Н. И. Динамика органического вещества и биологический круговорот зольных элементов и азота в основных типах растительности земного шара. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1965.

Сдобников В. Н. Сравнительно-экологический анализ фауны тундры и тайги. «Зоол. журн.», 1958, т. 37, вып. 4.

Успенский С. М. Некоторые зоогеографические и экологические соотношения в высоких широтах Арктики. «Мат-лы совещ. по зоогеографич. секции». Львов, 1957.

Ходашова К. С. и др. Структура, динамика и формы воздействия животного населения на продуктивность биогеоценозов центральной лесостепи. В кн.: «Структура и функционально-биогеоценотическая роль животного населения суши». Изд-во МГУ, 1967.

Duvigneaud P. et al. Ecosystemes et biosphere. «Lecologie. Sci. moderne de sinthese», vol. 2. Bruxelles, 1962.

ЖИЗНЬ ЗЕМЛИ
СБОРНИК МУЗЕЯ ЗЕМЛЕВЕДЕНИЯ МГУ, № 7, 1971 г.

РАЗДЕЛ III

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ЕСТЕСТВЕННЫХ НАУК

Н. Г. КОМАРОВА

ЛОМОНОСОВ И ЧИЧАГОВ

(новые данные о первой русской высокоширотной экспедиции и отражение ее в экспозиции)

В Музее землеведения МГУ в экспозиции 24-го этажа широко представлена тема «История исследования Арктики». Среди экспонатов видное место занимает картина художника А. И. Васильева «Ломоносов и Чичагов». Маршрут экспедиции Чичагова 1765—1766 гг. представлен на картосхеме-плакате «В Центральную Арктику, морем и по льду», отражающем этапы и средства борьбы за северный полюс, а также на кассете «История исследования Русской Арктики до 1917 г.».

В данной статье сообщается ряд малоизвестных сведений об экспедиции Чичагова, в частности об участии в ее организации М. В. Ломоносова, а также новые данные об обнаруженной автором подлинной экспедиционной карте 1765 г. с собственноручной подписью Чичагова. Эти сведения представляют историко-географический интерес и несомненно могут быть использованы в тематической лекции в дополнение к музейной экспозиции, а также для научной паспортизации экспоната.

Первая русская полярная экспедиция Василия Яковлевича Чичагова в 1765—1766 гг. по отысканию Северного морского пути через Арктический бассейн к берегам Камчатки была организована по инициативе М. В. Ломоносова, много лет жизни посвятившего изучению географии северных полярных стран. На картине художника Васильева (рисунок) изображен момент, когда Ломоносов и Чичагов обсуждают план и маршрут экспедиции. Они рассматривают лежащие перед ними карты. В руке у Чичагова измеритель, с помощью которого уточняется маршрут, на столе — макет корабля, какими, по-видимому, в то время располагал русский флот; за окном силуэт Петропавловской крепости и стоящие на рейде суда.

Ломоносов был горячим сторонником идеи о необходимости систематического исследования северных морей и изыскания морского пути на восток через Арктический бассейн. «Северный океан, — по мнению Ломоносова, — есть пространное поле, где усугубиться может



Картина худ. А. И. Васильева «Ломоносов и Чичагов»

Российская слава, соединенная с беспримерною пользою, чрез изобретение восточно-северного мореплавания в Индию и Америку».

Ломоносов утверждал, что только русские, имеющие многовековой опыт полярных плаваний, могут практически разрешить проблему освоения Северного морского пути. Русские издавна плавали северными морями. Уже в X—XI вв. новгородцы в поисках новых земель проникали далеко на север и северо-восток к берегам «студеного моря» и часто уходили в глубь океана. Занимаясь рыбными и звериными промыслами, русские мореходы и промышленники в XIII—XIV вв. достигали островов Шпицберген и Новая Земля.

Кочи поморов в XVII в. бороздили моря Ледовитого океана вдоль всего северного побережья Азии. Так к первой половине XVII в. относятся плавания архангельских поморов к устью р. Оби в богатую соболями Мангазею и далее на восток вокруг Таймырского п-ова. Остатки зимовья, обнаруженного в 1941 г. на о. Фаддея, доказывают, что русские в 20-х годах XVII столетия обогнули морем м. Челюскина.

В то же самое время русские землепроходцы, осваивая внутренние районы Сибири, спускались по рекам к Северному Ледовитому океану и, плавая вдоль берегов Сибири, завершали открытие всего северного побережья нашей страны. В итоге к концу XVII в. весь Северный морской путь был по частям пройден русскими.

В XVIII в. изучение северных морей приобрело характер крупных государственных мероприятий. Петр I отчетливо понимал политическое и стратегическое значение северных окраин Русского государства и морских путей, ведущих к ним. Борясь за превращение России в великую морскую державу, Петр I создавал морской флот. Была образована Морская академия, а позднее и Академия наук, из стен которых вышли многие отечественные мореплаватели и ученые, в том числе будущие исследователи Арктики.

По замыслу Петра I уже в царствование Анны Иоанновны была организована Великая северная экспедиция 1733—1743 гг., одной из задач которой, по словам академика Г. Миллера, было «устройство сообщения по Ледовитому морю, чтобы выяснить, нельзя ли таким образом открыть в интересах торговли более удобный путь на Камчатку, чем длительная сухопутная дорога через всю Сибирь».

Участниками Великой северной экспедиции были проведены большие работы по изучению природы русских арктических морей и положено на карту побережье Северного Ледовитого океана от Печоры на западе до м. Большой Баранов на востоке. Вместе с тем экспедиция вскрыла трудности судоходства в полярных морях Сибири. Были взяты под сомнение проекты сквозного плавания морским путем вдоль сибирских берегов. Возникла идея открытия морского пути на восток через центральную часть арктического бассейна.

Впервые эти идеи были изложены Ломоносовым в 1755 г. в сочинении «Письмо о северном ходу в Ост-Индию Сибирским океаном» и затем в работах: «Мысли о происхождении ледяных гор в Северных морях» (1761), «Краткое описание разных путешествий по северным морям и показание возможного проходу Сибирским океаном в Восточную Индию» (1763), в «Прибавлении первом» и «Прибавлении втором» к указанному сочинению.

Ломоносов в своих произведениях старался научно обосновать возможность плавания через Арктический бассейн. Вопреки распространенному тогда воззрению о том, что у Северного полюса находится обширный континент, Ломоносов на составленной им карте Арктики (1763) в центре бассейна изобразил океан. Он наметил схе-

му морских течений в Арктическом бассейне, указал на возможность наличия летом свободного моря к северу от Шпицбергена и Новой Земли.

Ломоносов разрабатывал теоретические вопросы, связанные с изучением полярных льдов, их происхождения, форм и движения. Он был первым ученым, предположившим наличие большого ледового дрейфа в Северном Ледовитом океане. За 100 с лишним лет до А. Петермана, считающегося первооткрывателем этого дрейфа, Ломоносов с гениальной прозорливостью писал в «Кратком описании», что «льды приходят от востока из Сибирского океана восточными водами и ветрами прогнанные». Правильность этого положения была доказана дрейфами «Жанетты» в 1879—1881 гг. и «Фрама» в 1893—1896 гг. и позже подтверждена дрейфом «Седова» в 1937—1940 гг.

Исходя из своих представлений об Арктике, Ломоносов выдвинул идею снаряжения первой русской полярной экспедиции для достижения Тихого океана и Камчатки через северный приполярный бассейн. После рассмотрения предложений М. В. Ломоносова о плане организации экспедиции и ее маршруте «Морской Российских флотов» комиссией, 14 мая 1764 г. Екатерина II подписала указ о снаряжении этой экспедиции. Экспедиция объявлялась секретной и называлась экспедицией по «возобновлению китовых и других, звериных и рыбных промыслов на Шпицбергене».

Главным командиром экспедиции был назначен капитан I ранга Василий Яковлевич Чичагов, а командирами двух кораблей — капитаны Никифор Панов и Василий Бабаев. Экспедицию решено было начать в 1765 г. со Шпицбергена.

Благодаря стараниям Ломоносова экспедиция Чичагова в научном отношении была обеспечена так, как ни одна из бывших ранее русских и иностранных экспедиций. Командиры получили астрономические таблицы, карты и выписки из корабельных журналов Великой северной экспедиции. У каждого корабля были необходимые физические и астрономические приборы. Многие мореходные инструменты Ломоносов изготовлял сам в мастерских Академии наук. Он же занимался обучением штурманов.

Желая придать экспедиции научно-исследовательский характер, Ломоносов составил «Примерную инструкцию морским командующим офицерам, отправляющимся к поисканию пути на Восток Северным Сибирским океаном» (1765). Эта инструкция была по существу программой комплексного исследования морей. В ней Ломоносов советовал будущим арктическим мореплавателям по пути наблюдать «состояние воздуха по метеорологическим инструментам, время помрачения луны и солнца, склонение и наклонение компаса, вид берегов и островов», измерять глубины, вести наблюдения за течениями, приливом и отливом, брать пробы воды для последующего анализа в Петербурге, изучать животный мир, собирать образцы горных пород и там, где окажутся люди, описывать «вид, нравы, поступки, платья, жилище и пищу» (Ломоносов, 1952).

Была тщательно подготовлена материальная часть экспедиции. Еще летом 1764 г. по совету Ломоносова из Архангельска в бух. Клокбай (на западном побережье Шпицбергена) были отправлены шесть судов под командой лейтенанта М. Немтинова, доставившего снаряжение и продовольствие для экспедиции и основавшего на Шпицбергене базу. Им была составлена отличная карта Клокбая с указанием фарватера и места зимовки, проведены некоторые наблюдения над льдами и пр.

9 мая 1765 г. экспедиция Чичагова на трех кораблях отправилась из Колы по направлению к Шпицбергену. К сожалению, главному инициатору экспедиции Ломоносову не суждено было увидеть выхода судов в море, он умер 4 апреля 1765 г.

Согласно плану Ломоносова, маршрут экспедиции должен был пройти мимо западных берегов Шпицбергена к Гренландии и далее на восток («по правую руку») через Арктический бассейн в общем направлении к Берингову проливу.

Тяжелые ледовые условия 1765 г. не позволили кораблям пройти далее 80°26′ с. ш. В следующем 1766 г. Чичагов повторил свою попытку пробиться сквозь льды Гренландского моря в центральный приполярный бассейн. Но и на этот раз корабли, достигнув лишь 80°30′ с. ш., не смогли пробиться к берегам Гренландии и вынуждены были возвратиться 10 сентября 1766 г. в Архангельск.

Таким образом, первая русская высокоширотная экспедиция Чичагова по отысканию сквозного северного морского прохода окончилась неудачей и не достигла тех результатов, которых от нее ожидали организаторы экспедиции и правительство России. Это и понятно: при тогдашнем состоянии науки и кораблестроительной техники высокоширотная экспедиция имела слишком мало шансов на успех. Однако сама организация экспедиции была важным вкладом в науку и послужила толчком для изыскания Северного морского пути. До Чичагова в высокие широты проникали лишь суда промышленников. Чичагов первым предпринял основанную на научном расчете и предвидении Ломоносова попытку осуществить высокоширотную экспедицию и проникнуть в центральную часть Ледовитого океана.

Участники экспедиции показали образцы стойкости и мужества в труднейших для парусного флота условиях плавания в полярных водах. В своей «Оправдательной записке» (1766) Чичагов отмечает, что «в далеких, неизвестных морях, наполненных льдами, покрытых почти беспрерывными туманами», участники экспедиции «старались в сходствие с данным нам повелением плыть по назначенному пути и преодолевать встречающиеся препятствия».

Экспедиция собрала большой материал о природе Гренландского моря. Проводимые метеорологические наблюдения доставили ценные сведения о погоде высоких широт. Во время экспедиции велись наблюдения над морскими течениями и движением льдов, в результате которых был подтвержден предположенный Ломоносовым большой дрейф, т. е. движение льдов в Ледовитом океане с востока на запад. Участники экспедиции измеряли глубины моря, исследовали морские грунты. Было изучено западное побережье Шпицбергена, обследованы удобные якорные стоянки и бухты, составлены подробные карты маршрутов экспедиции.

В настоящее время известно несколько подлинных карт экспедиции Чичагова. Часть из них хранится в Ленинграде. Несколько подлинных карт, а также копии плоских карт плаваний «Чичагова», «Панова», «Бабаева», как установлено нами, хранятся в Москве в ЦГАДА (фонд карт Архангельской губернии, № 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12, 13, 15).

В картографическом отделе Государственного исторического музея в Москве автором обнаружена неизвестная собственноручная подлинная карта Чичагова 1765 г. Карта состоит из нескольких склеенных листов тонкой белой бумаги с водяными знаками. Размер карты 240×270 *см*. Картографическая сетка отсутствует. Масштаб карты — 60 итальянских миль в 1° (1 : 607 760); имеется поперечный масштаб.

В верхнем правом углу карты находится узорный картуш с надписью: «Карта морская плоская, содержащая в себе западную сторону острова Шпицбергена, которая сочинена и увеличена с голландской плоской карты и в которой показан происшедший рейс новопостроенного первого судна, именуемого Чичагов. Кампания сего 765 года от Клокбая до северного конца острова Шпицберген и обратно до южного конца, именуемого Зюйд кап оф Вилькинс по правому компасу». Ниже имеется собственноручная подпись: «Капитан Василей Чичагов»».

Карта рукописная. Черной краской изображена береговая линия западного Шпицбергена и отдельных островов. Показаны прибрежные камни и отмели. Даны глубины. Отмечены якорные стоянки. Имеются надписи названий островов и бухт.

Прокладка курса корабля Чичагова начинается из Клокбайской бухты 6 июля 1765 г. и заканчивается у входа в эту же бухту 30 июля 1765 г. Даются ежедневные отметки местоположения судна. Путь корабля на север до предельной широты 80°26′ с. ш. (23 июля) нанесен черной краской, обратный путь — красной. Таким образом, по имеющейся карте можно подробно проследить весь маршрут экспедиции 1765 г., получить некоторые дополнительные сведения о ходе экспедиции и о тех районах, где она побывала. Для истории русского полярного мореплавания изучение этой карты несомненно представляет интерес, как и изучение других материалов экспедиции Чичагова, составившей одну из первых страниц истории исследования Арктики и освоения Северного морского пути.

ЛИТЕРАТУРА

Белов М. И. История открытия и освоения Северного морского пути, т. I. М., 1956.
Ломоносов М. В. Соч., т. VI. М., Изд-во АН СССР, 1952.
Соколов А. Проект Ломоносова и экспедиция Чичагова, СПб., 1854.

С. Б. ДОЦЕНКО

ПЕРВЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ БОЛЬШОГО КАВКАЗА (до 40-х годов XIX в.)

В истории геологического изучения Большого Кавказа период до 40-х годов XIX в. (до начала планомерных систематических исследований Г. В. Абиха) освещен неполно. Существуют лишь описания отдельных экспедиций (Гамель, 1827; Шуровский, 1862; Гольденберг, 1959). В статье В. В. Тихомирова «Геология в России первой половины XIX в.» (1960) этому периоду в изучении Большого Кавказа уделено недостаточно внимания.

В предлагаемой статье автор пытается воссоздать по мере возможности полную картину геологических исследований, проводимых на Большом Кавказе с начала знакомства с ним первых рудознатцев до проведения первых систематических исследований.

Геологические исследования Кавказа начинаются с первой половины XVII в., когда в связи с приближением границ Русского государства к Кавказу значительно оживились торговые и дипломатические связи между кавказскими народами и Россией, а некоторые черкесские кня-

жества даже приняли подданство Русского государства. В 1628 г. черкесский князь Питмах Черкесский отправил из Кабарды в Москву Коншов Мурзу Битемрукова для сообщения царю Михаилу Федоровичу, что в Кабарде в стране Абаста или Таабаста имеются серебряная и медная руды. В том же году по приказанию царя была снаряжена экспедиция в Кабарду в составе немецкого рудознатца С. Фрича и рудокопца И. Геральда. В августе 1628 г. они прибыли в город Терек (основан в середине XVI в. на реке Терек и просуществовал два столетия), но не смогли сразу выехать в горы из-за какой-то эпидемии. Коншов Мурза с отрядом был отправлен в Кабарду, чтобы привезти образцы руды и пригласить князей, владеющих этими землями, для переговоров. В ноябре он возвратился с образцами руды, в которой Фричем были найдены свинец и серебро. Но для добычи руды было необходимо ввести войска, так как князья отказались вести переговоры и не дали разрешения разрабатывать руду на их землях. Вследствие этого царь Михаил Федорович приказал Фричу и Геральду оставить поиски руды и возвратиться в Москву (Гамель, 1829).

Внимание русской Бергколлегии, ведавшей делами поисков и разведки полезных ископаемых, издавна привлекал район Осетии, земли которой, по неоднократно поступавшим сведениям, были богаты рудами свинца и серебра. В 1766 г. астраханский губернатор Н. А. Бекетов получил от грузинского игумена Григория образцы руд, найденных в Осетии, и сообщил об этом в Бергколлегию. Бергколлегия и Коллегия иностранных дел возложила на Бекетова организацию поисков руд в Осетии, а на маркшейдера С. Л. Вонявина — ведение разведки.

Поскольку в 60-х годах XVIII в. русские владения на Кавказе располагались севернее Терека, а интересовавший Бергколлегию район Северной Осетии находился вне сферы русского влияния на положении независимого княжества, необходимо было маскировать истинную цель экспедиции. В мае 1768 г. Вонявин выехал в Осетию под видом губернаторского егеря, якобы для поимки туров. Поездка Вонявина увенчалась успехом. Им был составлен «Примерный план найденным в Осетии серебряным и свинцовым признакам...» с географическим описанием посещенных мест и указанием пункта для возможного строительства завода.

Осенью 1771 г. Бергколлегией в Осетию был послан поисковый отряд ротмистра Батырева и шихтмейстера А. Кирхнера для более полного сбора образцов руд. При проведении экспедиции они руководствовались «Наставлениями» Вонявина. Экспедиция увенчалась успехом, еще более расширив сведения о рудах Осетии.

Со второй половины XVIII в. в России происходит активизация географических исследований слабо изученных областей. Экспедиции организует Русская академия наук.

Но организаторов экспедиций кроме земель, принадлежавших России, интересовали также земли прилежащих к ней районов.

В прикаспийские области Кавказа, северо-восточное Предкавказье и район Терека была организована экспедиция С. Г. Гмелина (1768—1774), которая окончилась трагически — ученый был пленен персами и погиб. Одновременно с гмелинской на Кавказ была послана экспедиция, возглавляемая Иоганном Антоном Гильденштедтом, недавно перед этим получившим степень доктора медицины во Франкфурте-на-Одере. Из Петербурга он отправился в Воронеж, Астрахань, Кизляр, Моздок, откуда совершал поездки по рекам: Терек, Камбилеевка, Сунжа. Он посетил Осетию, Малую Кабарду, а затем отправился по Военно-Грузинской дороге через Душет и Мцхет в Тифлис. Из Тифлиса Гильденштедт

совершал экскурсии по Кахетии, Имеретии Раче, Мингрелии, побывал в Кутаисе. Затем, вторично перевалив через Главный Кавказский хребет по Военно-Грузинской дороге, вернулся в Моздок, проехал Кубанскую обл. и в 1775 г. возвратился в Петербург.

Во время этого многолетнего путешествия были собраны богатые, многообразные и очень ценные для того времени научные материалы. В 1780 г. в связи с кончиной Гильденштедта обработка и издание его материалов были поручены П. С. Палласу, который издал их в 1787—1791 гг. под названием: «Prodromus einer Geologie der caucasischen, armenischen und nordpersischen Gebirge». К сожалению, по словам Ю. Клапрота, пересматривавшего материалы Гильденштедта в 1806 г., Паллас отнесся к своей задаче невнимательно и многие ценные материалы не были опубликованы.

В 1809 г. Петербургской академией наук было издано «Географическое и статистическое описание Грузии и Кавказа из путешествий академика И. А. Гильденштедта через Россию и по Кавказским странам в 1770, 71, 72, 73 гг.» К этому сочинению приложены планы и карты Кавказа, послужившие материалом к изданию «Новой Карты Кавказа» (географической), напечатанной во втором томе сочинений Гильденштедта.

М. А. Полиевктов, изучавший путешествия по Кавказу в XIII—XVIII вв., так характеризует значение сочинения Гильденштедта: «Для Кавказа, главным образом Северного и Грузии, «Prodromus» Гильденштедта — капитальный труд, какого до того времени не было еще ни в русской, ни в западноевропейской кавказоведческой литературе» (Полиевктов, 1935, стр. 125).

По представлениям Гильденштедта Кавказ имеет довольно простое строение: ядро хребта составляют граниты и порфиры, а склоны сложены согласно облекающими указанные породы пластами сланца, известняка и песчаника, последовательно налегающими друг на друга. Наклонное положение слоев на склонах хребта, а также все другие нарушения их залегания объяснялись рельефом морского дна, где происходило отложение этих осадков, или простым обрушением пластов. Гильденштедт считал, что при выходе из гор на равнину породы приобретают горизонтальное залегание. Исследователь придерживался взглядов нептунистов. Все породы, слагающие Большой Кавказ, имеют, по представлениям Гильденштедта, осадочное происхождение и поэтому он равнозначно употребляет такие названия, как «глинистые» и «гранитно-глинистые» породы. Описывая каждый хребет в отдельности, исследователь дает характеристику трещиноватости, крепости, цвета и слоистости пород.

Труд Гильденштедта представляет особый интерес для формирования взглядов на геологию Кавказа, так как им впервые дано описание пород и предложена схема геологического строения Кавказа, основанная на позициях нептунизма. Хотя с современных позиций взгляды Гильденштедта крайне примитивны, все же они положили начало познанию геологического строения Большого Кавказа.

В 1801 г. к России была присоединена Восточная Грузия, а в 1804—1810 гг.— западные области. Создались более благоприятные условия для изучения геологии Кавказа. В 1801 г. А. А. Мусин-Пушкин был назначен заведующим Горной частью в Грузии. Вместе с горными офицерами А. А. Борзуновым, И. И. Эйхфельдом и другими он обследовал большинство известных в то время месторождений Грузии, привлекая к работам по их изучению местных специалистов горного дела. В 1816 г. на Кавказе было организовано Горное управление.

Постепенно начинают развиваться и собственно геологические исследования Кавказа. В 1810 г. А. К. Шлегельмих по решению Российской академии наук получил командировку на Кавказ и объездил Мингрелию, Лечхум, Сванетию, часть Имеретии и район Военно-Грузинской дороги. Позднее он издал две работы, касающиеся геологии этих мест. В 1811 г. профессора Дерптского университета М. Ф. Энгельгардт и И. Ф. Паррот обследовали грязевые вулканы Таманского п-ова, проехали по Кавказской линии до Моздока, откуда поднялись вверх по Тереку. В результате экспедиции исследователи составили описание осадочных отложений (без указаний возраста) посещенных мест.

Значительный вклад в развитие знаний о геологии Большого Кавказа внесли исследования И. И. Эйхфельда, проработавшего на Кавказе в течение четверти века. В 1827 г. он опубликовал работу по геологии Кавказа, где дает схематическое описание осадочных отложений этой области. Эйхфельд пользовался схемой стратиграфического расчленения осадочных отложений, существовавшей в то время в Западной Европе и основанной на позициях нептунизма. Самыми древними считались фундаментальные (первобытные, примитивные) породы, за ними следовали переходные (первичные), на которые налегали флецовые (вторичные) отложения, перекрытые, в свою очередь, третичными, выше которых располагались намывные породы, отложившиеся, по мнению большинства геологов того времени, из вод всемирного потопа.

Самая древняя первозданная часть Кавказа сложена сиенитом, гнейсом, глинистым сланцем, известковыми породами, и черным порфирообразным базальтом. Первозданные породы с севера и юга ограничиваются горами переходного (первичного) известняка, граничащими, в свою очередь, с древними флецовыми (вторичными) отложениями, сложенными песчаным камнем (песчаником), сланцеватой глиной, рухляком (мергелем) и кремнистой брекчией. С севера флецовые горы со всеми лежащими на них позднейшими образованиями (не указано какими) простираются до плоской Каспийской губернии (очевидно, имелась в виду Предкавказская низменность). На южном склоне флецовые образования у Мцхета прерываются флецами, идущими от персидской границы.

О простоте геологического строения Кавказа Эйхфельд говорит следующее: «В поперечном разрезе, который совершенно обнаружен по дороге от Моздока до Тифлиса, сложение его (т. е. Кавказа. — *Автор*) столь же просто, как и осмотренных мною Карпатов» (Эйхфельд, 1825, стр. 25).

В 1834 г. горный инженер С. В. Гурьев несколько дополнил схему Эйхфельда, описав третичные породы хребта. На северном склоне третичные отложения протягиваются параллельно вторичным и имеют большое развитие у Ставрополя. Состоят они из раковинного известкового туфа, песчаника и известняка. Третичные отложения южного склона Кавказского хребта имеют развитие, по мнению Гурьева, лишь в восточной части и состоят из песчаника, рухляка (мергель выветрелый), белого известняка, рухлякового сланца и гипса.

Схема геологического строения Большого Кавказа, составленная Эйхфельдом и дополненная Гурьевым, суммировала все накопленные к тому времени сведения о геологии Кавказа и служила справочным пособием для геологов.

С развитием дальнейших исследований Кавказа для геологов стала ясной невозможность объяснения всего многообразия нарушенного залегания пород простым обрушением. В конце 20-х — начале

30-х годов XIX в. в работах по геологии Кавказа появляются мысли о возможном существовании огненного ядра внутри Земли, о механическом воздействии плутонических пород, приподымающих вышележащие осадочные отложения и сминающих их в складки, т. е. в среду исследователей Кавказа стали проникать элементы концепции плутонизма.

В 1829 г. А. Я. Купфер, принимавший участие в военной экспедиции по Центральному Кавказу (Боковой хр., бассейн р. Малки, район Эльбруса), при описании залегания пород уже говорит о прорывании трахитом глинистых сланцев. Горные инженеры Воскобойников и Гурьев, изучая геологию Таманского п-ова и северной части Черноморского побережья Кавказа, пришли к выводу, что осадочные отложения, первоначально отлагавшиеся горизонтально, подвергаются воздействию внутренней силы, связанной, по их мнению, с огненно-жидким состоянием ядра, и сминаются в складки.

В 1834—1837 гг. по Кавказу путешествовал французский ученый Ф. Дюбуа де Монпере. Геологические исследования проводились им без всякой системы, так как он быстро переезжал из одной местности в другую. Вследствие этого геологические сведения разбросаны по всему сочинению, написанному им в 1838—1842 гг. К сочинению приложен атлас, содержащий первую геологическую карту Кавказа и ряд геологических профилей, впервые составленных для Кавказа.

При описании осадочных отложений Большого Кавказа Ф. Дюбуа де Монпере пользовался созданной к тому времени геологами Западной Европы стратиграфической шкалой. По его мнению, на территории Большого Кавказа наиболее древними породами являются отложения черного сланца, почти неимеющего окаменелостей и составляющего середину хребта. На геологической карте, помещенной в атласе, возраст этих отложений считается более древним, чем юрский, а в описании он называет их лейасовыми. Выше залегает формация юрского известняка. Нижний ярус мела представлен сланцами, средний — зеленым песчаником, породы верхнего яруса меловой системы сложены белым мелом. Выше залегают третичные породы, представленные глинисто-песчанистыми слоями. Более молодых отложений Ф. Дюбуа де Монпере не описывает, но на карте отмечает пески и солончаковые отложения, покрывающие большие пространства. Исследователь посетил также район Черноморского побережья Кавказа у Анапы и Новороссийска и пришел к выводу, что побережье в этом районе сложено меловым фукоидным сланцем, названным им флишем, и что этот флиш имеет много общего с флишем, выделенным в Швейцарии. В истории геологического развития Кавказа Ф. Дюбуа де Монпере выделил три периода горообразования, причиной которых, по его мнению, являлись перемещения магмы.

Первый подъем Кавказа, по представлениям исследователя, произошел в конце юрского периода и был произведен гранитами, которые прошли сквозь толщу черного сланца, подняли его, смяли, и заставили прийти в стоячее положение пласты юрского известняка, лежащего поверх сланца. Образовался первый зародыш Кавказского острова.

Второй подъем, произведенный мелафирами и порфирами, произошел в середине мелового периода. Эти подвижки служили предвестниками последнего усилия подземного огня, произведшего в конце третичного периода, по мнению Ф. Дюбуа де Монпере, величайший переворот на земной поверхности, и в частности на Кавказе. Именно этому поднятию, считает Ф. Дюбуа де Монпере, обязан Кавказ своей высотой. Этот переворот был произведен трахитами и явился причиной осушения морей у подножия кряжа. Исследователь считает, что именно в это

время образовались на территории Большого Кавказа крупнейшие вулканы (Эльбрус, Казбек, Писсемта и др.). В геологическом профиле, проведенном через Большой Кавказ от Ахалциха через Эльбрус до Бештау, Ф. Дюбуа де Монпере стремится показать, что все крупнейшие горы на Кавказе являются характернейшими кратерами поднятия, в которых изверженные породы прорывают расположенные выше осадочные отложения, нарушают их горизонтальное спокойное залегание, сминая слои в складки. По его мнению, в местах, удаленных от указанных кратеров поднятия, осадочные отложения залегают горизонтально и чем ближе расположены слои к кратеру поднятия, тем круче их падение.

После выхода в свет трудов Ф. Дюбуа де Монпере гипотеза плутонизма окончательно утвердилась в воззрениях исследователей Кавказа. При обработке собранного геологического материала Ф. Дюбуа де Монпере обращался за советами к Леопольду фон Буху, Эли де Бомону, Агасицу и другим крупным ученым Западной Европы. Высоко оценил значение экспедиции ученого Г. Е. Щуровский, который считал, что исследования Ф. Дюбуа де Монпере настолько разносторонни, что смогли бы сделать честь любой экспедиции, состоящей из археологов, историков, географов и геологов. «Этого известного ученого, по всей справедливости, можно назвать основателем геологии Кавказа. Он первый познакомил нас с общим образованием тамошних гор и с теми переворотами, которые подняли их на нынешнюю высоту» (Щуровский, 1862, стр. 463).

И хотя с современных позиций представления Ф. Дюбуа де Монпере о геологическом строении Большого Кавказа примитивны, но для того времени его труд был значительным шагом вперед в познании геологии Кавказа. Следует обратить внимание на то, что Ф. Дюбуа де Монпере поразительно верно для того времени определил решающую роль позднетретичного горообразования в формировании современного рельефа Большого Кавказа. Здесь мы встречаемся впервые с зачатками неотектонических представлений о Кавказе.

Таким образом к 40-м годам XIX в. наивные представления нептунистов о геологии Кавказа сменились более сложными представлениями плутонистов, которые искали связь между геологическим строением, тектонической жизнью Кавказа и внутренним строением Земли, понимая это так, как позволял им уровень развития геологии в то время.

Но геологические исследования этого периода носили еще эпизодический характер, не представляя систематических планомерных наблюдений. Изученные области составляли весьма малый процент от всей территории Большого Кавказа. Не было создано стройного представления о геологическом строении этого региона. Необходимы были обширные систематические исследования, которые позволили бы познать стратиграфию и структуру Большого Кавказа.

ЛИТЕРАТУРА

1809. Гильденштедт И. А. Географическое и статистическое описание Грузии и Кавказа из путешествия г-на ак. И. А. Гильденштедта через Россию и по Кавказским горам в 1770, 71, 72, 73, гг. Сб.

1827. Эйхфельд И. И. Геогностическое описание гор Грузинского края, или областей, принадлежащих России между Черным и Каспийским морем, с показанием заключающихся в них полезных минералов и состояния горного производства, в сем крае существующего. «Горн. журн.», кн. VII.

1829. Гамель И. Описание путешествия на Кавказ, предпринятого при царе Михаиле Федоровиче. «СПб. Ведомости», № 80—83.

1834. Гурьев С. В. Некоторые замечания о кряжах Уральском и Кавказском. «Горн. журн.», ч. IV, кн. 10—11.
1838. Дюбуа де Монпере Ф. О главных геологических явлениях на Кавказе и в Крыму. «Горн. журн.», ч. 1, кн. III.
1862. Щуровский Г. Е. Геологические очерки Кавказа. «Русский вестник», т. 37, № 2.
1862. Щуровский Г. Е. Геологические очерки Кавказа. «Русский вестник», т. 38, № 3—4.
1935. Полиевктов М. А. Европейские путешественники XIII—XVIII вв. по Кавказу. Тифлис.
1959. Гольденберг Л. А. Карты Северного Кавказа. «Очерки по истории геол. знаний», вып. 8.
1838—1842. Dubois de Montpereux F. Voyage autour du Caucase, ches les tcherkesses et les abkhases, en Colchidie, en Georgie, en Armenie et en Crimee, vol. 7. Paris.

С. Б. ДОЦЕНКО

РАЗВИТИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О РЕЛЬЕФООБРАЗУЮЩЕЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ РЕК

(1900—1917 гг.) [1]

В начале XX в. при изучении деятельности рек исследователи главное внимание уделяли их эрозионной работе, морфологической стороне разработки речных долин. Аккумулятивная же деятельность рек практически не изучалась.

Большой вклад в изучение эрозионной работы рек и их роли в формировании рельефа внесли труды В. М. Дэвиса. Поскольку, по мнению Дэвиса, большая часть суши подвержена действию атмосферных агентов и текучих вод, они могут рассматриваться как нормальные деструктивные процессы. Ветер пустынь и лед холодных областей Дэвис считает климатическими модификациями нормальных условий, требующих специального рассмотрения. В своей знаменитой работе «Географический цикл» (1899а) Дэвис считает главным процессом, формирующим рельеф суши в нормальных условиях, деятельность рек. Деление цикла на стадии (юность, зрелость, старость) Дэвис производит, характеризуя состояние речных долин (их уклоны, способность переносить обломочный материал, степень приспособленности к структуре и т. д.). По схеме Дэвиса на стадии юности рельеф рассекается глубокими крутостенными долинами. Нагрузка рек вначале мала, но затем быстро возрастает. Реки имеют уклон больший, чем нужно для выноса всего обломочного материала и поэтому углубляются в дно первоначальных ложбин. В период зрелости ветвящиеся речные долины сильно разрастаются путем регрессивной эрозии и значительно увеличивают площадь разрушающихся склонов. Резко возрастает количество наносов, переносимых рекой. Достигается равномерность падения реки. Река получает и переносит самый большой груз. В низовьях реки формируется пойма, где происходит временное отложение обломочного материала. На стадии старости реки свободно меандрируют в открытых долинах. Уклон дна и скорость течения незначительны, профиль выравненный, количество наносов, выносимых притоками в реку, невелико, наносы тонкие. Получив,

[1] Данная статья является продолжением статьи, напечатанной в сборнике «Жизнь Земли», № 6 (1970), где рассматривались вопросы становления и развития представлений о рельефообразующей деятельности рек до XX в.

таким образом, некоторое облегчение, река возобновляет прекращенную было работу по переносу прежних излишков ее груза к морю и вырезает террасы в своей пойме.

Дэвис предупреждает, что предложенная им схема развития географического цикла идеальна, ибо она предполагает, что в течение цикла не будет происходить тектонических подвижек, что практически нереально. Но он считает, что, проследив нормальную последовательность явлений в течение идеального цикла, наша последующая задача — рассмотреть эффект любого движения земной коры по отношению к базису эрозии. Эти нарушения произведут полный перелом в ранее развивавшихся процессах путем начала новых процессов, применительно к новому базису эрозии. Но, по мнению Дэвиса, формы, которые видоизменяются в новом цикле, можно понять, рассмотрев то, что произошло в предыдущем цикле до нарушения.

Предложенная Дэвисом схема жизни реки имеет большое значение в истории формирования представлений о деятельности рек. Впервые рассматривается жизнь реки в развитии, в историческом аспекте (зарождение, расцвет, умирание). Дается характеристика эрозионной деятельности рек, характеристика рек как основного орудия по транспорту наносов с суши в море. Но несмотря на то, что Дэвис намеренно исключает влияние тектонических подвижек на жизнь реки, отсутствие анализа взаимодействия этих двух компонентов в формировании рельефа во многом обедняет схему, делает ее мало похожей на действительность.

Дэвис впервые упорядочил и свел воедино терминологию рек и их притоков (Дэвис, 1899а, б). Консеквентные долины первого порядка — долины рек, расчленяющие первичную поверхность и текущие согласно направлению падения первичной поверхности. Консеквентные долины второго порядка — боковые водотоки, текущие согласно падению пластов (термин предложен Поуэллом). Субсеквентные долины — долины, следующие простиранию пород и развивающиеся по податливым участкам структуры, вскрытой на склонах консеквентной долины (термин впервые употреблен Джаксом). Инсеквентные долины — долины, следующие то уклону поверхности, то выходам податливых пород, т. е. не подчиняющиеся направляющему воздействию какого-либо фактора (термин предложен Дэвисом). Обсеквентные долины — долины имеющие направление, обратное направлению первоначальных консеквентных потоков (название предложено Дэвисом).

В результате последовательного развития вышеперечисленных долин степень приспособления речной сети к структурам резко возрастает.

По мнению Дэвиса, если у одной из текущих параллельно рек базис эрозии расположен ниже, чем у соседней, то первая река своей субсеквентной долиной может перехватить верховья соседней реки. В результате образуется обезглавленная река и короткий обращенный водоток (термины Дэвиса).

Дэвис рассматривает влияние тектонических движений на жизнь рек. В случае если речной бассейн испытывает поднятие, он вновь приобретает юность (независимо от того, на какой стадии цикла бассейн находится), и такая река называется оживленной. Если в местности, где протекает река, образуются складки, перекосы, разломы, то реакция реки зависит от скорости дислокаций, от размеров и уклона реки, от твердости пород, залегающих в ложе реки. Крупные реки сохранят направление течения и будут углублять свои долины с такой же скоростью, с какой будет подниматься эродируемая суша. Подоб-

ные реки называются антецедентными (термин Поуэлла). Мелкие реки обычно прекращают свое существование. В том случае, если река, углубляя свое русло, вскроет слои, несогласно залегающие с вышележащими, она на некоторое время сохранит прежнее направление течения. Такие реки называются наложенными (термин Поуэлла), унаследованными (термин Шелера), эпигенетическими (термин Рихтгофена). Подобные реки впоследствии больше всего подвержены процессам приспособления.

По степени сложности Дэвис предложил следующие названия для рек. Река называется простой, если ее бассейн однороден по структуре и все его части имеют одинаковый возраст; сложной, если ее бассейн состоит из участков с различной структурой; составной, если река на разных отрезках имеет неодинаковый возраст. Река, вступившая во второй или более поздний цикл развития, называется комплексной. Степень комплексности измеряется числом циклов, в которые вступила река. Такая упорядоченность в терминологии дает возможность Дэвису свободно оперировать многочисленными названиями.

Большое внимание Дэвис уделил изучению формирования равновесного состояния реки и базиса эрозии.

В 1899 г. он отмечал, что в процессе закономерных изменений уклон и скорость течения реки будут уменьшаться, а нагрузка вследствие роста количества обломочного материала увеличивается (Дэвис, 1899а). Первоначальный перевес энергии над нагрузкой исчезнет, река станет выравненной (термин предложен Гилбертом), т. е. достигнет состояния равновесия. Состояние равновесия, по мнению Дэвиса, достигается вначале в низовьях рек, а затем распространяется вверх по течению (т. е. профиль равновесия формируется, по мнению Дэвиса, путем пятящейся эрозии).

В местности со сложным строением течение реки разбивается на участки выходами стойких пород. Дэвис считает, что каждый участок реки, приуроченный к податливым породам, приобретает выравненный профиль по отношению к выходам устойчивых пород ниже по течению. Постепенно более податливые из стойких пород будут размываться, а профиль данного участка будет выравниваться по отношению к выходам более стойких пород, расположенных ниже. Со временем будут пропилены все выходы твердых пород и река приобретает выравненный профиль от истоков до устья. Уклон такого профиля меняется обратно пропорционально массе воды.

В 1902 г. Дэвис обратился к вопросу формирования профиля равновесия (или профиля выравнивания, по его терминологии). Он отмечает, что к состоянию выравненности река приходит путем изменений в своей способности производить работу, а также в объеме работы. Эти изменения продолжаются, пока эрозия и аккумуляция, вначале неравные, достигнут равенства. Но река, находящаяся в состоянии выравненности (равновесия), не сохраняет постоянного уклона. На протяжении цикла ее падение постоянно меняется. По мнению Дэвиса, выравненность, это такое состояние равновесия между эрозией и аккумуляцией (обычно достигаемое реками в зрелой стадии), когда уклоны их продольного профиля должным образом уменьшены и увеличены в соответствии с положением базиса эрозии данного бассейна.

Дэвис обратил внимание на то, что различные исследователи придавали термину «базис эрозии» различное значение: воображаемая горизонтальная поверхность, пологий уклон, часть реки, состояние развития реки, стадия в истории реки и т. д. (Дэвис, 1902а). Он предлагает ограничить содержание термина «базис эрозии» следующим

значением: «воображаемая горизонтальная поверхность, по отношению к которой и развивается нормальная субаэральная эрозия». Далее Дэвис указывает, что эта поверхность проводится через массив суши, как продолжение нормальной поверхности уровня моря. Если суша поднимается или опускается, то базис эрозии (или, как Дэвис его называет, базисный уровень) займет новое положение и дальнейший ход эрозии на протяжении всего бассейна будет протекать в соответствии с этим новым пределом. Наряду с общим для всего бассейна реки базисом эрозии существуют местные базисы эрозии: выступы коренных пород, озеро, встретившееся на пути реки, и т. д.

Следует отметить, что с современных позиций некоторые представления Дэвиса являются неверными. Так, выработка профиля равновесия реки происходит не путем регрессивной эрозии, а на всем протяжении русла. Изменения положения базиса эрозии не оказывают влияния на весь речной бассейн, а лишь на ограниченный отрезок реки.

В 1902 г. Дэвис опубликовал работу «Речные террасы Новой Англии». По мнению Дэвиса, террасы имеют деструктивное происхождение, а восходящий от тылового шва уступ следует связывать с расположенной ниже и перед ним поверхностью. Вогнутая линия между поверхностью террасы и восходящим уступом, ограничивающим ее с тыла, является наиболее важной из составных элементов террасы. Передний край (бровка) террасовой площадки имеет меньшее значение. Дэвис считает, таким образом, речную террасу отрицательной формой рельефа.

Среди современных исследователей существует две точки зрения на форму речной террасы. Так, С. С. Шульц поддерживает и развивает взгляды В. М. Дэвиса, считая, что терраса — полая или отрицательная форма рельефа, заполненная воздухом. Большинство же исследователей называют террасой верхнюю площадку плюс идущий от нее вниз уступ до поверхности нижележащей террасы или дна долины и считают террасу положительной формой рельефа.

Дэвис обращает внимание на тот факт, что в группе террас, расположенных ступенчато, самые молодые и крутые обрывы наблюдаются в основании серии. В древних террасах уступы обычно размыты и приобретают пологие формы с закругленными краями. Чем древнее терраса, тем большую часть уступа занимают закругленные склоны.

По мнению Дэвиса, главными причинами образования террас являются тектонические движения земной коры или климатические изменения. В случае быстрого поднятия поверхности происходит интенсивное врезание реки, в результате чего образуется одна высокая терраса. В случае ряда быстрых поднятий, прерываемых четкими паузами, река меандрирует на каждой паузе и образуется серия четко выраженных террас, сравнительно долго прослеживающихся по долине. Если же поднятие происходит медленно, крупные реки продолжают блуждать по долине, подмывая то один, то другой склон долины и медленно понижая ее дно. Террасы образуются на противоположных склонах долины, на разных уровнях, по мере блуждания реки. Еще одной причиной образования речных террас может служить уменьшение нагрузки реки обломочным материалом. Реки, ранее отлагавшие свои наносы, начинают в них врезаться.

Далее исследователь обращает внимание на причину сохранения террас и приходит к выводу, что ею является вскрытие выступов коренных пород меандрирующей рекой в склонах долины. Выступ коренных пород предопределяет положение мыса в террасовом уступе.

Подобный выступ Дэвис называет бронированным мысом. Число бронированных мысов будет расти по мере врезания реки. Одновременно будет сокращаться ширина полосы свободных блужданий русла и расстояние между уступами низких террас неизбежно будет меньше, чем между террасами более высоких уровней.

Затем Дэвис более подробно рассматривает работу блуждающей реки и высказывает следующие четыре положения.

I. Медленный процесс размыва дна долины, который обычно в нормальном цикле эрозионного расчленения наблюдается при переходе от стадии зрелости к дряхлости, не может привести к образованию ясно выраженных террас, ибо общее выветривание дна долины происходит в тех же темпах, что и врезание. Для их формирования необходимы или климатические изменения, или движения земной коры.

II. Река, выравнявшая свой профиль равновесия, может активно подмывать свои берега или отлагать у них наносы в процессе боковой эрозии, как бы медленно она ни заносила или размывала дно своей долины.

III. Реки при своих боковых смещениях или блужданиях перемещаются из стороны в сторону по пойменной долине, имеющей значительно большую ширину, чем ширина меандрового пояса.

IV. В меандрирующем водотоке в результате смещения быстрины от осевой линии огибаемый берег подмывается, а у противоположного берега происходит отложение наносов.

Водоток размывает внешний берег своих излучин, а также нижний участок коротких прямолинейных отрезков. Радиус и кривизна излучин будут увеличиваться, меандровый пояс — расширяться, а каждый из меандров — медленно смещаться вниз по долине. Пойменная долина будет подвергаться размыву на участке вогнутых берегов и вдоль верхней по течению стороны каждой излучины, в то время, как новые сегменты прирусловых отмелей будут нарастать близ конца и на нижней стороне излучины [2].

Дэвис предлагает ряд терминов, характеризующих деятельность блуждающей реки. Пространство, заключенное между двумя касательными к вершинам излучин меандров называется меандровым поясом. Постепенную миграцию меандров вниз по течению Дэвис называет смещением меандров. Боковое отклонение меандрового пояса от одного склона долины к другому именуется отклонениями меандров. Сложное движение мигрирующих меандров в пределах меандрового пояса, испытывающего в целом боковое отклонение, имеет название блужданий.

Вся ширина долины, подверженная размыву и углублению, называется поясом блуждания. Дэвис считает, что в идеальном случае можно представить медленно мигрирующую вниз по долине серию все время растущих меандровых излучин. Меандровый пояс периодически сужается вследствие прорыва шейки меандра, но затем снова расширяется. Через каждую точку долины проходит, таким образом, бесконечная волна меандров.

В истории изучения деятельности рек исследования Дэвиса составили целую эпоху. Его вклад в познание истории жизни и эрозионной деятельности рек огромен. Наряду с собственными исследованиями большую ценность представляет его способность обобщить разрознен-

---

[2] Это положение было разработано гидротехниками в конце XIX в.

ные сведения, имеющиеся у других ученых, умение внести ясность в понимание терминов, желание добиться того, чтобы исследователи понимали друг друга. Велико влияние трудов Дэвиса на современников. В описываемый нами период в трудах иностранных ученых мы встречаем развитие идей, выдвинутых Дэвисом. Главное внимание заостряется на условиях проявления разрушительной работы рек.

Так, Х. Геттнер (1910) и Б. Дитрих (1911) посвятили обширные труды описанию механизма образования речных террас. И хотя они не предложили ничего принципиально нового по сравнению со взглядами Дэвиса, но значительно углубили и развили существовавшие в то время представления о речных террасах, как элементе эрозионного рельефа.

Труды Дэвиса оказали большое влияние и на русских геоморфологов, которые уделяли главное внимание описанию эрозионных форм рельефа, созданных деятельностью рек. Большой вклад внесли отечественные геоморфологи в объяснение асимметрии речных долин и междуречных пространств. Так, А. Д. Архангельский (1911) и Н. А. Димо (1907) решающее значение в процессе формирования несимметричных долин отводили климатическому фактору — инсоляции. По их мнению, широтные речные долины всегда имеют крутой северный и более пологий южный склон. Северные склоны вследствие более интенсивного нагревания поставлены в условия энергичного, но кратковременного размывания, благодаря чему образуются крутые стены, осыпи, обвалы. Южные, более теневые склоны характеризуются умеренным нагреванием, постепенным таянием снега и могут накопить на своих концах пояс наносов, сглаживающих скат.

А. А. Борзов развил идею, выдвинутую в 1898 г. профессором Казанского университета А. В. Нечаевым, о роли первичного уклона поверхности в выработке асимметрии речных долин (Борзов, 1913).

Давая обзор существующих точек зрения на причины асимметрии речных долин, он присоединяется к группе исследователей, высказывавших сомнения в возможности отыскания единой причины этого явления и считает, что в разных случаях она может быть разной. В описанном им случае исследователь проверил действие других факторов и пришел к выводу о первостепенном значении наклона земной поверхности. Борзов указывает, что русские исследователи расширили вопрос, имея в виду чаще всего асимметрию не самих берегов, а всего междуречного пространства. По мнению Борзова, если долина реки расположена на слегка наклонной поверхности, то у ее притоков оба склона будут иметь разное гипсометрическое положение. По более высокому склону будет стекать больше воды, чем по более низкому, вследствие чего первый будет размываться более энергично и станет положе, чем второй. Борзов считает, что это явление тем резче выражено, чем дольше продолжается состояние относительного тектонического покоя. Свои взгляды исследователь сформулировал в виде двух положений:

I. Развитие эрозионного рельефа на равнинах неизбежно приводит к асимметричному строению междуречных пространств и асимметричный профиль тем типичнее, чем старше наблюдаемая стадия развития данной поверхности.

II. В зависимости от суммы географических факторов на определенной стадии развития участка в равнинных условиях при отсутствии осложняющих моментов (тектоники) непременно должны выработаться асимметричные профили междуречий и делювиальные плащи на их склонах, какими бы породами ни была сложена местность, в каких

бы климатических условиях она ни находилась и каково бы ни было ее первоначальное превышение над базисом эрозии.

Как ясно из произведенного анализа, в описанный период геоморфологи практически не занимались вопросами речной аккумуляции. Инициатива в изучении речных отложений перешла в руки гидрологов. И в этой области отечественными учеными сделано больше, чем зарубежными. Гидрологи сосредоточили внимание на динамике русловых потоков, движении наносов в русле и деформациях русла. В 1905 г. был опубликован сборник «Вопросы речного быта». Наряду с переведенными на русский язык статьями зарубежных гидрологов Г. Жирардона и Е. Гукера, изданными в 90-х годах XIX в., в нем имеется ряд интересных статей отечественных гидрологов.

Так, на основании многолетних исследований инженер С. Максимов пришел к выводу, что движение речных наносов производится тремя факторами: водой, льдом и ветром (Максимов, 1905). Вода — основной фактор. Ледоход и ледостав оказывают влияние на формирование речного русла, производят быстрый и непрерывный размыв дна в местах остановки льда. Ветер наносит огромные массы песка в воду, вызывает большие волны, разрушительно действующие на берега и приводящие к образованию обвалов. Особенно велика роль ветров, имеющих более или менее постоянное направление.

Основной фактор, меняющий вид речного ложа,— течение водяной массы. Наносы переносятся течениями тремя способами: а) в подвешенном состоянии, б) то поднимаясь со дна к поверхности воды, то опускаясь на дно, в) двигаясь по дну. Первым способом передвигаются глинистые и илистые наносы, второй и третий способы характерны для более крупных наносов. Наносы, движущиеся по дну, придают ему волнистую форму, схожую с рыбьей чешуей. Размеры песчаных волн на дне зависят от скорости течения и глубины реки. Можно хорошо наблюдать за взвешенными наносами, несколько хуже за поднимающимися и опускающимися и очень трудно наблюдать за наносами, двигающимися по дну. Работа течений непостоянна. Основной элемент, от которого она зависит — расходы воды в реке. Под действием течений ложе реки с подвижным песчаным дном приобретает характерные формы: косы, плесы, перекаты. Максимов высказывает интересные соображения по поводу образования кос. Перемещение песчинки, движущейся по дну под действием струй, отстает от скорости струй. Струйка обтекает песчинку неравномерно, вследствие чего будет оказывать на нее боковое давление, по направлению которого песчинка и будет перекатываться. Таким образом, направление движения наносов не совпадает с направлением течения воды. Вследствие этого всегда будет происходить откладывание наносов, кос и мелей под некоторым углом к течению. Максимов предлагает положить в основу изучения передвижения наносов в реке перемещение некоторых линий и точек перекатов и кос.

Другая интересная работа, напечатанная в этом сборнике, принадлежит профессору М. П. Рудскому (1905). Автор отмечает, что в русле реки одновременно с размыванием происходит отложение осадков. Всякое течение реки может быть разделено на участки, где преобладает размытие, и участки, где преобладает отложение. Причиной отложения наносов часто может быть уменьшение скорости, вызванное уменьшением уклона русла, подпирание морем и другой рекой. С изменением условий на одном и том же участке накопление сменяется размытием. Многократным отложением и размытием объясняется происхождение продольных террас. Причинами смены размы-

тия наносов отложением автор считает орографические движения и изменения климата. Большое внимание Рудский уделяет образованию извилин реки. Прямые участки реки встречаются крайне редко. Все извилины от слабоизогнутых до петлеобразных принадлежат к одной категории. Причина их образования, по мнению исследователя, кроется в собственных свойствах текущего потока.

Рудский придает большое значение поперечной циркуляции, считая, что она заставляет частицы воды перемещаться от одного берега к другому. Вследствие перемещения динамической оси к вогнутому берегу скорость течения здесь значительно больше, чем у выпуклого и, соответственно, размывающая деятельность сосредоточена у вогнутого берега. Размытые продукты благодаря поперечной циркуляции попадают к выпуклому берегу и так как скорость течения там меньше, то и откладываются у выпуклого берега, но несколько ниже по течению. Вогнутый берег отступает, выпуклый нарастает. Если две извилины подходят очень близко друг к другу, перемычка между ними размывается, и извилины сливаются, а бывшая извилина преображается в старицу. Извилины возникают, разрастаются, отмирают и опять возникают, передвигаясь вниз по течению. Чем больше река, тем больше размеры извилин. Даже совершенно прямой канал со спланированным сечением и однородными берегами сделается извилистым, если эти берега подвергаются размытию. Горизонтальное напластование, однообразный рельеф и мягкие однородные породы способствуют правильному развитию извилин.

Рудский занимался изучением формы русла. Обыкновенная форма русла несимметричная, с наибольшей глубиной со стороны вогнутого берега. Образованные намыванием подводные склоны и берега пологи. Берега, созданные размытием, круты. Русла рек создаются деятельностью самих рек путем размытия и отложения. Динамическая ось реки располагается не посередине, а ближе к какому-нибудь берегу. Для русла характерны извилины, перекаты, плесы. Автор дает описание этих элементов, механизм их образования.

Произведенный анализ работ русских гидрологов показывает, что отечественные исследователи не только были знакомы с достижениями зарубежных гидрологов, но и на основании собственных наблюдений внесли много ценного в понимание механизма перемещения наносов, процессов размытия и отложения в русле, изучения формы русла и т. д. Очень ценным является тот факт, что в описываемый период, когда геоморфологи при изучении деятельности рек главное внимание уделяли эрозионной стороне их работы, гидрологи равным образом обращали внимание и на эрозионную, и на аккумулятивную сторону их деятельности.

ЛИТЕРАТУРА

1899а. Дэвис В. М. Географический цикл. «Geogr. J.», т. XIV. Перевод М. В. Пиотровского. Сб. «Геоморфологические очерки», 1962.

1899б. Дэвис В. М. Реки и долины Пенсильвании. «Nat. Geograph. Magaz.», т. I. Перевод О. К. Ланге. Сб. «Геоморфологические очерки», 1962.

1902а. Дэвис В. М. Базис эрозии, выравнивание и пенеплен. «J. Geology», т. X. Перевод О. К. Ланге. Сб. «Геоморфологические очерки», 1962.

1902б. Дэвис В. М. Речные террасы Новой Англии. — «Bul. Museum Compar. Zoology», т. XXXVIII. Перевод Н. И. Фотеевой. Сб. «Геоморфологические очерки», 1962.

1905. Максимов С. Об изучении движения речных наносов. Сб. «Вопросы речного быта». М.

1905. Рудский М. П. Опыт исследования главнейших явлений, наблюдаемых у рек. Сб. «Вопросы речного быта». М.

1911. Архангельский А. Д. Среднее и Нижнее Поволжье. «Землеведение», кн. IV. М.
1913. Борзов А. А. К вопросу об асимметрии междуречных плато. «Сб. в честь 70-летия проф. Д. Н. Анучина». М.
1948. Марков К. К. Основные проблемы геоморфологии. М., Географгиз.
1951. Шанцер Е. В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит. «Тр. Ин-та геол. наук АН СССР», сер. геол., № 55, вып. 135.
1960. Щукин И. С. Общая геоморфология, т. 1. Изд-во МГУ.

К. С. КУЗЬМИНСКАЯ

РАЗВИТИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ДЕЯТЕЛЬНОСТИ ЭКЗОГЕННЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ В МОРСКИХ БАССЕЙНАХ (1917—1941 гг.)[1]

Октябрьская революция открыла новый период в изучении и освоении отечественных морей. В 1921 г. вышел подписанный В. И. Лениным декрет Совета Народных Комиссаров об организации Плавучего морского научного института с различными отделениями, что способствовало большому размаху исследовательских работ в море. Значительный вклад в изучении Арктики внесли исследования, проведенные на корабле «Персей» (1923—1941). В течение 1922—1928 гг. проводилась большая исследовательская работа в южных морях под руководством Н. М. Книповича и Ю. М. Шокальского. В 1932—1935 гг. К. М. Дерюгин изучал дальневосточные моря. Много исследований провели ГОИН и ВНИРО. Большую роль в исследовании морей сыграл II Международный полярный год (1932/33). В 1937 г. начала работать 1-я дрейфующая научная станция «Северный полюс». Центр тяжести морских исследований в 30-е годы переместился из скандинавских стран в нашу страну.

Наиболее значительными из зарубежных работ, обобщившими большой фактический и теоретический материал, были труды Д. Джонсона (1919), К. Андрэ (1920), Ф. Нансена (1922), В. Шотта (1927, 1935) и др.

Книга американского ученого Джонсона «Береговые процессы и развитие береговой линии» (1919) явилась дальнейшим развитием положений В. Дэвиса (1909) и, по словам О. К. Леонтьева, была «своего рода вершиной зарубежной науки о берегах». Но с точки зрения современной советской науки она содержит ряд принципиально неверных положений. Основным из них, по мнению О. К. Леонтьева, является «отсутствие четкого представления об особенностях гидродинамики береговой зоны, о генезисе аккумулятивных береговых форм, о неразрывной связи между надводными и подводными формами и процессами» (Леонтьев, 1955, стр. 25). Этот недостаток нашел отражение в ошибочном взгляде Дэвиса и отчасти Джонсона на главную роль в перемещении наносов береговых течений, а не волн.

Джонсон, как и Дэвис, говорил о теоретической беспредельности абразии и считал, что абразия при постоянном уровне моря может срезать сушу до глубины 200 *м* (т. е. глубины действия волн) и на ее месте образуется подводная платформа с горизонтальной поверх-

[1] См. также статьи в сборниках «Жизнь Земли», № 5 и 6.

ностью («волновая база»). В дальнейшем В. П. Зенкович (1946) доказал ошибочность взгляда Джонсона на волновую базу. Во-первых, говорил он, кривая абразионного профиля не может иметь горизонтальных участков, а, во-вторых, абразия не беспредельна. Она прекратится тогда, когда будет достигнут профиль при котором идет минимальное постепенное расходование энергии на единицу площади дна. Максимально возможное расширение платформы не может, по мнению Зенковича, превышать 300 *км* при постоянном уровне моря.

Правда, следует отметить, что поднятие уровня моря может способствовать возобновлению абразии и расширению подводной платформы.

В 1920 г. французский геолог Э. Ог писал в своей книге «Геология» (2-е изд.), что на подводную платформу следует смотреть как на равнину морской абразии, постепенно захваченную морем. И хотя подводная платформа редко опускается глубже 200 *м*, Ог считает возможным в отдельных случаях, во время сильных бурь, действие волнения на глубинах свыше 1000 *м*. Но волноприбойные знаки на глубинах свыше 200 *м*, по его мнению, могут образоваться лишь течениями.

В работе Ф. Ю. Левинсона-Лессинга «Введение в геологию» также уделяется внимание абразионным поверхностям. «Размывающая работа транспортирующего моря,— пишет он,— выражается в том, что оно, подмывая и отваливая все встречающиеся ему на пути неровности, постепенно превращает размытую область в равнину, носящую название абразионной» (Левинсон-Лессинг, 1923, стр. 251).

Созидательная работа моря (пересыпи, нерунги, лидо и другие аллювиальные формы) особенно энергично проявляется «в устьях рек или по соседству с ними там, где речное течение встречает встречную приливо-отливную волну, или там, где оно сталкивается с береговым морским течением» (там же, стр. 252).

Рельеф морского дна, по мнению Левинсона-Лессинга, представляет известную аналогию с рельефом суши и различие он видит лишь в том, что «на дне морей отсутствует та мелкая скульптурная обработка рельефа, тот микрорельеф, как можно было бы сказать, который является продуктом деятельности денудационных процессов» (там же, стр. 234—235). Лишь в некоторых случаях, говорит Левинсон-Лессинг, крупные формы рельефа, созданные тектоническими и вулканическими процессами, видоизменяются движением рыхлых наносов по склонам вследствие силы тяжести или землетрясений.

Такое же представление о рельефе морского дна было и у С. Бубнова (1934).

В 1923 г. (в русском издании) вышла книга известного английского ученого Д. Меррея «Океан», в которой он описал действия волн на рельеф дна моря до глубины 100 сажен (187 *м*). Вся область в этих пределах находится, по его словам, под сильным воздействием ветров, волн и течений. Ниже течения и волны мало влияют на дно. Однако, ссылаясь на исследования последних лет, Меррей отмечает, что на глубинах свыше 1000 сажен (1870 *м*) вдоль склонов вулканических конусов, между ними, а также на их вершинах в некоторых местах отсутствуют осадки, отложению которых, по-видимому, мешают течения, обусловленные приливной волной.

В. Ю. Визе в статье «Материалы к изучению течений в Керченском проливе» (1926) говорит о ведущей роли течений в перемещении наносов в Керченской бухте и их эрозионной деятельности.

Иного мнения придерживался в 1927 г. П. К. Божич. Считая одним из главных факторов, изменяющих конфигурацию морских бе-

регов, продольное перемещение наносов, он пишет: «Существование этого материального потока обусловливается почти исключительным действием морского волнения, при ничтожном и далеко не всегда имеющем место подсобном действии побережных морских течений» (Божич, 1927, стр. 249). Причем в одних случаях, утверждает он, этот поток действует размывающе, в других — производит аккумуляцию.

В 1930 г. Божич говорит уже о равноправной роли в перемещении наносов как волнения, так и течений. Он различает два основных вида перемещения наносов: 1) во взвешенном состоянии, производимое главным образом течениями, и 2) донное движение наносов, связанное преимущественно с волнением.

В 1929 г. был опубликован доклад В. Е. Ляхницкого «Морские течения и волнения и влияние на них рельефа дна», сделанный им в 1928 г. на II Всесоюзном гидрологическом съезде. В своем докладе Ляхницкий отметил, что современная наука пока плохо осветила проблему взаимодействия литосферы и гидросферы. Неразрешенным, например, оставался вопрос, до каких глубин волнение и течения оказывают влияние на дно. О распространении глубоководных течений, пишет он, можно судить по косвенным данным — распределении солености, температуры, плотности, газов. Говоря о влиянии волнения в прибрежном районе, Ляхницкий указывает также на малую изученность донной волны, которая образуется при ударе волны об отвесный или наклонный берег. Направленная вниз, она встречает на своем пути дно и размывает его.

Ляхницкий отметил попытки в последние годы изучать взаимодействие рельефа дна и динамики морских вод с помощью батилитологических карт, которые являются отражением комплексного влияния динамики вод моря на дно. На основании такой карты по грунтам можно составить общее представление о характере гидрологического режима, не прибегая к исследованию процесса проникновения на глубину волнения и течений.

О взаимном влиянии прилива, конфигурации ложа и берегов бассейна в 1930 г. писал В. А. Березкин. По его словам, наблюдения над формой и элементами приливных волн в районах Арктики могут дать заключение о вероятной географии и конфигурации ложа Северного Ледовитого океана.

В 1930 г. появилась статья А. Д. Архангельского, посвященная подводному оползанию в Черном море. Если сведений об ископаемых оползнях к тому времени было достаточно, то о современном оползании почти ничего известно не было. В работе Архангельского приведены данные А. Гейма (1908), который отмечал случаи эродирования оползнями дна швейцарских озер. Гейм считал, что оползни должны иметь широкое распространение и на дне морей. Причем оползни, возникшие на континентальном склоне, могли распространяться на большие расстояния от места своего возникновения, достигая абиссальных глубин. Исследования в Черном море подтвердили предположения Гейма. Архангельский говорит, что в прибрежной мелководной области оползания весьма редки, так как там, по-видимому, слишком мал уклон поверхности, чтобы массы осадка могли прийти в движение, несмотря на действие волн и течений.

Оползни, отмечает Архангельский, приурочены почти исключительно к континентальной ступени. В отдельных случаях следы их в Черном море были обнаружены на расстоянии более 100 *км* от берега, на глубинах свыше 2000 *м*. С подводным оползанием по его словам нередко связано значительное изменение рельефа морского дна.

В 1932 г. был опубликован труд У. Х. Твенхофела «Учение об образовании осадков» (русское издание 1936 г.), где он говорит о взаимном влиянии процессов осадкообразования и рельефа дна.

Твенхофел указывает на неправильную трактовку во многих работах по общей геологии знаков ряби, как признаков мелких вод. Он говорит, что если знаки ряби от волнения ограничены глубинами 70—90 *м*, то знаки ряби, связанные с течениями, образуются на глубинах 600—800 *м*.

В главе «Обстановки и области седиментации» Твенхофел выделяет мелководные (неритовые), батиальные и абиссальные морские обстановки и дает их характеристику. Неритовая область (до глубины 180 *м*) является сферой действия сильных волн и течений. Повсеместны приливы и приливные течения. В батиальной обстановке (от 180 до 1800 *м*) только очень сильные волны и течения могут оставлять отпечатки на дне. Твенхофел считал, что осадки батиали, однажды отложенные, не испытывают частой эрозии как неритовые и, следовательно, их количество должно быть огромным (около 200 млн. $км^3$ и более). В обстановке глубокого моря (абиссальной), на глубинах от 1800 *м* и глубже, течений и волн «в обыкновенном смысле слова, — пишет Твенхофел,— нет и нет движений воды, за исключением узких каналов и во время землетрясений» (Твенхофел, 1936, стр. 762). Знаки деятельности волн и течений, по мнению Твенхофела, здесь также отсутствуют.

В том же 1932 г. вышла книга Д. В. Наливкина «Учение о фациях». В главе «Морские фации» Наливкин подчеркивает главенствующую роль движений воды в образовании осадков: «Там, где движения воды наиболее сильны, отлагаются галечники, там, где они отсутствуют отлагаются глины» (Наливкин, 1932, стр. 13).

Наиболее важным типом движения воды Наливкин считает волны. Течения также, по его мнению, нередко являются существенным фактором в распределении осадков, особенно береговые, а также течения, образующиеся в проливах. По данным Нансена, пишет Наливкин, в Скагерраке и Каттегате течение на глубине 165 *м* местами достигает скорости 0,5 *м/сек* и уносит все, кроме грубозернистого песка и гальки. Даже на глубине 450 *м* скорость еще доходит до 0,18 *м/сек*. Глубоководные течения, образующиеся у подводных барьеров и гребней и вдоль перегиба шельфа в континентальный склон, по словам Наливкина, на глубинах 400—600 *м* обладают такой скоростью, что уносят весь ил.

Приливно-отливные течения, по мнению Наливкина, мало влияют на распределение осадков. И лишь в отдельных случаях (залив Фанди) приливные течения имеют большую скорость и начисто вымывают дно.

Говоря об абрадирующей роли движущейся воды, Наливкин отмечает, что в тех областях, где морское дно размывается, этот процесс на небольших глубинах производится волнами, а на больших — главную роль уже играют течения.

Несколько иного мнения, чем Наливкин, о роли приливов в жизни моря и их влиянии на гидрологический режим придерживался Н. Н. Зубов. В 1933 г. в книге «Элементарное учение о приливах» он писал: «...нет ни одной области жизни моря, с которой приливы не были бы связаны, так как одним из наиболее характерных свойств океана является подвижность его вод и наиболее сильным фактором, обусловливающим эту подвижность безусловно являются приливы» (Зубов, 1933, стр. 123).

Теоретически, говорил Зубов, приливно-отливные течения должны доходить до самого дна океана, причем с той же скоростью, что и на поверхности моря. Зубов считал, что приливо-отливные течения сказываются «не только на подводных возвышенностях, но также, хотя и в меньших размерах, и в подводных впадинах» (там же, стр. 113). Приливно-отливные течения, по мнению Зубова, вызывают «постоянное обмывание берегов и вынос в море результатов обмыва, вымывание подводных хребтов и впадин» (там же, стр. 123).

В 1933 г. увидела свет работа Ю. М. Шокальского «Физическая океанография», которая, по его словам, не была ни вторым изданием «Океанографии» 1917 г., ни ее переизданием. В главе «Температуры вод океанов и морей» Шокальский, указывая на единообразие температур, солености и плотности на больших глубинах, снова пишет о покое глубоких слоев. Такое единообразие, по его мнению, «может достигаться двумя путями, или постоянным сильным перемешиванием воды или, наоборот, полным покоем слоев» (Шокальский, 1933, стр. 132). Первый путь он отвергает, так как он несовместим с наблюдениями, остается второй. Если придонный слой воды и движется, развивает дальше свою мысль Шокальский, то «ползучим движением, похожим на движение ледниковых покровов на суше» (там же, стр. 344).

Еще в 1933 г. М. В. Кленова сказала: «Единство в море всего яснее отражается на дне, которое является проекцией всей его жизни и на всю жизнь оказывает самое непосредственное влияние» (Кленова, 1933, стр. 9). Строение побережья и процессы, протекающие на нем и на дне моря, по ее мнению, «являются результатом предшествующего геологического развития моря». Через несколько лет, в 1937 г., Кленова добавила к вышесказанному, что рельеф дна океана создается в процессе его геологической истории и от распределения рельефа существенно зависят все гидрологические, гидрохимические, а следовательно, и биологические процессы моря.

Роль гидрологического режима моря в строении дна и берегов водоема рассматривается в статье Г. Ф. Уля «К методике гидрологического изучения пород дна и берегов морей СССР» (1933). По его мнению, гидрологический режим — основной фактор, определяющий строение дна моря и берегов. Уль считает, что их изучение нужно проводить по морским фациям. «В пределах каждой фации,— считает он,— могут существовать три основных гидрологических зоны: размыва, переноса и накопления. Они характеризуются определенными формами рельефа и составом пород, на основании которых можно представить схему циркуляции вод» (Уль, 1933, стр. 3).

Уль дает характеристику районов размыва, переноса и отложения и наиболее типичные формы рельефа, созданные в них прибоем и течениями.

Предварительные выводы о динамических явлениях на основании распределения и развития отдельных форм рельефа получают, по словам Уля, солидное подкрепление при рассмотрении состава донных пород (коренных пород, наносов и отложений), а также механического и минерально-петрографического состава донных пород.

В 1934 г. М. В. Кленова высказывает аналогичное с Улем соображение о связи механического состава пород с физико-географическими условиями отложения. «На характере осадка, — пишет она, — на его механическом составе отражаются не только скорость движения воды, но и различные факторы переноса и различный способ происхождения материала, слагающего морское дно» (Кленова, 1934, стр. 71).

Для Баренцева моря, отмечает Кленова, распределение осадков по количеству частиц 0,01 *мм* дает закономерные совпадения с динамической картой течений. Мельчайшие отклонения в движении приливно-отливных течений, вызванные очертаниями берега и рельефом дна, уже отражаются на количестве этой фракции.

Впоследствии было доказано, что и для других морей грунтовые карты, составленные на основе содержания частиц меньше 0,01 *мм*, отражают картину гидродинамического режима.

В одной из более поздних работ Кленова (1952) писала, что немецкие грунтовые карты (1919—1944) также составлены по размерности, но, однако, понимание динамики процесса в них, как и в американской карте Шепарда (1932), отсутствует.

В 1935 г. В. В. Шулейкин впервые дал теорию движения волн в прибрежной зоне. Он показал, что волны подходят к берегу не только по направлениям близким к нормали, как считали ранее, но и под довольно значительным углом. Этот «косой» прибой совсем иначе действует на береговые породы, иначе разрушает берег, чем прибой, идущий по нормали к береговой черте.

В 1936 г. В. П. Зенкович в книге «Дно и грунт Баренцева моря» пишет о внешних геологических силах в море (о волнении и течениях), о профиле равновесия и нарушении его в связи с колебаниями уровня моря.

Как и другие авторы (Уль, Кленова), Зенкович указывает на важность изучения осадков, их химического и минералогического состава. По результатам анализов, говорит он, можно судить о химическом и гидрологическом режиме древнего моря.

О влиянии Антарктического донного течения на состав глубоководных осадков говорится в статье немецкого ученого В. Шотта «Современные глубоководные осадки в их зависимости от вод океана» (1938).

Еще в 1933 г., пишет он, Вюст установил тесную связь между холодным насыщенным известью донным течением и содержанием извести в осадках морского дна. Шотт добавляет к этому, что «не только содержание извести, а также распространение величины зерна в глубоководных осадках может зависеть от придонных вод, поскольку скорость донного течения, в первую голову, определяет величину зерна» (Шотт, 1938, стр. 10). Он указывает на ясную закономерность «между скоростью течения, глубинами моря и содержанием извести в морской воде в открытом океане, особенно в областях порогов (Корренс, 1937): с увеличивающейся скоростью донного течения увеличивается наряду с более грубозернистыми фракциями также и содержание извести в абиссальном осадке» (там же, стр. 10).

В 1937 г. по инициативе Б. Ф. Добрынина была организована комиссия по изучению морских побережий, которая проработала до 1941 г. За это время было издано три тома трудов этой комиссии.

В 1937—1938 гг. вышло два первых тома. В опубликованных в них работах В. Ф. Добрынина, Н. А. Солнцева, В. П. Кальянова, В. П. Зенковича, Д. Г. Панова, М. А. Первухина и других были приведены результаты изучения берегов Черного, Каспийского и северных морей, описаны абрадирующая и аккумулирующая деятельность моря, связанная с приливо-отливами, течениями и волнениями.

В 1937 г. в Гидрологическом справочнике морей (под редакцией Н. М. Книповича и др.) были подробно описаны поверхностные и придонные течения Азовского моря. Отмечены довольно высокие скорости придонных течений в заливах (до 33 *см/сек*). Ложе моря представле-

но как затопленная речная долина, первоначальный рельеф которой изменен морской деятельностью. Образование кос в море связано с деятельностью сгонно-нагонных течений и волнения.

Изучение значительного количества грунтовых проб, собранных к 1937 г. в Черном и Азовском морях, позволило А. Д. Архангельскому и Н. М. Страхову составить четкое представление о стратиграфии донных отложений и раскрыть последние этапы геологической истории Черного моря. Вышедшая в 1938 г. их совместная работа «Геологическое строение и история развития Черного моря» является большим вкладом в геологию моря и сохраняет свое значение и в настоящее время.

Из факторов осадкообразования, связанных с самими водными бассейнами, — писали авторы, — следует отметить прежде всего размеры водоема и рельеф его дна. «...Весьма существенную роль играет движение воды вообще и течение в частности» (Архангельский и Страхов, 1938, стр. 19).

В области континентальной террасы основным фактором, обусловливающим изменчивость фаций и их размещение, указывали они, является принос обломочного материала, который определяется: а) характером побережья, играющим основную роль в этом процессе, и б) влиянием течений, рек, проливов.

В области континентального склона изменчивость осадка Архангельский и Страхов объясняют влиянием трех факторов: 1) характером побережья, 2) рельефом самой черноморской котловины, 3) течениями, циркулирующими под склоном.

В области центральной части черноморской впадины влияние течений на распределение осадков, утверждают они, проявляется, пожалуй, с еще большей силой, нежели в мелководной. Наличие песков в глубоководной части моря связано, по мнению авторов, со «сбросами, землетрясениями и оползаниями осадков, которые имеют место в пределах континентальной ступени. Эти движения могут вызвать в глубоких слоях воды могучие возмущения, временные течения и волны, которые способны взмучивать ранее отложившийся материал, переотмучивать его и способствовать образованию песков вне зависимости от приноса материала с берега» (там же, стр. 110).

Архангельский и Страхов писали: «...изучение процесса отложения осадков в Черном море дает чрезвычайно ценный материал для выяснения геологической роли течений». И далее: «Деструктивная роль течений в черноморских условиях является ничтожной... и тем отчетливее сказывается их созидательная роль, проявляющаяся в смещении границ фаций и переносе тонких илистых отложенных частиц далеко за пределы их обычного распространения» (там же, стр. 148).

В 1938 г. была опубликована работа В. П. Зенковича «Типы и генезис рельефа дна морей европейской части СССР». Она явилась результатом исследования, проделанного в связи с созданием Геоморфологической карты европейской части СССР (морской части). При составлении карты была учтена современная динамика, т. е. сделана попытка выделить районы, характеризующиеся различными геологическими процессами, происходящими на морском дне с различной интенсивностью. В работе разобраны общие закономерности развития подводного рельефа и выделены две основные его категории — область равнин морского дна и область склонов.

Зенкович считает, что современные процессы на морском дне сводятся в основном к аккумуляции осадков и подводному размыву.

При анализе современной динамики главной задачей, пишет он, является выявление на морском дне различных областей и отдельных форм аккумуляции и размыва, а также указание факторов, при взаимодействии которых идут подводные седиментационные и рельефообразующие процессы. Размыв идет с помощью волн и течений. Процесс размыва Зенкович считает «характерным показателем недавнего изменения гидродинамических условий и нарушения профиля равновесия» (Зенкович, 1938, стр. 383).

В Баренцевом море, например, указывает он, районы выхода размыва отмечены на глубинах около 250 *м*. Существующие там скорости течений (приливно-отливных на глубине 250 *м* — 11,4 *см/сек* и постоянных на глубине 100 *м* — 0,2 *см/сек*) вполне достаточны для подводного размыва илистых отложений.

Там, где на поверхность выходят коренные породы или грубый обломочный материал защищает дно от размыва волнами и течениями и нет аккумуляции, по словам Зенковича, идет медленный процесс подводной денудации.

Зенкович различает пять типов подводных равнин. 1. Предельные равнины морской аккумуляции. 2. Мелководные аккумулятивные равнины отчлененных заливов. Оба типа находятся вне сферы действия волн и течений. 3. Трансгрессивные (аккумулятивно-денудационные) равнины, характеризующиеся частой сменой регрессий и трансгрессий моря. Их выравненность, по Зенковичу, обязана трем процессам: абразии, аккумуляции и современной денудации остаточных неровностей. 4. Абразионные равнины — область срезания берега, а на глубине, в пределах действия волн, — область измельчения и уноса, получающегося при абразии материала. 5. Денудационные равнины. Их наличие свидетельствует, по мнению автора, об изменении гидрологических и физико-географических условий.

Выравненность поверхности равнин различного происхождения возникла, пишет Зенкович, в результате выработки профиля равновесия морского дна, т. е. «процесс формирования рельефа морского дна сводится к выработке профиля равновесия, который бывает различным при различных физико-географических условиях и при различных породах побережья» (там же, стр. 374).

В заключение работы Зенкович указывает, что хотя принцип динамического районирования не нов и применялся в мелкомасштабных картах прибрежных участков, в таком масштабе как геоморфологическая карта европейской части СССР (1 : 2 500 000), он применяется впервые. Этот «динамико-морфологический принцип с учетом геологического развития,— пишет Зенкович, — применим и для анализа обширных площадей морского дна» (там же, стр. 394—395).

Об интенсивном размыве дна в зоне прилива-отлива писал Зенкович и в 1939 г. Ширина приливно-отливной зоны у берегов Мезенского залива, отмечал он, местами достигает 5—6 *км*. Процесс размыва идет с огромной скоростью, но действие его непродолжительно, так как по мере отодвигания берегового обрыва зона подводного размыва также перемещается в сторону суши и данный участок дна постепенно превращается в область аккумуляции.

В 1939 г. вышла статья Д. Г. Панова «Основные вопросы геоморфологии морского дна», в которой он дает классификацию морей и их характеристику. По положению в отношении уровненной поверхности моря Панов различает: равнины мелководья (до 100 *м*), равнины пониженные (свыше 100 *м*) и равнины низкие (свыше 200 *м*). «В окраинно-материковых и полусредиземных морях,— пишет Панов,—

мелководные равнины, как правило, представляют предельную равнину морской денудации, выработанную во время позднe- и послеледниковой трансгрессии моря» (Панов, 1939, стр. 1165).

«В отличие от шельфовых, — продолжает он, — в плоскодепрессионных морях мелководные равнины характеризуются преимущественно аккумулятивными формами рельефа, которые обязаны своим происхождением процессам накопления наносов речных артерий и прибрежных наносов, созданных течениями» (там же, стр. 1165).

Пониженные равнины, по его мнению, представляют, как правило, поверхности погружения обычно четвертичного времени. Их современное развитие определяется в основном воздействием течения. В одной части равнин идет размыв, в другой — аккумуляция отложений, а в наиболее повышенной части активно действует морская денудация.

Низкие равнины морских бассейнов характеризуются, по словам Панова, наиболее спокойным и однообразным рельефом поверхности. Преобладающая часть этих равнин — область аккумуляции современных морских осадков.

Наклонные равнины котловинных морей представляют, по Панову, в ряде случаев «опущенные участки денудированной морем поверхности континентальной террасы» (там же, стр. 1165). Накопление осадков здесь осложнено оползневыми явлениями. Полоса наклонных равнин, пишет он, простирается в Черном и Каспийском морях до глубины 500 *м*.

В 1940 г. Зенкович в статье «К вопросу о выработке рельефа подводной береговой платформы» сделал попытку приложить к учению о развитии берегового профиля некоторые положения теории о наносодвижущем действии волнения, предложенной еще в 1891 г. П. Корналья. Основные положения этой теории дают возможность подойти к вопросу о развитии рельефа дна абразионной платформы и о закономерностях в распространении на ней наносов. Главная движущая сила наносов, подчеркивает Зенкович, — волнение, а не течения, как считают многие авторы. Последние играют роль, по его мнению, лишь в условиях проливов или эстуариев, где они достигают большой скорости.

Резюмируя действия волновых движений воды, Зенкович пишет: «1) в результате перемещения на дне моря наносов по схеме Корналья происходит изменение профиля дна в отношении глубины и угла наклона отдельных его частей. По обе стороны от «нейтральной линии» располагаются зоны эрозии дна и аккумуляции наноса. Этот процесс идет до тех пор, пока в каждой точке профиля глубина и угол наклона дна не станут такими, что преобладающие в данном месте частицы наноса при наибольшем волнении, свойственном данному участку побережья, будут перемещаться вперед и назад на равные расстояния. Иными словами, в этой конечной стадии процесса весь профиль превратится в «нейтральную зону», в то время как в начальной стадии на дне имелось несколько нейтральных линий для частиц наноса различной крупности.

2) Интенсивность перемещения наносов на дне будет тем больше, чем больше его профиль отличается от профиля, вырабатывающегося в результате описанных процессов.

3) Одновременно с перемещением наносов в направлении, нормальном к берегу, происходит боковое перемещение, в результате которого совершается общее выравнивание береговой платформы до глубины, которой достигают придонные движения воды.

4) Идеальные условия выработки предельного профиля нарушаются в природных условиях под действием следующих факторов: а) неодинаковая сила волнения... б) обильный перенос обломочного материала с берега в ранних стадиях развития... в) постоянное измельчение обломочных частиц при их движении и унос на большие глубины» (Зенкович, 1940, стр. 192).

В завершение статьи Зенкович пишет: «...теория Корналья дает ключ не только к пониманию выработки окончательного профиля подводной береговой платформы, но и к изучению эфемерных форм рельефа, появляющихся на дне при изменении волнового режима» (там же, стр. 193).

В 1941 г. в 3-м сборнике «Берега» были опубликованы статьи Ф. Шепарда и Ч. Бэрда «Подводные каньоны, их размещение и продольные профили» и Б. Ф. Добрынина «К вопросу о подводных каньонах».

Указывая на повсеместность распространения подводных каньонов у побережий материков, Шепард и Бэрд связывали их происхождение с деятельностью рек. Той же точки зрения придерживался и Добрынин. Он считал возможным «огромного масштаба опускания суши, происходившие в геологически недавнее, во всяком случае в четвертичное время» («Берега», т. III, 1941, стр. 201). И обнаруженные на глубинах 2000—3000 *м* продолжения каньонов объяснял именно этими опусканиями.

Существовали и другие представления о происхождении подводных каньонов. Так, в середине 30-х годов Р. Дэли говорил, что их возникновение связано с деятельностью мутьевых потоков в ледниковый период. Х. Стетсон (1936), изучавший подводные каньоны в районе банки Джорджа, указывал, что некоторые каньоны могли образоваться благодаря подмыву грунтовыми водами. Д. Джонсон приписывал их образование размыву краев плато благодаря выходу на морское дно водоносных горизонтов, а В. Бечер (1940) предполагал, что каньоны могли образоваться благодаря течениям, возникшим в связи с волнами от землетрясений.

Внедрение эхолота при промере глубин дало возможность более детально изучить рельеф морского дна, в том числе и подводные каньоны. И хотя в вопросах развития рельефа дна Мирового океана оставалось еще много «белых пятен», стало очевидным, что оно не представляет собой выровненную поверхность, как предполагали ранее, а построено не менее сложно, чем суша.

Подробное изучение рельефа дна морей, окружающих Советский Союз, и продолжавшаяся с начала индустриализации нашей страны до 1941 г. грунтовая съемка, а также изучение динамики вод позволили выяснить закономерность распределения грунтов в связи с рельефом дна и гидродинамическим режимом и доказать, что рельеф дна определяет систему водной циркуляции, а последняя обусловливает распределение донных отложений, органической жизни и физико-химических процессов. Отныне всю толщу воды любого бассейна стали рассматривать как единую гидродинамическую систему.

ЛИТЕРАТУРА

1923. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. «Введение в геологию». Пг.
1923. Меррей Д. Океан. Гос. изд-во Украины.
1926. Визе В. Ю. Материалы к изучению течений в Керченском проливе, вып. VI. «Изв. ЦГМБ». Л.

1927. Божич П. К. К изучению движения береговых наносов Черного моря, вып. VII. «Изв. ЦГМБ». Л.
1929. Ляхницкий В. Е. Морские течения и волнение и влияние на них рельефа дна. «Тр. Второго Всесоюзн. гидрол. съезда», ч. II. Л.
1930. Божич П. К. О движении морских наносов. М.
1930. Березкин В. А. Течения Баренцева моря. Л.
1930. Архангельский А. Д. Оползание осадков на дне Черного моря и геологическое значение этого явления. «Бюл. МОИП», т. VIII, вып. 1—2.
1932. Наливкин Д. В. Учение о фациях. М.—Л.
1933. Зубов Н. Н. Элементарное учение о приливах. М.
1933. Кленова М. В. Методика геологических исследований в море. Л.
1933. Шокальский Ю. М. Физическая океанография. Ленгострансиздат.
1933. Уль Г. Ф. К методике гидрологического изучения пород дна и берегов морей СССР. Л., IV Гидролог. конф. Балт. стран.
1934. Кленова М. В. Стандартный минимум геологии моря. «Записки по гидрографии», № 3. Л., Гидрограф. управл. УМС РККА.
1934. Бубнов С. Основные проблемы геологии. М., Госгеолнефтеиздат.
1935. Шулейкин В. В. Рефракция волн на материковой отмели. «Изв. АН СССР», сер. физ.-мат., № 10.
1936. Твенхофел У. Х. Учение об образовании осадков. М.—Л., ОНТИ.
1936. Зенкович В. П. Дно и грунты Баренцева моря. М.—Л.
1937. Панов Д. Г. Геоморфологический обзор побережий Баренцева моря. «Изв. ВГО», № 6.
1937. Гидрологический справочник морей СССР. Азовское море, т. 3, вып. 2. М.—Л.
1937. Берега, т. I. «Уч. зап. МГУ», география, вып. 16.
1938. Берега, т. II. «Уч. зап. МГУ», география, вып. 19.
1938. Шотт В. Современные глубоководные осадки в их зависимости от вод океана. Л.
1938. Архангельский А. Д., Страхов Н. М. Геологическое строение и история развития Черного моря. М.—Л., Изд-во АН СССР.
1939. Зенкович В. П. Типы и генезис рельефа дна морей европейской части СССР. «Изв. АН СССР» сер. геогр., № 4.
1939. Зенкович В. П. О размыве дна у берегов Мезенского залива. «Природа», № 4.
1939. Панов Д. Г. Основные вопросы геоморфологии морского дна. «Изв. ВГО», т. 71, № 8.
1940. Зенкович В. П. К вопросу о выработке рельефа подводной береговой платформы. «Изв. АН СССР», сер. географ. и геофиз., № 2.
1940. Кленова М. В. Геология моря как пограничная область между геологией и океанографией. «Тр. 17-й сессии Международн. геол. конгр. 1937 г.», т. 5. М.
1940. Кленова М. В. История исследования дна морей СССР и современное состояние этих исследований. «Тр. 17-й сессии Международн. геол. конгр. 1937 г.», т. 5. М.
1941. Берега, т. III. «Уч. зап. МГУ», география, вып. 48.
1941. Шулейкин В. В. Физика моря. М.—Л., Изд-во АН СССР.
1955. Леонтьев О. К. Геоморфология морских берегов и дна. Изд-во МГУ.

В. В. КРЮЧКОВ

КРАТКАЯ ИСТОРИЯ И ГЕОГРАФИЯ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ПРИЧИНАХ БЕЗЛЕСЬЯ ТУНДРЫ

Первая гипотеза о причинах безлесья тундровой зоны принадлежит, пожалуй, А. Гумбольдту — одному из основоположников физической географии и экологии растений, который, в частности, впервые научно обосновал идею горизонтальных растительных зон на равнинах и высотных поясов в горах. В своей работе «Пролегомены к географическому распределению растений согласно температуре воздуха и высоте гор», опубликованной в Париже в 1817 г. (Гумбольдт, 1936), он попытался установить зависимость между климатом и распределением растений. Гумбольдт установил, что с изменением широты

местности и высоты гор, изменяются многие факторы, влияющие на растения (осадки, ветер, освещение, давление воздуха и т. д.), но температура воздуха наиболее существенна для растений и потому именно это изменение и является основной причиной распределения растений на поверхности Земли. Для нашей темы очень важно то обстоятельство, что Гумбольдтом разработан метод изотерм, который в дальнейшем нашел широкое применение при решении многих проблем, в том числе и безлесья тундры.

Впервые проблеме безлесья тундры уделил серьезное внимание русский естествоиспытатель А. Ф. Миддендорф, совершивший в 1842—1845 гг. путешествие по Северной и Восточной Сибири. Он считал, что «климат дальнего севера вообще уже присудил к гибели всякую древесную растительность и, следовательно, все зависит там от особой защиты, которую дерево может получить вследствие разных второстепенных условий» (1867, стр. 557). Придавая большое значение микроклиматической защите, он вместе с тем считал, что «дюжина градусов холода более или менее не имеет особенного влияния на деревья северной Сибири и на полярные растения во время их зимнего покоя» (стр. 577). Это очень верный вывод, подтвержденный последующими исследователями и не случайно он возник именно в результате наблюдений в Сибири: известно, что полюс холода северного полушария находится в этом регионе на несколько сотен километров южнее полярной границы лесов.

А. Гризебах (1874) развил и конкретизировал некоторые идеи Гумбольдта и Миддендорфа. Он писал: «Между всеми испытанными величинами всего более соответствует полярному пределу лесов средняя температура июля в 8° R» (стр. 24), т. е. 10° С. Таким образом, он связал границу лесов с критическими температурами.

Новый вклад в науку о причинах безлесья тундры сделал А. Н. Бекетов (1874, 1896). Соглашаясь с тем, что северный предел древесной растительности находится в тесной зависимости от температуры лета и совпадает со средней июльской изотермой 10°, он придавал большое значение заболоченности тундры и близкому залеганию вечной мерзлоты. Бекетов предлагал отводить застаивающуюся воду и тем самым повышать температуру почвы. Эти мероприятия, по мнению Бекетова, должны создавать возможность для облесения тундры. «В отдаленном будущем, — писал он, — эти северные пустыни будут прорыты глубокими каналами и местами террасированы и тем избавлены от застаивающейся на них воды, поддерживающей неглубокое залегание мерзлоты» (Бекетов, 1874, стр. 550). В связи с этим в будущем «можно ожидать улучшения в том смысле, что леса подвинутся несколько севернее, а тундра мало-помалу из болотистой будет превращаться в сухую и луговую» (1896, стр. 307—308). Это звучит вполне современно и в наше время. Бекетов придерживался по существу той мысли, что северные границы лесов находятся несколько южнее их тепловых пределов. Не будем приводить ряд последующих работ, в которых граница лесов увязывалась только с летними температурами, и преимущественно со средними июльскими температурами 10°. Эта мысль подытожена в работе Л. С. Берга, который писал: «При средней июльской ниже 10° деревья уже обычно не могут расти» (Берг, 1955, стр. 16).

Вторая группа гипотез о причинах безлесья тундры связана с именем Сакса (Sachs, 1865), Чельмана (Kjellman, 1883), Шимпера (Schimper, 1898) и приобрела широкую известность под названием

«теории» физиологической сухости холодных почв[1]. В 1865 г. Сакс изложил результаты своих опытов с охлаждением корневой системы растения при помощи погружения их в сосуд со льдом. Охлаждение корней у табака, тыквы, огурцов приводило к завяданию этих растений. Вывод, сделанный Саксом, сводится к тому, что при понижении температуры почвы в зоне распространения корней, всасывание воды растением сокращается, не удовлетворяя его потребностей, и растение вянет и гибнет. Эти опыты были возведены в ранг классических, они неоднократно повторялись, причем обычно с теплолюбивыми растениями. Вместе с тем было упущено указание Сакса о том, что некоторые виды капусты способны всасывать воду и при 0° без признаков увядания (Sachs, 1865, стр. 53).

Находился под впечатлением этих опытов и шведский ботаник Чельман, участвовавший в полярной экспедиции А. Норденшельда в 1878—1879 гг. При высаживании на берег Чельман проводил тщательные ботанические наблюдения, но не ставил физиологических опытов. Результаты своих наблюдений он опубликовал в 1883 г. (Kjellman, 1883), где высказал мысль о том, что древесная растительность у северной границы испытывает дефицит влаги, так как корни растений, находясь в холодной почве, даже летом не могут поглощать влагу.

Эта работа положила начало целой серии книг и статей, в которых отсутствовал географический и экологический подход. В работе Шимпера (Schimper, 1898) были обобщены имеющиеся материалы Сакса, Чельмана и других и окончательно сформулировано положение о «теории» физиологической сухости холодных почв. Наибольшую популярность эта гипотеза приобрела у ботаников севера при объяснении причин безлесья тундры. Поразительно, что не было поставлено ни одного опыта для выяснения применимости этой гипотезы к растениям Арктики и Субарктики. С рядом оговорок принимал эту гипотезу и Б. Н. Городков.

В 1952 г. была опубликована монография В. П. Дадыкина, в которой на огромном экспериментальном материале была доказана полнейшая несостоятельность «теории» физиологической сухости холодных почв применительно к растениям севера. Растения действительно угнетаются холодной почвой, но объясняется это не затруднением всасывания влаги, а затруднением в использовании питательных веществ, и особенно азота. Это нарушает синтетическую деятельность корней, которые продуцируют вещества, необходимые для нормальной жизнедеятельности всего растения. К сожалению, до сих пор не только в популярных изданиях, но даже в Краткой географической энциклопедии, т. 2 (1961) некоторые авторы пытаются объяснить безлесье равнинной или горной тундры физиологической сухостью холодных почв. Основная ошибка этой «теории» заключалась в отсутствии дифференцированного эколого-географического подхода, в непонимании того, что опыты, проведенные на теплолюбивых растениях, нельзя механически переносить на растения других зон и не только других видов, но даже родов и семейств.

Следующая группа гипотез связана с именем финского ботаника Кильмана (Kihlman, 1890), проводившего свои исследования на Коль-

---

[1] Поскольку предметом нашего исследования служит не только история, но и география, изложение ведется в нем не строго хронологически, а с подразделением по проблемам и регионам.

ском Севере. Кильмана причисляют, обычно, к последователям «теории» физиологической сухости почв (Городков, 1920, 1938; Дадыкин, 1952). Однако внимательное изучение его работы свидетельствует о том, что это мнение неправильное. Было бы точнее его точку зрения назвать «теорией» зимнего иссушения. Конечно, Кильман знал о работах Сакса и Чельмана; по-видимому, взгляды этих ученых оказали на него влияние, но гипотеза Кильмана оригинальна. Он считал, что главным фактором, обусловливающим безлесье тундры, является длительное зимнее иссушение деревьев. «Границу леса, — писал он, — определяет не механическое воздействие ветра; не холод, не содержание соли или влаги в атмосфере, но, главным образом, длящееся беспрерывно, целыми месяцами, высыхание молодых побегов в такое время года, когда пополнение испарившейся воды невозможно» (Kihlman, 1890, стр. 79). Это приводит к отмиранию побегов. Непрерывное, из года в год повторяющееся их отмирание обусловливает образование уродливых форм деревьев и может вызвать гибель, особенно у северных и верхних пределов.

Это явление, по мнению Кильмана, служит главным фактором, ограничивающим распространение деревьев в тундре. На странице 61 этот автор писал, что рост деревьев у их северной границы обусловлен не свойством почвы, а климатическими причинами. Классическая же теория физиологической сухости, как мы уже видели, исходит из того, что жидкая влага не может всасываться корнями растений из холодных почв; жидкая, а не в твердой мерзлой фазе, в каковой она находится в течение зимы. Именно поэтому Кильмана нельзя причислять к последователям «теории» физиологической сухости холодных почв. Удачно и точно подмеченное явление, характерное в основном для Кольского Севера, не было подтверждено Кильманом инструментальными исследованиями. Возможность для сравнения условий Кольского Севера с условиями других районов Заполярья была в то же время очень ограничена из-за отсутствия материалов наблюдений. Это и явилось, видимо, главной причиной того, что Кильман считал предложенные им выводы пригодными для объяснения безлесья тундр вообще — и горных тундр в Альпах, и равнинных тундр на севере Европы и Азии[2]. Дифференцированный географический подход у Кильмана отсутствовал.

Кильман положил начало третьей группе гипотез. Ее развил Л. А. Иванов (1925, 1941), которого уж совсем ни к чему было причислять к исследователям «теории» физиологической сухости холодных почв, как это сделал В. П. Дадыкин (1952).

Исследованиями Иванова установлено, что «состояние покоя в действительности не есть полное прекращение жизнедеятельности растения, а лишь замедление различных физиологических процессов в большей или меньшей степени» (1925, стр. 3). В зимнее время не прекращается испарение. Это приводит к нарушению водного баланса в зимнее время года, что является существенным фактором в жизни древесных пород. «Как ни малы траты на испарение в эти холодные месяцы с ничтожной инсоляцией, тем не менее и их не может покрыть слабо движущийся водный ток».

Интересно восприятие гипотезы Кильмана другими исследователями Севера. Г. И. Танфильев в 1892 г., т. е. несколько лет спустя

[2] Для подтверждения своих предположений Кильман ссылался даже на случай, описанный Миддендорфом, у которого на сильном морозе в течение часа высохла намоченная в воде замшевая рукавица.

после Кильмана, проводил исследования в Малоземельской (Тиманской) тундре. Танфильев не разделял точки зрения Кильмана. Он пришел к выводу, что ветер не играет существенной роли в формировании границы лесов на севере Европы. По мнению Танфильева (1953), вдоль северной окраины лесной зоны не только в исследуемом районе, но по всему северу активно проявляются процессы заболачивания, которые являются следствием соседства с болотистой тундрой. Обилие воды, низкие температуры и ряд других условий приводят к заболачиванию лесных опушек; образующийся торф является плохим проводником тепла. Вместе с торфом развивается мерзлота, убивающая деревья на лесных опушках. В результате этих процессов тундра, по мнению Танфильева, непрерывно наступает на лесную зону, отвоевывая у последней все новые пространства. Нахождение пней в торфяниках Крайнего Севера является, как считал Танфильев, ярким тому доказательством. Как и Кильман, Танфильев распространял свой вывод не только на исследуемый район, но и на весь север. Подтверждение своей точки зрения Танфильев искал в высказываниях К. М. Бэра, посетившего в 1837 г. Кольский п-ов, А. Н. Бекетова и С. Соммье, производившего исследования в низовьях Оби, и других исследователей.

Эта группа гипотез (объясняющих безлесье тундры заболоченностью — Бекетов, Соммье, Танфильев) так же как и две предшествующие («тепловая» — Гумбольдт, Гризебах, Берг и др.; зимнего иссушения — Кильман, Иванов, Рязанцев, Кычанова и др.) — не потеряла своего значения до сих пор. Впоследствии в восточно-европейских тундрах детальные многолетние исследования проводились В. Н. Андреевым (1956). Им приведены бесспорные факты длительного, не менее чем 500-летнего наступления лесов на тундру, обусловленного деградацией вечной мерзлоты. Но Танфильев этого не заметил. Объяснение этому, по-видимому, нужно искать не только в кратковременности исследований (один летний сезон), но и в том, что с 1887 г. до 1892 г. Танфильев занимался в основном исследованием болот. Сказался, конечно, и тот факт, что во времена Танфильева безраздельно господствовала концепция наступления тундры на лес вследствие ухудшения климата.

Б. Н. Городков не разделял ни точки зрения Кильмана, ни Танфильева. По материалам, полученным в Западной Сибири, он писал: «Из наших многочисленных опытов с несомненностью явствует, что испарение чрезвычайно падает, практически не происходит при температурах ниже —20, —25°, несмотря ни на какой ветер и инсоляцию» (1929, стр. 234). Городков считал, что факты не согласуются с теорией Кильмана и утверждал, что «безлесье тундры обусловлено летним режимом, а не зимним». В работах более позднего периода Городков (1937, 1938) еще раз подчеркивает, что основная причина безлесья тундры — в физиологической сухости холодных почв. А. В. Рязанцев и О. А. Кычанова (1946), проделавшие большое количество опытов в Пермской обл., писали: «зимняя транспирация далеко не является ничтожной у древесных пород, как думает Городков и ряд других авторов. Сильно испаряющие древесные породы: ель, пихта, можжевельник — могут потерять в тундре за 7—8-месячный холодный период около 50% содержащейся в них воды и выше» (1946, стр. 176—177). Здесь допущена ошибка следующего порядка: Рязанцев и Кычанова проводили опыты в течение пяти месяцев — с 29 ноября по 29 апреля — в условиях Пермской области и с более южными древесными породами, выходящими на северные пределы лесов. Цифра

«пятьдесят процентов» влаги, которую могут потерять деревья за 7—8 месяцев, получена уже путем вычислений. Она, как видно, сильно завышена, потому что в условиях Перми зимняя транспирация бесспорно больше, чем в условиях тундры и лесотундры. И к тому же, как установил Иванов, «в большинстве случаев более южные виды испаряют сильнее более северных» (1925, стр. 11).

Поэтому Городков был не так уж и неправ, говоря о незначительности зимнего испарения и утверждая, что оно не может стать фактором, объясняющим безлесье тундры на севере Западной Сибири. Но он был безусловно неправ, когда выводы, полученные в одном районе, распространял на другие, отличные и по климатическим условиям, и по характеру пород, образующих северные границы лесов.

Известно, что климатические условия Кольского Севера, где проводил свои исследования Кильман и где родилась теория зимнего иссушения, резко отличаются от климатических условий восточных районов, расположенных на той же широте.

Климат Кольского Севера обусловливается не только географической широтой этого района, но и близостью незамерзающего Баренцева моря, согреваемого Северо-Атлантическим течением, а также поступлением теплых воздушных масс из Атлантики в течение холодного времени года.

Как уже отмечалось (Крючков, 1959), в течение зимы на Кольском Севере преобладают ветры западных направлений: юго-западные — 16, западные — 10, северо-западные — 15%. Это обычно теплые ветры, которые приносят оттепели. Количество оттепелей с октября до середины апреля колеблется от 40 до 80. Ветви и хвоя, разогреваясь до положительных температур, под влиянием ветра резко увеличивают транспирацию.

Исследования Л. А. Иванова по изменению транспирационной способности древесных побегов в зимнее время после их нагревания показывают, что «во всех опытах ясно сказывается повышение транспирационной способности в 1,5—2,5 раза вследствие предварительного повышения температуры. Транспирационная способность при этом повышается почти в той же степени, испытываем ли мы ее при температуре 30°, или же при низких, более обычных для зимы температурах от —1° до +5°» (Иванов, 1941, стр. 100—103).

Оттепели на Кольском Севере сопровождаются обычно ветрами западных направлений, а ветер отчетливо усиливает транспирацию всех древесных пород в зимующем состоянии от 25 до 56 и даже до 107% и выше (Рязанцев, Кычанова, 1946, стр. 179). Поэтому совершенно ясно, что на Кольском Севере в течение зимы теплые западные ветры приводят к значительным транспирационным потерям, которые не могут пополняться, так как стволы деревьев находятся под снегом, а почва и корни весь зимний период пребывают в мерзлом состоянии. Однако положение Кильмана нельзя распространять на районы, отличные по климатическим условиям от условий Кольского Севера.

В связи с этим интересно рассмотреть точку зрения В. Б. Сочавы на гипотезу Кильмана. По мнению Сочавы (1940, 1944), безлесье тундры нельзя объяснить теорией Кильмана, потому что деревьев в тундре нет и, значит, они не испаряют. Решение вопроса о безлесьи тундр должно свестись к объяснению, почему в тундре не прорастают семена древесных пород и не выживают всходы, т. е. почему в тундре не возникает лес.

Всходы древесных пород, отмечает Сочава, независимо от ветра,

не возникают в тундре (1944, стр. 63). В Восточной Сибири, где производил наблюдения Сочава, всходы древесных пород в тундре не возникают независимо от ветра, хотя известно, что вообще в тундрах встречаются часто и нормальные с вертикальными стволами деревья (об этом пишет и Сочава), и стланиковые. Видимо, на взглядах Сочавы сказалось влияние тех районов, где он производил свои исследования.

В кольских тундрах, например, семена древесных пород прорастают, растения выживают, но превращаются в низкорослые, травмированные ветром деревца. Местности с такими изуродованными деревьями оставляют впечатление безлесных тундровых фитоценозов. Высота этих деревьев зависит от высоты естественной защиты. На ровном месте, где никакой защиты от снега нет, деревья принимают стланиковую форму, и высота их не превышает снегового покрова, если защита представляется в виде огромного камня или скалистого выступа, то высота деревьев, защищенных от ветра, соответствует, примерно, высоте защиты. На Кольском Севере, в местах, защищенных от ветра, деревья (кустарниковой и стланиковой формы) в тундре доходят до самого побережья моря.

Все это говорит о том, что семена древесных пород в кольских тундрах могут всходить и выживать, что летнего тепла для произрастания деревьев хватает, но оно не может быть реализовано из-за губительных ветров.

Таким образом, принимая точку зрения Кильмана за универсальную, каковой он считал ее и сам, с ним не соглашаются исследователи, работавшие в районах, отличных по климату и растительности от Кольского Севера (Танфильев — Восточно-Европейский север; Городков — Западная Сибирь; Сочава — Восточная Сибирь), и соглашаются те, кто проводил исследования в сходных климатических условиях. Так, например, Таннер (Tanner, 1944), работавший в Финляндии и в восточной части п-ова Лабрадор, в объяснении причин безлесья тундры полностью присоединяется к Кильману. Нужно сказать, что Таннеру, так же как и Кильману, механизм влияния ветров остался до конца не ясным. Гибель ветвей от ветров он связывал не с зимними оттепелями и ветрами, а прежде всего с чрезмерным испарением в сильные морозы (Tanner, 1944).

Еще у Миддендорфа (1867), Гризебаха (1874) и Бекетова (1874, 1896) были попытки подойти к проблеме безлесья комплексно. Были они и у Городкова, но при отсутствии дифференцированного географического подхода, а тем более ландшафтно-биогеоценотического эти попытки не могли дать успеха.

Таким образом, успешное решение проблемы безлесья тундры находится в прямой зависимости от развития учения о ландшафтах и биогеоценозах.

Неотъемлемой частью проблемы о причинах безлесья тундры является вопрос о динамике древесной растительности у ее северного предела. В результате путешествий и исследований Н. Я. Озерецковского, К. М. Бэра, А. Ф. Миддендорфа, Ф. Б. Шмидта, С. Соммье, Р. Поле, Г. И. Танфильева [3] и других была сформулирована теоретическая концепция о наступлении тундры на лес. Этой концепции придерживался и Городков (1932, 1937, 1938, 1943, 1946). Он считал, что «с ухудшением климата лесная граница отступила к югу и в настоящее время

[3] Подробный разбор взглядов вышеназванных авторов сделан в работе Танфильева (1953).

как будто еще продолжает отступать» (1938, стр. 340). На севере Западно-Сибирской равнины, по мнению Городкова, «происходит наступление тундровых растительных сообществ на деградирующие леса и торфяники» (1946, стр. 104). Этой концепции придерживались А. А. Корчагин (1932), Ю. Д. Цинзерлинг (1934).

С этой точки зрения существующие в тундре островки леса воспринимаются как следы бывшего широкого распространения леса в тундре (Григорьев, 1924; Шелудякова, 1938), а не как результат существующих благоприятных условий на конкретных участках в настоящее время.

Но существовала и другая точка зрения. В прошлом веке ее придерживался Бекетов, который считал, что безлесье тундры преодолимо (см. выше). А. В. Журавский в 1915 г. по материалам исследований в Печорском крае Большеземельской тундры писал о наступлении леса; он утверждал, что им обнаружены следы новых естественных лесонасаждений в тундре. Такой же точки зрения придерживался Н. Г. Датский (1934). Он считал, что деградация вечной мерзлоты на Восточно-Европейском севере создает благоприятные условия для завоевания лесом тундры.

Многолетние исследования В. Н. Андреева (1954, 1956) в этом районе убедительно свидетельствуют о зарастании лесом древних морозобойных трещин, о наступлении леса на тундру в течение многих столетий. Но связано это с деградацией вечной мерзлоты на Восточно-Европейском севере и распространять данный вывод на Сибирь, где вечная мерзлота у северной границы лесов не деградирует, нельзя. Особенно часто ссылаются на Л. Н. Тюлину, проводившую исследования в горных районах бассейна Анадыря (1936) и в бассейне Хатанги (1937) и как будто бы доказавшую наступление леса на тундру. Внимательное изучение фактического материала, приведенного Тюлиной, говорит о том, что северная граница леса и лесные островки в тундре в обследованных районах не деградируют и не отступают. В работах Л. Н. Тюлиной нет ни одного бесспорного факта, который бы свидетельствовал о наступлении леса на тундру.

Подробный и очень обстоятельный обзор работы Тюлиной дан Ф. В. Самбуком (1937). Его работа почти забыта, цитируется крайне редко и ни разу никем не были приведены его взгляды, подвергающие сомнению правильность выводов Тюлиной. Поэтому напомним его соображения, тем более, что они полностью совпадают с нашими.

Самбук приводит данные Тюлиной, которые, по ее мнению, говорят о наступлении леса на тундру: 1) сближение границы редколесий и ареала лиственницы даурской; 2) менее угнетенный вид, сравнительно небольшое количество сухостоя и большая густота редколесий из лиственницы даурской у ее северного предела; 3) обилие молодняка в области почти совершенного господства тундры; 4) равномерное распределение прихатангского редколесья по всем элементам рельефа, отмеченное у самой его границы; 5) отсутствие сухостоя и лесных кладбищ у границы редколесья.

Перечисленные факты, по мнению Самбука, не являются прямым и бесспорным доказательством концепции Тюлиной и могут истолковываться по-разному, в зависимости от точки зрения автора. Так, например, малое количество сухостоя объясняется тем, что его в первую очередь рубят на хозяйственные нужды. Сближение границы редколесий и ареала лиственницы даурской, т. е. отсутствие классической лесотундры или чрезвычайно узкая ее полоса, отмечено не только в Хатангском районе, но и на крайнем северо-востоке Азии (Сочава, 1929), и в

Анабарском районе (Сочава, 1933). Но Сочава не делал из этого факта тех же выводов, что и Тюлина. Он вообще не обнаружил признаков движения лиственницы на север. Это признает и сама Тюлина. Далее она, проанализировав годичные кольца на трех деревьях, сделала вывод об улучшении роста лиственницы в последние 80 лет. Трех деревьев для таких выводов, конечно, мало.

Самбук напоминает, что Миддендорф в свое время примерно в том же районе, у р. Новой (72° с. ш.) произвел анализ годичных колец в разных частях одного и того же стланика. Материал оказался очень любопытным: в одной части ствола рост ухудшался, в другой — улучшался. Далее, Тюлина отмечает, что, по ее наблюдениям, стланик переходит в полустланик, полустланик — в куртинную лиственницу, последняя — в нормальную, т. е. возможность расти прямым стволом у лиственницы, по мнению Тюлиной, появилась в последнее время в связи с улучшением климатических условий. Тюлина пишет, что Миддендорф не наблюдал полустланиковой и куртинной формы лиственницы, а видел только «шпалерную», Самбук совершенно справедливо отмечает, что «на самом деле Миддендорф не разделял стланика от полустланика и от куртинной лиственницы, а все три формы объединял в одну — шпалерную лиственницу» (Самбук, 1937, стр. 221). Он приводит несколько цитат из Миддендорфа, подтверждающих эту мысль.

В. Д. Александрова (1937), работавшая одновременно с Тюлиной в смежном районе, тоже не обнаружила современного перемещения лесной границы. В работах авторов, придерживающихся концепции наступления леса на тундру, эта статья В. Д. Александровой также обычно не приводится. Уже отмечалось (Крючков, 1968), что подобный «оптимистический» вывод Тюлиной (1936) для Анадырского края не разделялся В. Б. Сочавой (1940, 1944) и В. Н. Васильевым (1956).

О наступлении леса на тундру в связи с потеплением Арктики пишет В. С. Говорухин (1947а, б), тоже, впрочем, не приводя бесспорных данных в пользу этой точки зрения. В одной из своих работ Говорухин (1947б) разрабатывает эту тему на примере Западной Сибири. В работе приводятся следующие факты в подтверждение наступления древесной растительности на тундру: передвижение июльской изотермы 10° за последние 40 лет на север; «таяние подпочвенного льда и, вследствие этого, явления термокарста, наблюдающиеся: а) на островах Ляховских, б) на провальных озерах (аласы Якутии), в) в провальных тундровых озерах п-ова Ямала» (Говорухин, 1947б, стр. 108).

Ни один из этих фактов не служит прямым и бесспорным доказательством наступления леса на тундру. А что касается термокарстовых процессов, то, как теперь известно, для их начала и течения не обязательно повышение температуры воздуха. Этот процесс может начаться после уничтожения мохово-торфянистого слоя в результате пожаров, выбивания или сдирания этого слоя оленями, машинами и т. п.

Далее Говорухин отмечает, что зарастание пятнистых и полигональных тундр тоже оказывается фактом, подтверждающим наступление лесов на тундру. На пятнистых тундрах всегда существовали благоприятные условия для всходов и возобновления древесных растений. Это обстоятельство отмечалось еще Д. А. Драницыным (1914, стр. 51), но так как в то время существовала точка зрения о наступлении тундры на лес, которой придерживался и Драницын, то и он не истолковывал этот факт так, как его стали истолковывать в середине тридцатых и сороковых годов.

В 1967 г. автор настоящей работы проводил исследования там, где

их более 50 лет назад проводил Драницын. Положение древесной растительности осталось тем же: на некоторых участках пятнистых тундр наблюдается подрост лиственницы; в ряде мест бывшие участки пятнистых тундр покрылись лиственничной рединой, здесь увеличилась мощность мохово-торфянистого слоя и началось отмирание старых деревьев при отсутствии молодого подроста; т. е. зарастание пятнистых тундр — это определенная стадия в динамике растительности южной тундры и лесотундры.

Такое зарастание наблюдалось нами в 1968 г. на правом высоком берегу р. Пур, в окрестностях Самбурга (лесотундра). Раскопки, нахождение пней лиственницы (около 30—40 *см* в диаметре) на этом участке и распросы местных жителей убеждают в том, что в данном случае — это тоже определенная стадия в динамике растительности. К тому же известно, что потепление севера окончилось (Хромов, 1968, стр. 477). Поэтому зарастание участков пятнистых тундр в южной тундре и лесотундре, на которое ссылается Говорухин, ни в коем случае не свидетельствует ни о наступлении леса на тундру, ни, тем более, о потеплении климата.

В каждом конкретном случае нужно разобраться о каких полигонах идет речь. Так, например, Тихомиров (1962) пишет, что его наблюдения в бассейне р. Хатанги указывают на активное заселение древесными породами (кустарниковая ольха, даурская лиственница) тундровых тетрагональных форм рельефа. При этом он приводит фотографию первой террасы р. Хатанги, из которой видно, что на этой террасе с четкой сетью полигонов, на валиках растут лиственницы. Несколько южнее, на второй террасе имеются лиственничные леса в возрасте 200—300 лет, которые развиваются тоже на тетрагональном рельефе, что, по мнению Тихомирова, говорит о наступлении леса на тундру. В действительности этот факт не свидетельствует о наступлении древесной растительности на тундру. Больший возраст и густота деревьев на второй террасе по сравнению с первой вполне естествен, и о взаимоотношении леса и тундры, по крайней мере в данном случае, ничего не говорят. Называть эти полигоны, образовавшиеся некогда в пойменных условиях тундровыми нельзя. Это не тундровые полигоны — их генетическая связь с пойменными отложениями установлена теперь бесспорно. Конечно, если речь идет о блоках-полигонах, образовавшихся на безлесной тундровой поверхности в условиях вечной мерзлоты, то зарастание их может говорить о наступлении леса на тундру. Но этот процесс происходит только в тех случаях, когда физико-географические условия изменяются так, что это сказывается на характере самих вечномерзлых грунтов: мощность деятельного слоя здесь увеличивается, что часто приводит к уменьшению влажности вечномерзлых слоев почвы и их лучшей аэрации. В ряде мест вечная мерзлота деградирует полностью.

В подтверждение наступления леса на тундру на Восточно-Европейском севере Андреев (1956) приводит аэрофотоснимки, из которых видно, что бывший трещинно-полигональный рельеф в бассейне Чешской губы зарастает елью. Андреев совершенно верно отмечает, что такой рельеф мог образоваться только в условиях безлесной местности со значительно более континентальным климатом, чем современный (1956, стр. 34). Но здесь обязательно нужно добавить, что для образования такого рельефа необходимы вечномерзлые грунты.

Известно также, что в настоящее время в бассейне Чешской губы вечная мерзлота неустойчивая, островная, с температурой близкой к 0° (Швецов, 1963), т. е. мерзлота здесь деградирует. Значит поселение

древесной растительности на участках с трещинно-полигональным рельефом в бассейне Чешской губы является следствием или полной деградации вечной мерзлоты на этих участках, или значительного увеличения мощности деятельного слоя и повышения температуры грунтов.

Подобное явление отмечается и для Западной Сибири: сообщества северной тайги на Пур-Надымском междуречье часто расположены на трещинно-бугристом рельефе (древний западинно-бугристый). Ясно, что образование трещинно-бугристого рельефа на безлесной территории было первичным, затем следовало повышение температуры грунтов; увеличение мощности деятельного слоя (а в ряде мест — деградация вечной мерзлоты) и уж потом — поселение древесной растительности. Но это явление происходило и происходит очень медленно, в масштабе тысячелетий (Попов, 1953), а не десятилетий, как это представляется Говорухину [4].

Наблюдающееся в ряде мест западносибирской северной тайги отмирание деревьев в связи с нарастанием мхов и возникновением здесь болот (Тыртиков, 1968), при недостаточном количестве материалов и определенной точке зрения может быть истолковано как отступление лесов и как активизация тундровой растительности. Такие примеры в истории исследования Севера уже были (Городков, 1946). В действительности это определенная стадия развития растительности на конкретных участках северной тайги в конкретных физико-географических условиях. При решении вопросов динамики растительности у ее северных пределов необходим дифференцированный ландшафтный подход.

По мнению Сочавы (1950), потепление Арктики на северо-востоке Русской равнины сказывается зимой, «летом же имеет место усиленный приток полярного воздуха, влажного и медленно трансформирующегося. На лесную растительность этот воздух в высоких широтах действует отрицательно. В обстановке таких противоречивых по своему биологическому значению и как бы нейтрализующих друг друга воздействий (благоприятствующие лесу новейшие поднятия земной коры и парализующие его движение летние воздушные вторжения), северный предел древесной растительности в современную эпоху на Русской равнине не обнаруживает существенных смещений» (стр. 39).

Широко распространенная в настоящее время точка зрения о наступлении древесной растительности на тундру находится сейчас примерно в том же положении, в котором находилась «теория» физиологической сухости холодных почв в первой половине нашего столетия, вплоть до выхода монографии Дадыкина (1952).

Сейчас накопилось достаточно материалов, свидетельствующих о том, что концепция наступления лесов на тундру (за исключением, пожалуй, Восточно-Европейского севера, где этот процесс обусловлен деградацией вечной мерзлоты близ северной границы лесов) не состоятельна. Но, к сожалению, эти материалы не обобщены. Нужно также отметить, что в некоторых наших обзорных работах [5], когда нами еще не проводились наблюдения в Западной Сибири, на Таймыре, в Якутии и на крайнем Северо-Востоке Азии, я, хотя и с оговорками, поддерживал концепцию наступления леса на тундру. Но последующие исследования во многих районах Азиатского севера, сопоставление с наблюде-

[4] Не надо забывать, что древняя полигональная сеть, свидетельствующая о некогда суровом климате и безлесной тундровой территории, наблюдается даже под Москвой, в Польше, Тюрингии и т. д. (Попов, 1967).

[5] См., например, доклад В. В. Крючкова на II симпозиуме по проблемам лесотундры, состоявшемся в Ленинграде в 1963 г. Материалы симпозиума опубликованы в 1967 г. в сб. «Растительность Крайнего Севера и ее освоение», вып. 7.

ниями на Кольском Севере, привели нас к выводу, что эта точка зрения неверна.

Обработка собственных полевых материалов, изучение и новое прочтение многих литературных источников привели к выводу о необходимости выдвинуть положение об абсолютном и относительном безлесьи тундры (Крючков, 1966). Южная тундра, где есть минимум атмосферного тепла для роста и развития деревьев, названа подзоной (полосой) относительного безлесья. Севернее ее расположена подзона (полоса) абсолютного безлесья, где нет даже минимума атмосферного тепла для существования деревьев. Многочисленные причины, выдвигавшиеся для объяснения безлесья тундры, могут относиться только к подзоне относительного безлесья. В подзоне абсолютного безлесья тундры причина безлесья одна — недостаток тепла для существования деревьев.

Приведем некоторые соображения в связи с выделением этих подзон. Просмотр огромного количества материалов по равнинным и горным тундрам (около 150 литературных источников, начиная с Бекетова) свидетельствует о том, что на равнинах и в горах тепловые пределы для древесных растений находятся всегда севернее (в горах — выше) их действительных границ. Поэтому подзона (полоса) относительного безлесья — зональное явление, а не один из результатов недавнего потепления, которое началось в конце XIX — начале XX вв., окончилось в 50-х годах и, по-видимому, сменилось новым похолоданием (Хромов, 1968). В лесных островках-сообществах евразийских и американских тундр в 100—120 *км* на север от окраины сомкнутых лесов существуют разновозрастные деревья от взрослых и даже старых (100—120 лет) до 3—5-летних сеянцев и наблюдается нормальный прирост, такой же, примерно, как в северной тайге (Крючков, 1967). Это свидетельствует о том, что ширина подзоны относительного безлесья в последние столетия была не меньше 100—120 *км*, а потепления и похолодания за это время то расширяли ее севернее этой 100—120-километровой полосы, то сужали.

Накопившийся материал позволяет утверждать, что для каждой из провинций свойствен свой набор факторов, угнетающих древесную растительность у ее северного предела. Так, например, то, что является губительным для Кольского Севера (зимние ветры с оттепелями) не свойственно Восточной Сибири с ее антициклональным климатом. Но территории провинций неодинаковы, они состоят из разных комплексов, расположенных на разных элементах рельефа. При отсутствии дифференцированного ландшафтно-географического подхода возникновение в тундре лесных сообществ в виде островков или появление отдельных деревьев, так же как и их гибель, могут быть истолкованы как в пользу циркумполярного наступления древесной растительности на тундру, так и с прямо противоположных позиций.

В результате проведенного нами обзора довольно четко вырисовывается не только историческая поэтапность формирования концепций и взглядов на причины безлесья тундровой зоны, но и географическая приуроченность возникновения тех или иных гипотез, равно как и «географичность возражений» против этих гипотез.

ЛИТЕРАТУРА

Александрова В. Д. Тундры правобережья реки Попигай. «Тр. Арктич. ин-та», т. 63, Л., 1937.

Андреев В. Н. Продвижение древесной растительности в тундру в связи с защитными свойствами лесопосадок на севере. «Бот. журн.», т. 39, № 1, 1954.

Андреев В. Н. Заселение тундры лесом в современную эпоху. «Растительность Крайнего Севера СССР и ее освоение», вып. 1. М., Изд-во АН СССР, 1956.
Бекетов А. Н. Примечание переводчика. В кн.: А. Гризебах. Растительность земного шара, т. 1. СПб., 1874.
Бекетов А. Н. География растений. СПб., 1896.
Берг Л. С. Природа СССР. М., Географгиз, 1955.
Васильев В. Н. Растительность Анадырского края. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1956.
Говорухин В. С. Динамика ландшафтов и климатические колебания на Крайнем Севере. «Изв. ВГО», 1947а, т. 79, № 3.
Говорухин В. С. Бугристые болота Северной Азии и потепление Арктики. «Уч. зап. Моск. обл. пед. ин-та». 1947б, т. IX, вып. 4.
Городков Б. Н. Безлесье тундры. «Природа», 1929, № 3.
Городков Б. Н. Растительность тундровой зоны СССР. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1935.
Городков Б. Н. Лес на полярном пределе. «Изв. ВГО», 1937, т. 69, № 1.
Городков Б. Н. Растительность Арктики и горных тундр СССР. Сб. «Растительность СССР», т. 1. М.—Л., 1938.
Городков Б. Н. Полярные пустыни острова Врангеля. «Бот. журн.», 1943, № 4.
Городков Б. Н. Движение растительности на севере лесной зоны Западно-Сибирской низменности. «Пробл. физ. геогр.», вып. 12. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1946.
Гризебах А. Растительность земного шара согласно климатическому ее распределению, т. 1. СПб., 1874.
Гумбольдт А. География растений. М.—Л., 1936.
Дадыкин В. П. Особенности поведения растений на холодных почвах. М.—Л., Изд-во АН СССР. М., 1952.
Датский Н. Г. Вечная мерзлота и условия строительства в Усинском районе. «Тр. совещ. по изуч. производит. сил», сер. северн., 1934, вып. 12.
Драницын Д. А. О некоторых зональных формах рельефа Крайнего Севера. «Почвоведение», 1914, № 4.
Иванов Л. А. О водном режиме древесных пород зимою. «Изв. Ленингр. лесн. ин-та», 1925, вып. 32.
Иванов Л. А. Об изменении транспирационной способности древесных пород в течение года в зависимости от температуры. «Бот. журн.», 1941, т. 26, № 2—3.
Корчагин А. А. Геоботаническое описание Хибинских тундр. В сб.: «Хибинские тундры», т. 2. Л., 1932.
Крючков В. В. О влиянии западных ветров на древесную растительность Кольского полуострова. «Изв. Карельск. и Кольск. филиала АН СССР», 1959, № 3.
Крючков В. В. Абсолютное и относительное безлесье тундры. «Вестн. Моск. ун-та», сер. геогр., 1966, № 2.
Крючков В. В. Безлесье тундровой зоны северо-восточной Сибири и его причины. «Изв. АН СССР», сер. геогр., 1967, № 4.
Крючков В. В. О безлесьи тундр Северо-Востока Азии. «Бюл. МОИП», отд. биол., 1968, вып. 5.
Миддендорф А. Ф. Путешествие на север и восток Сибири, ч. 1. СПб., 1867.
Попов А. И. Вечная мерзлота в Западной Сибири. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1953.
Попов А. И. Мерзлотные явления в земной коре. Изд-во МГУ, 1967.
Рязанцев А. В., Кычанова О. А. Влияние ветра на транспирацию садовых и дикорастущих древесных пород в необлиственном состоянии (в связи с вопросом о безлесьи тундры). «Тр. Пермского сельскохоз. ин-та», т. X, 1946.
Самбук Ф. В. Пределы лесов на Таймыре. «Бот. журн.», 1937, № 2.
Сочава В. Б. Тундры бассейна р. Анабары. «Изв. ВГО», 1933, т. 65, вып. 4.
Сочава В. Б. О безлесьи тундр. «Тр. Ленингр. о-ва естествоисп.», 1940, т. 68. вып. 3.
Сочава В. Б. Причины безлесья гольцов Восточной Сибири и в Приамурье. «Природа», 1944, № 2.
Сочава В. Б. Новейшие вертикальные движения земной коры и растительный покров. «Землеведение», сб. МОИП, т. III, 1950.
Танфильев Г. И. Географические работы. М., Географгиз, 1953.
Тихомиров Б. А. К филоценогенезу некоторых растительных формаций арктической Евразии. «Бот. журн.», 1946б, № 6.
Тихомиров Б. А. Безлесье тундры, его причины и пути преодоления. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1962.
Тыртиков А. П. Заболачивание лесов севера Западной Сибири и динамика вечной мерзлоты. «Вестн. Моск. ун-та», сер. биол., почвовед., 1968, № 6.
Тюлина Л. Н. О лесной растительности Анадырского края и ее взаимоотношениях с тундрой. «Тр. Арктич. ин-та», 1936, т. 40.

Тюлина Л. Н. Лесная растительность Хатангского района. «Тр. Арктич. ин-та», 1937, т. 63.
Хромов С. П. Метеорология и климатология. Л., Гидрометеоиздат, 1968.
Цинзерлинг Ю. Д. География растительного покрова северо-запада европейской части СССР. «Тр. Геоморфол. ин-та АН СССР», сер. физ. геогр., 1934, вып. 4.
Швецов П. Ф. Мерзлые слои земные. М., Изд-во АН СССР, 1963.
Kihlman A. O. Pflanzenbiologische Studien aus Russisch Lappland. «Acta Societatis pro fauna et flora Fennica», 1890, Bd. 6, Nr. 3.
Kjellman F. R. Über den Pflanzenwuchs an der Nordküste Sibiriens. «Die Wissenschaflichen Ergebnisse des Vega Expedition», Bd. 1. Leipzig, 1883.
Schimper A. F. Pflanzengeographie auf phisiologischer Grundlage. Jena, 1898.
Tanner V. Outlines of the geographie, life and costoms of Newfoundland — Labrador, «Acta geograpica», 1944, Bd. 8, Nr. 1.

Т. Н. ОВЧИННИКОВА

ИССЛЕДОВАТЕЛЬ БАЙКАЛА Г. Ю. ВЕРЕЩАГИН (1889—1944)

В 1969 г. исполнилось 80 лет со дня рождения и 25 лет со дня смерти выдающегося отечественного лимнолога комплексного направления, замечательного ученого и прекрасного человека Глеба Юрьевича Верещагина, посвятившего всю свою сознательную творческую жизнь изучению Байкала (рисунок). Рано оборвалась его жизнь в связи с тяжелыми испытаниями военных лет, но огромные результаты многолетнего самоотверженного труда ученого на берегах Байкала создали Верещагину неувядаемую славу.

Увлечение Верещагина Байкалом началось еще в Варшаве, в юношеском возрасте, куда переехали его родители и где он учился в университете на естественном отделении физико-математического факультета. Здесь в 1911 г. он прослушал лекции известного исследователя Байкала Б. И. Дыбовского, установил с ним личный контакт; это определило направление его научной деятельности. После университета по представлению академика Н. В. Насонова, председателя Комиссии по изучению Байкала и директора Зоологического музея, Верещагин поступает на работу в Зоологический институт Академии наук (тогда это был Зоологический музей), где интересуется популяризацией результатов научных исследований через экспонирование биологических объектов, графических и текстовых пояснений к ним, квалифицированный рассказ-объяснение процессов и явлений, происходящих в природе.

Летом 1916 г. Верещагин был впервые командирован на Байкал в рекогносцировочную экспедицию для выбора места будущей станции по исследованию озера. Об условиях работы экспедиции ученый писал в 1918 г., что отсутствие хороших средств передвижения сузило круг работ и мест исследований: плавать приходилось на лодке-мореходке местного значения, а моторное судно было спущено на воду только в конце лета. Тем не менее, Верещагин подготовил и представил в Комиссию план пятилетней экспедиции по всестороннему изучению Байкала и проект организации постоянной станции. Но осуществить эти планы в те годы не удалось.

С 1919 г. Верещагин — ученый секретарь Гидрологического института Академии наук. В тяжелых условиях Гражданской войны 1920 г. он руководит Олонецкой комплексной экспедицией, результаты которой



Г. Ю. Верещагин. Фото М. М. Мальцева

были опубликованы под его же редакцией и доложены им в 1923 г. на втором Международном конгрессе лимнологов в Австрии.

Непрерывная научная деятельность Верещагина на Байкале началась с 1924 г., в связи с назначением его ученым секретарем Комиссии Академии наук по изучению Байкала и начальником Байкальской экспедиции. С 1930 г. и до конца жизни он был директором Байкальской лимнологической станции (БЛС), впоследствии преобразованной в Лимнологический институт Сибирского отделения АН СССР.

Верещагин задумал и осуществил организацию систематических комплексных исследований Байкала в противовес односторонне гидрологическому направлению. Последнее господствовало в лимнологии в течение десятилетий и задержало развитие ряда отраслей озероведения, не связанных с биологией, хотя и актуальных для использования озер и водохранилищ в гидроэнергетическом, воднотранспортном и других отношениях. Его экспедицией в течение 1925—1929 гг. был выполнен большой объем работ по измерению глубин озера, по изучению термического режима вод, гидродинамических и гидрохимических процессов животного и растительного мира, а также было проведено обследование берегов Байкальской котловины. Результаты Байкальской экспедиции Академии наук были доложены в 1927 г. на четвертом Международном лимнологическом конгрессе в Риме, где получили высокую оценку. Верещагину были присуждены медаль и почетный диплом.

Возглавляя работу Байкальской лимнологической станции, Верещагин проводил исследования озера по двум линиям: 1) изучение специфических особенностей природы Байкала (происхождение Байкала, его фауны и флоры, вопрос о глубинной зоне и т. д.); 2) разработка проблемы общего озероведения на примере Байкала (взаимодействие водных масс с окружающей средой — атмосферой, берегами, дном, притоками и стоком, а также вопросы баланса вещества и энергии в озере).

Такое направление работы станции было вызвано запросами народного хозяйства. У Байкальской лимнологической станции были тесные контакты с рядом хозяйственных организаций (бюро Гидроэлектропроекта Ангары, Восточно-Сибирским госпароходством, Главным управлением рыболовства, Геологическим трестом в Иркутске и др.), отраслевых институтов и управлений (Гипроводтрансом, НИИ гидротехники, Гидрологическим институтом, Ленинградским и Иркутским гидрометуправлениями и др.). Станция поддерживала тесные связи с институтами Академии наук (Институтом географии, теоретической геофизики и зоологическим), биохимической лабораторией и др.

Верещагин проводил в жизнь идею комплексного изучения Байкала, прекрасно понимая, что каждое озеро представляет собой сложный и единый природный объект, где все процессы взаимосвязаны и взаимообусловлены. Поэтому изучать озеро надо по всему комплексу природных компонентов, учитывая степень взаимодействия между ними. В озере нет изолированных процессов и явлений, и исследовать его как целостный объект должен коллектив ученых разных специальностей, объединенных общим координирующим центром.

Комплексные работы Верещагина по изучению озер были высоко оценены Русским географическим обществом, ему была присвоена медаль имени П. П. Семенова-Тян-Шанского.

В итогах работы Байкальской лимнологической станции за 10 лет Верещагин писал о том, что на Байкале работали исследователи и в

дореволюционное время (Ф. Дриженко, А. Коротнев, И. Кузнецов и др.), но всестороннее исследование этого замечательного озера, развернулось лишь в советский период.

С июля 1925 г. началось планомерное исследование Байкала, которое продолжается непрерывно до настоящего времени. 1 октября 1938 г. было основано постоянное учреждение по изучению Байкала — Лимнологическая станция, которая многим обязана в первые годы ее существования академику В. Л. Комарову. «До наших дней, — писал Верещагин, — эта станция является единственным озероведческим учреждением Академии наук. И то обстоятельство, что это учреждение открыто именно на Байкале, не случайно. С Байкалом связан ряд крупных теоретических проблем, относящихся к различным естественным наукам».

Байкал не только самое глубокое в мире озеро, но и глубочайшая криптодепрессия планеты, расположенная среди суши. Это дает возможность из множества пресных озер мира только здесь изучать все условия режима на глубинах свыше 700 *м*, и только в Байкале имеется настоящая абиссальная зона пресных вод. Кроме того, это один из древнейших континентальных водоемов мира, сохранивший в своей фауне и флоре остатки прошлых геологических эпох. Верещагин писал: «С Байкалом связан еще ряд крупных хозяйственных проблем — гидроэнергетическое использование Ангары, проблема водного транспорта, рыбного хозяйства, водоснабжения и т. д. Вот почему можно с полным правом говорить о «проблеме Байкала», как сочетании научных и хозяйственных проблем, связанных с Байкалом и тяготеющими к нему по своей природе и экономике районами... Озероведение — наука молодая, она остро нуждается в пополнении кадров. Станция ведет значительную работу по популяризации знаний о Байкале. Почти каждый выходной день для посещающих станцию экскурсий читаются популярные лекции о Байкале в специально организованном музее-выставке» [1].

Верещагин был первым ученым, который предвидел огромную роль и значение Байкала в развитии народного хозяйства и установил тесные связи научной станции с производственными организациями. С 7 июня 1930 г. БЛС принимала участие в работах, связанных с Ангарстроем, взяв на себя выяснение основного вопроса — колебание уровня Байкала и влияние его на гидрологические особенности Ангары. Ученый с гордостью писал: «В проработке самых разнообразных вопросов, которые связаны с проблемой Ангарстроя, принимают участие ряд научно-исследовательских институтов, участвует в этой работе и Всесоюзная академия наук. И все мы, вносящие свою лепту в разрешение этой проблемы, горды сознанием того, что участвуем в строительстве, равного которому еще не предпринимало человечество» [2].

Верещагин — большой энтузиаст, патриот Родины, обладал исключительной волей, энергией и работоспособностью, достигавшей сверхчеловеческих пределов в последние годы жизни (период Великой Отечественной войны). К сожалению, эти годы его деятельности почти не освещены в литературе, хотя он, возглавлявший научное учреждение в глубоком тылу, оперативно выполнял огромный объем работ.

С самого начала войны БЛС пересмотрела свою тематику и сосредоточила силы на разработке таких вопросов озероведения, которые

---

[1] Г. Ю. Верещагин. Проблема Байкала и десять лет работ Байкальской лимнологической станции АН СССР. Фонд рукописей, Р-69. ЛИН СО АН СССР, 1939.

[2] Г. Ю. Верещагин. Проблема Ангарстроя. Фонд рукописей, Р-68. ЛИН СО АН СССР, 1935.

могли быть полезными делу обороны страны и хозяйственным нуждам. Для этого были подытожены результаты работ за прошлые годы и усиленно разрабатывались такие вопросы, как изучение ледяного покрова Байкала для возможного использования его для переправы в зимний период и обеспечения по нему водного транспорта в летние и осенние месяцы, а также более полного рыбохозяйственного освоения. Были составлены сводки о ветровом и волновом режиме, а также о температурах воздуха в открытом Байкале. Совместно с Гидрометслужбой, Геофизической обсерваторией и Бассейновым управлением составлялся справочник по судоходству на Байкале.

В связи с необходимостью всемерного расширения добычи рыбы в водоемах Восточной Сибири, и в частности в Байкале, станцией изучались возможности более полного, чем в довоенные годы, рыбопромыслового освоения озера. Был составлен рыбопромысловый календарь, изданный отдельной брошюрой, где были подытожены все сведения о местах и сроках скопления промысловых рыб на Байкале. Кроме решения оперативных задач в эти годы ученые станции под руководством Верещагина продолжали разрабатывать и ранее начатые проблемы — баланс вещества и энергии в озере. По теме водного баланса велись наблюдения за испарением с поверхности ледяного покрова, изучался вопрос о распределении испарения и конденсации по поверхности Байкала в разное время года. При изучении термического баланса обращалось внимание на особенности климата Байкала и Прибайкалья, вызванные спецификой термики озера. Впервые на Байкале с мая 1942 г. совместно с Иркутской геофизической обсерваторией велся полный цикл актинометрических наблюдений. Вместе с Иркутским гидрометеорологическим управлением по специальной программе были организованы наблюдения над химическим балансом, изучался химический сток на основных притоках Байкала, для чего были организованы специальные наблюдательные пункты [3].

Еще в 1934 г. при непосредственном участии Верещагина, на основе тщательных промеров глубин, была составлена первая подробная батиметрическая карта Байкала, которую уточнили современным эхолотированием геоморфологи ЛИНа только через 30 лет, убедившись, что карта составлена удивительно точно. В результате промеров, предпринятых Верещагиным, был выявлен подводный Академический хр., разделяющий северную и среднюю части котловины; оконтурены три отдельных котловины в пределах общей озерной котловины; определена зона максимальных глубин у юго-восточного берега о. Ольхон и дано правильное объяснение образования их. Значительное внимание ученый уделял изучению неотектонических движений в районе Байкала, но многих рукописей по этому вопросу не успел опубликовать.

Изучая гидрологический режим Байкала, Верещагин внес большой вклад в общую гидрологию. В частности, им установлено разделение водной массы Байкала на две основные зоны: глубинную с постоянной температурой в течение года и верхнюю с обычным ходом изменения температуры по сезонам года. Это было важным открытием, для познания всех глубоких пресных озер мира. Вопросу разделения водной массы Байкала посвящена большая работа «Основные черты вертикального распределения динамики водных масс Байкала» (1936).

---

[3] См. Г. Ю. Верещагин. Работа БЛС за время Отечественной войны. Фонд рукописей, Р-74. ЛИН СО АН СССР, 1943.

Большой научный интерес представляют исследования Верещагина в области биологии озера. Особенно много сделано им при изучении условий обитания эндемичных форм — рачков-бокоплавов и голомянок.

В результате многолетних систематических исследований Байкала Верещагиным написана работа «Происхождение и история Байкала, его фауны и флоры» (1940), где он выдвинул оригинальную научную концепцию происхождения байкальской фауны.

Многогранность научных интересов Верещагина отразилась в его обширных научных трудах, его перу принадлежит около 300 научных работ, значительная часть которых широко используется современными исследователями Байкала и других озер.

Богатейшие результаты работы неутомимого исследователя, особенно последних лет его деятельности, остались не опубликованными, но и рукописи до сих пор служат ценным материалом для современных лимнологов.

Большой ученый, глубокий исследователь, Верещагин был и прекрасным популяризатором достижений науки, увлекательным оратором и лектором. Им написана замечательная научно-популярная книга «Байкал», создан на Байкале первый музей-выставка, принципы которого были положены в основу нового, современного Байкальского музея при Лимнологическом институте СО АН СССР [4].

В Музее землеведения заслуги знаменитого байкаловеда Верещагина отражены не только показом комплексного стенда «Байкал», отражающим воплощение идей ученого, но и публикацией научно-биографического очерка О. К. Леонтьева в сборнике «Отечественные физико-географы и путешественники». Кроме того, в зале «Природа Сибири и Дальнего Востока» у стендов «Байкал», «Прибайкалье» и «Забайкалье» установлен бронзовый бюст Верещагина, выполненный скульптором В. С. Малашкиной.

Решение о его изготовлении было утверждено Ученым советом музея 17 апреля 1951 г., а договор со скульптурной фабрикой заключен 24 августа 1951 г. Заданный размер (натура с четвертью) предопределен архитектурным проектом интерьера.

Работа скульптора над бюстом проходила в 1951—1953 гг. Консультанты со стороны университета — географ доц. Е. М. Щербакова и геолог доц. М. А. Мисинева — обеспечили автора фотопортретами Верещагина. В приемке портрета на первых этапах участвовали знатоки Байкала, лично знавшие Верещагина, — профессора Л. Л. Россолимо, В. А. Яшнов и представители Музея — проф. Г. Д. Ажгирей и Ю. К. Ефремов. Долго добивались достижения портретного сходства и достоверного решения образа. В глине было выполнено четыре варианта (они предъявлялись Художественному совету в течение 1952 г. и января 1953 г.). Лишь четвертый вариант, представленный 24 февраля 1953 г., удовлетворил Художественный совет и представителей заказчика. Доцент Г. Г. Абрикосов засвидетельствовал, что портретное сходство скульптором достигнуто и облик Верещагина уловлен и передан достаточно выразительно. Родственница Верещагина С. Г. Бениш, искусствовед Государственной Третьяковской галереи, посетившая музей позднее, также выразила удовлетворение решением портрета. 3 марта 1953 г. бюст был принят в глине Художественным советом поставщика в присутствии представителей Музея (Ю. К. Ефремова и В. Л. Муштаковой) и скульптурной секцией Художественной комиссии МГУ под председательством искусствоведа доц. Ю. Д. Карпинского, ныне члена-корр. Академии художеств СССР. После приемки отливки бюста в гипсе он был исполнен в бронзе на Мытищинском заводе художественного литья. Весной 1955 г. после чеканки бюст был окончательно принят Художественным советом ХФ СССР совместно с представителями Музея и рекомендован к экспонированию [5].

В 1961 г. по просьбе Сибирского отделения АН СССР была изготовлена для Лимнологического института гипсовая патинированная под

---

[4] О Байкальском музее см. сб. «Жизнь Земли», № 2 (1964), № 5 (1969).

[5] По данным Ю. К. Ефремова, руководившего заказом скульптур для Музея.

бронзу копия бюста Верещагина, которая установлена в музее института, расположенного на берегу Байкала, где долгие годы работал ученый.

ЛИТЕРАТУРА

Верещагин Г. Ю. Отчет о работах, проведенных на Байкале во время командировки 1916 г. «Тр. Комис. по изуч. оз. Байкал», т. I. Пг., 1918.
Верещагин Г. Ю. Некоторые данные о режиме глубинных вод Байкала в районе Маритуя. «Тр. Комис. по изуч. оз. Байкал», т. II. Л., Изд-во АН СССР, 1927.
Верещагин Г. Ю. К вопросу о происхождении и истории фауны и флоры Байкала. «Тр. Комис. по изуч. оз. Байкал», т. III. Л., Изд-во АН СССР, 1930.
Верещагин Г. Ю. Новые данные о происхождении и истории Байкала. ДАН СССР, 1933.
Верещагин Г. Ю. Два типа биологических комплексов Байкала. «Тр. Байк. лимнологической станции», т. VI. Л., 1935.
Верещагин Г. Ю. Основные черты вертикального распределения динамики водных масс на Байкале. Юбил. сб. в честь акад. В. И. Вернадского, т. II. Л., 1936.
Верещагин Г. Ю. Происхождение и история Байкала, его фауны и флоры. «Тр. Байк. Лимнологической станции», т. X. Л., 1940.
Верещагин Г. Ю. Байкал, изд. 2. М., Географгиз, 1949.
Леонтьев О. К. Глеб Юрьевич Верещагин. Сб. «Отечественные физико-географы и путешественники». М., Учпедгиз, 1959.
Обручев А., Талиев Д. Н. Глеб Юрьевич Верещагин. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1945, № 1.

Ю. К. ЕФРЕМОВ

ПОРТРЕТЫ П. А. КРОПОТКИНА И А. А. КРУБЕРА В МУЗЕЕ ЗЕМЛЕВЕДЕНИЯ (к знаменательным датам 1971 г.)

В 1971 г. исполняется 100 лет со дня рождения А. А. Крубера и 50 лет со времени кончины П. А. Кропоткина.

Продолжая традицию, уже сложившуюся в сборниках «Жизнь Земли», публикуем в связи с названными датами материалы научной паспортизации о портретах этих ученых в Музее землеведения.

Решение о создании бюстов П. А. Кропоткина и А. А. Крубера было подготовлено дирекцией Музея, музейной комиссией МГУ и 17 апреля 1951 г. утверждено Ученым советом Музея землеведения. Договор на исполнение этих бюстов со скульптурной фабрикой Московского отделения Художественного фонда СССР был заключен 24 августа 1951 г. Размер в соответствии с проектом интерьера — натура с четвертью.

Первоначально намечалось изготовить оба бюста в бронзе, но ссенью 1952 г. в связи с некоторым сокращением ассигнований бюст Крубера было решено оставить в патинированном гипсе, не переводя в бронзу.

Петр Алексеевич Кропоткин (1842—1921) — известный русский революционер, географ и натуралист, один из основателей палеогеографии четвертичного периода, автор многочисленных статей по географии России. Для землеведения огромное значение имеют достижения П. А. Кропоткина в области географии, геоморфологии и четвертичной геологии.

Обычно в переиздаваемых трудах Кропоткина и в книгах о нем публикуются портреты престарелого ученого, относящиеся к годам



Рис. 1. Бюст П. А. Кропоткина. Фото М. М. Мальцева



Рис. 2. Петр Алексеевич Кропоткин (с фотографии 1861 г.)

возвращения его из полувековой эмиграции. В Музее было решено воссоздать облик Кропоткина тех лет, когда он занимался исследованиями Восточной Сибири, русского и маньчжурского Приамурья и когда создавал теорию материкового оледенения (Л. С. Берг называет ее «великим открытием»).

Воссоздать облик молодого Кропоткина взялась скульптор Н. И. Нисс-Гольдман. Художница опиралась на достоверные фотопортреты молодого ученого, относящиеся ко времени его службы на Амуре [1].

Научным консультантом со стороны заказчика выступал геолог проф. А. С. Добров; к консультациям привлекался также внучатый племянник П. А. Кропоткина ныне член-корр. АН СССР П. Н. Кропоткин. В приемке бюста участвовал заместитель председателя художественной комиссии МГУ доц. Ю. Д. Колпинский, ныне член-корр. Академии художеств СССР.

В ходе выполнения работа Н. И. Нисс-Гольдман вызывала много споров; скульптору долго не удавалось найти достойное решение образа. Председатель художественной комиссии МГУ проф. А. А. Федоров-Давыдов ставил даже вопрос о перепоручении задания другому автору. Эскиз двукратно существенно перерабатывался по замечаниям консультантов и Художественного совета МОХФ (на заседаниях 12 декабря 1953 г. и 9 января 1954 г.).

На совместном заседании Художественного совета МОХФ (председатель акад. А. П. Кибальников) и художественной комиссии МГУ 17 февраля 1954 г. бюст был принят в гипсе, а во второй половине 1954 г. отлит в бронзе на Мытищинском заводе художественного литья. По замечаниям комиссии, принимавшей готовый бронзовый бюст 31 января 1955 г. уже в помещении Музея, чеканщик В. А. Максимов прочеканил ушные раковины, вырубил заливы в ушах и ликвидировал «ряд изъянов и рыхлот в одежде». После этих доработок и патинировки бюст был окончательно принят Музеем и установлен в зале, посвященном истории и палеогеографии кайнозоя.

В 1961 г. гипсовая копия описываемого бюста, патинированная под бронзу, была изготовлена для Музея байкаловедения и теперь украшает его экспозиции, достойно увековечивая заслуги Кропоткина в изучении Восточной Сибири.

Александр Александрович Крубер (1871—1941) — известный географ-землевед и карстовед, один из наиболее видных представителей московской географической школы Д. Н. Анучина.

Исполнение бюста А. А. Крубера было поручено скульптору Р. Г. Геонджиану. Консультантом со стороны Музея в начале работы была доцент А. С. Корина, а также художник М. Д. Корин, позднее — проф. Н. А. Гвоздецкий и Ю. К. Ефремов. Фотопортретами Крубера автора снабдила из своего архива А. С. Корина. После ее кончины достигнутую автором достоверность образа и портретное сходство засвидетельствовал М. Д. Корин. От имени художественной комиссии МГУ приемку бюста осуществила искусствовед И. К. Иванова.

В течение 1952 г. бюст был исполнен и принят в глине и гипсе, летом 1954 г. патинирован под бронзу и доставлен в Музей. Бюст А. А. Крубера установлен на 26-м этаже в зале «Экзогенные процессы суши» в паре с бюстом Д. Н. Анучина, главным преемником которого он был.

---

[1] Портрет П. А. Кропоткина с фотографии 1861 г. П. А. Кропоткин. Записки революционера. М.—Л., 1933.

Портрет П. А. Кропоткина в офицерской форме. «Наша страна», 1939, № 3.

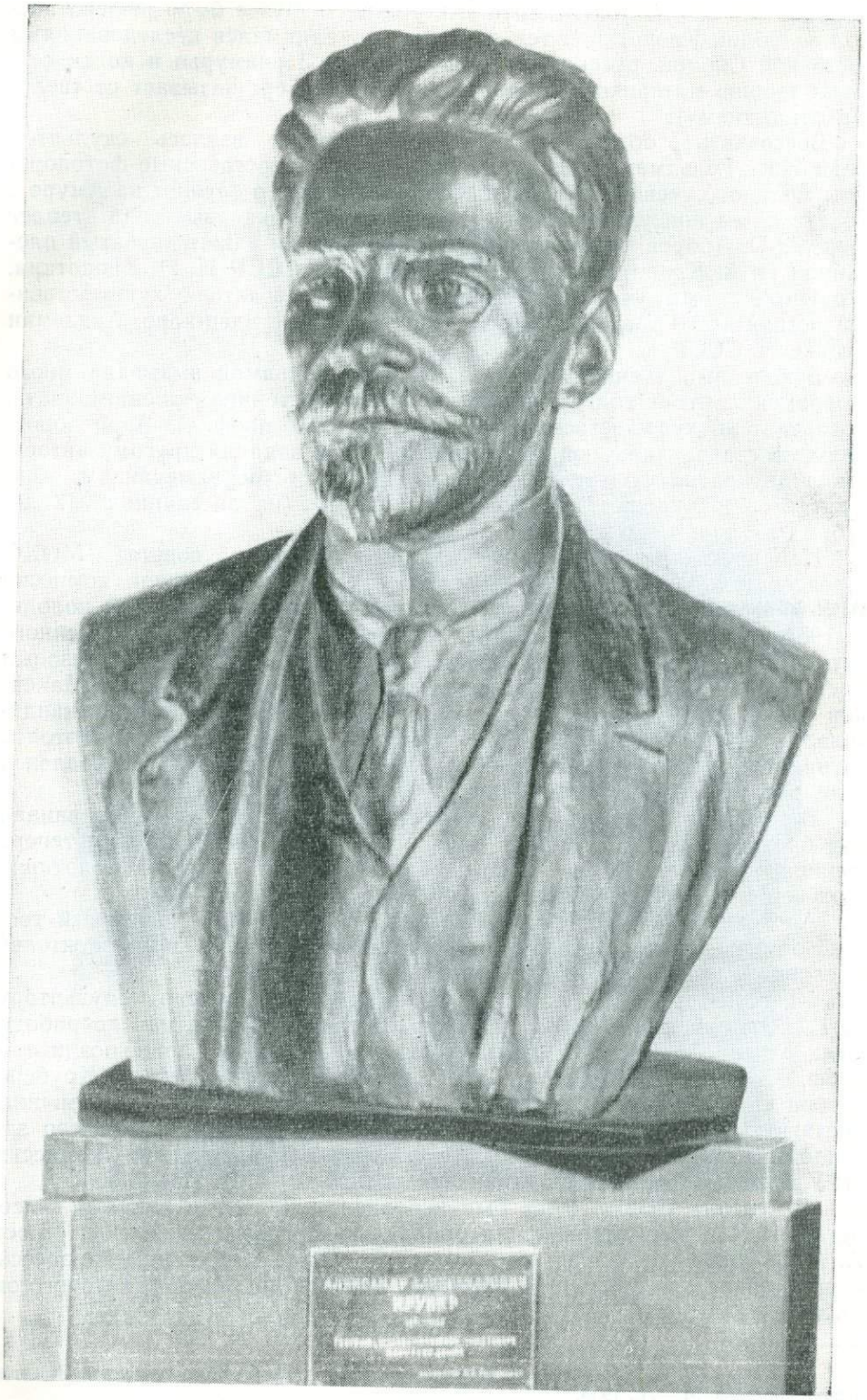


Рис. 3. А. А. Крубер. Фото М. М. Мальцева

РАЗДЕЛ IV

ХРОНИКА

Э. И. ТИХОМИРОВА, В. Г. ХОДЕЦКИЙ

О РАБОТЕ НАУЧНО-МЕТОДИЧЕСКОГО СОВЕТА

Для улучшения работы вузовских музеев и повышения их роли в деле подготовки высококвалифицированных специалистов, а также в соответствии с решением I Всесоюзного семинара руководителей вузовских музеев, приказом по Министерству высшего и среднего специального образования СССР за № 250 от 25 марта 1968 г. создан Научно-методический совет по работе вузовских музеев. В состав Совета вошли руководители крупных вузовских музеев страны, представители Министерства высшего и среднего специального образования СССР и некоторых союзных республик. Председателем Совета является директор Музея землеведения МГУ профессор Б. А. Савельев.

Научно-методическому совету поручена координация учебной, научно-экспозиционной и научно-исследовательской работы; разработка мероприятий по повышению квалификации сотрудников вузовских музеев; подготовка научных семинаров, совещаний и конференций по музейной работе; рецензирование тематико-экспозиционных планов новых экспозиций музеев; разработка проектов основных документов, определяющих различные стороны деятельности музеев; участие в проведении тарификации (определение категорийности) музеев системы министерства.

Первоочередной задачей Совета являлась подготовка музеев системы Министерства высшего и среднего специального образования СССР к 100-летию со дня рождения В. И. Ленина и участие вузовских музеев во Всесоюзном смотре, объявленном для всех музеев страны вне зависимости от их ведомственной принадлежности.

В целях оказания научно-методической помощи музеям системы Министерства высшего и среднего специального образования СССР в их подготовке к 100-летию со дня рождения В. И. Ленина Научно-методический совет и Музей землеведения (головной музей системы министерства) организовали и провели в мае 1969 г. II Всесоюзный семинар руководителей вузовских музеев по обмену опытом работы и рассмотрению социалистических обязательств, взятых в честь юбилея В. И. Ленина.

В работе семинара принимали участие руководители 29 вузовских музеев Москвы, Ленинграда, Риги, Киева, Кишинева, Харькова, Одессы, Днепропетровска, Казани, Минска, Ивано-Франковска и др. В основном это были представители музеев естественно-исторического профиля и музеев истории вузов. На семинаре также присутствовали и приняли участие в его работе представители Министерства высшего и среднего специального образования СССР, Министерства культуры СССР, Научно-исследовательского института культуры и др.

На семинаре было заслушано восемь докладов и несколько кратких сообщений. Доклад председателя Научно-методического совета по работе вузовских музеев, директора Музея землеведения МГУ профессора Б. А. Савельева «О подготовке музеев системы Министерства высшего и среднего специального образования к 100-летию со дня рождения В. И. Ленина», доклад начальника отдела музеев Министерства культуры СССР И. А. Анощенко «О всесоюзном смотре музеев к 100-летию Ленина», доклад старшего научного сотрудника НИИ культуры доцента В. В. Строкова «Отражение ленинской темы в экспозициях музеев и создание юбилейных выставок», доклад заведующего отделом Музея землеведения МГУ Ю. К. Ефремова «Ленинское отношение к природе», доклад председателя музейной комиссии Всесоюзного минералогического общества профессора Д. И. Григорьева «О задачах минералогических музеев высших учебных заведений», содоклад заведующего отделом Музея землеведения МГУ М. Д. Капитонова «Предложения по развитию и улучшению экспозиций минералогических музеев», доклад директора Музея естествознания Харьковского государственного университета В. Н. Грубанта «Принципы организации Музея естествознания ХГУ и повышение роли его в учебно-воспитательной работе студентов», доклад профессора исторического факультета МГУ Г. А. Новицкого «О вузовских музеях гуманитарного профиля». Доклады получили высокую оценку, что было отмечено в решении семинара.

На семинаре были выработаны конкретные рекомендации по развертыванию юбилейной тематики в музеях с учетом их профиля. В частности, рекомендовался более широкий и глубокий показ в экспозициях и в массовой работе материалов, раскрывающих непосредственную роль В. И. Ленина в создании партии, в подготовке и свершении пролетарской революции, в создании первого в мире социалистического государства. Естественно-историческим музеям рекомендовалось осуществить показ ленинских материалов об охране природы и природопользовании в условиях советского строя, в первую очередь Ленинского декрета о земле, положившего основу рациональному использованию природных богатств страны и уничтожившего социальную основу произвола отдельных предпринимателей по отношению к природе. Огромное теоретическое наследие В. И. Ленина рекомендовалось также использовать для организации специальных юбилейных выставок, при проведении экскурсий, в научно-просветительской работе и других аспектах деятельности музеев.

Реализация намеченных рекомендаций и мероприятий обеспечивала мощный подъем идеологической работы и широкой пропаганды идей марксизма-ленинизма среди студентов высших учебных заведений.

В мае 1969 г. было организовано также заседание Научно-методического совета по работе вузовских музеев, на котором были рассмотрены вопросы распределения обязанностей по проверке выполнения социалистических обязательств, взятых музеями к 100-летию со дня рождения В. И. Ленина, а также ряд текущих вопросов: тарификация

музеев, составление аннотированного справочника вузовских музеев, фондовая работа, вопросы обмена коллекциями и экспонатами между отечественными и зарубежными музеями и ряд других. Была заслушана информация председателя Совета профессора Б. А. Савельева об участии его в работе Международного совета музеев (ICOM), состоявшегося в ФРГ в августе 1968 г.

В феврале — марте этого года Научно-методический совет провел работу по проверке выполнения социалистических обязательств, взятых музеями, и совместно с Министерством высшего и среднего специального образования СССР представил в оргкомитет Российской Федерации ряд музеев для награждения.

Российский оргкомитет (при Министерстве культуры РСФСР) присудил Музею землеведения МГУ диплом I степени (лучший музей РСФСР). Дипломами II и III степени награждены: Мемориальный музей К. А. Тимирязева (ТСХА), Музей истории Ленинградского университета, Музей истории Московского высшего технического училища им. Э. Н. Баумана, Учебный музей Ленинградского высшего художественно-промышленного училища им. В. И. Мухиной, Геологический музей Иркутского политехнического института.

Кроме того, Музей землеведения МГУ по представлению Республиканского оргкомитета награжден Всесоюзным оргкомитетом при Министерстве культуры СССР почетным дипломом III степени. Из естественных музеев диплом III степени получил также Минералогический музей им. А. Е. Ферсмана Академии наук СССР. Среди вузовских музеев поощрительным дипломом за собирательную деятельность награжден Зоологический музей Одесского университета.

В связи с тем, что количество дипломов Всесоюзного и Республиканского оргкомитетов (Министерства культуры СССР и Министерства культуры РСФСР) было крайне ограничено, Научно-методический совет по работе вузовских музеев счел целесообразным представить 5 вузовских музеев, добившихся хороших результатов к юбилею, для награждения грамотами Министерства высшего, среднего и специального образования СССР. Среди них: Музей естествознания Кишиневского университета, Музей истории Латвийского университета им. П. Стучки, Музей естествознания Харьковского университета, Музей классических древностей Тартуского университета, Музей Московского государственного центрального ордена Ленина института физической культуры.

Проведенный II Всесоюзный смотр работы музеев, посвященный 100-летию со дня рождения В. И. Ленина, показывает, что смотры являются эффективной формой подъема уровня работы вузовских музеев, повышающей их значение в учебном процессе, в деле подготовки высококвалифицированных специалистов.

Ближайшей задачей научно-методического совета по работе вузовских музеев будет обобщение материалов II Всесоюзного смотра, создание аннотированного справочника по вузовским музеям, организация социалистических соревнований к XXIV съезду КПСС и подготовка к проведению III Всесоюзного смотра работы музеев, посвященного 50-летию образования Союза Советских Социалистических Республик.

К. А. АСТАФЬЕВА-УРБАЙТИС

О НОВЫХ ПОСТУПЛЕНИЯХ В МОНОГРАФИЧЕСКИЙ ОТДЕЛ МУЗЕЯ ЗЕМЛЕВЕДЕНИЯ

В течение 1969 г. в монографический отдел Музея землеведения приняты на хранение палеонтологические коллекции к следующим работам:

Али-заде А. А. Акчагыл Туркменистана, т. 2. Моллюски. М., «Недра», 1967 (наим. 267, экз. 536).

Али-заде А. А. Акчагыл Азербайджана. М., «Недра» (наим. 207, экз. 385).

Найдин Д. П. Атлас верхнемеловой фауны Туркмении. Подкласс Endocochlia. Внутреннераковинные. М., Госгеолтехиздат (наим. 22, экз. 24).

Найдин Д. П. Атлас верхнемеловой фауны Северного Кавказа и Крыма. Подкласс Endocochlia. Внутреннераковинные. М., Гостоптехиздат, 1959 (наим. 16, экз. 27).

Найдин Д. П. Верхнемеловые белемниты Русской платформы и сопредельных областей. Актинокамаксы, гониотейтисы и белемнеллокамаксы. Изд-во МГУ, 1964 (наим. 34, экз. 165).

Найдин Д. П. Верхнемеловые белемнителлы и белемнеллы Русской платформы и некоторых сопредельных областей. «Бюл. МОИП», отд. геол., т. 39 (4), 1964 (наим. 13, экз. 14).

Найдин Д. П. Атлас верхнемеловой фауны Донбасса. Аммониты. Киев, 1971 (наим. 61, экз. 52).

Найдин Д. П. Верхнемеловые белемниты (семейство Belemnitellidae Pavlow) Русской платформы и сопредельных областей. Докт. дисс. М., 1964 (наим. 37, экз. 251).

Найдин Д. П. Новые находки нижнеюрских белемнитов в таврической серии Крыма. «Вестн. Моск. ун-та», сер. геол., 1964, № 6 (наим. 2, экз. 2).

Voigt E. Oberkreide — Bryozoen aus den asiatischen Gebieten der UdSSR. Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, 1967 (наим. 40, экз. 47).

В отделе оригиналов созданы условия для работы с хранящимися здесь коллекциями.

В 1969 г. с материалами монографического отдела Музея знакомились палеонтологи и геологи МГУ и других организаций Москвы, а также сотрудники университетов и геологических институтов Ленинграда, Тбилиси, Баку, Ставрополя, Магадана и других городов. Предоставлялись коллекции оригиналов и для сопоставления с зарубежными материалами. В отделе работали геологи из Болгарии, Чехословакии, ФРГ.

К сожалению, в нашем Музее еще не налажено изготовление слепков копий оригиналов. Поэтому в другие города высылать экземпляры для сравнения мы пока не можем и работать с палеонтологическими коллекциями приходится лишь в стенах Музея.

С. Б. ДОЦЕНКО

ИТОГИ РАБОТЫ МУЗЕЯ ЗЕМЛЕВЕДЕНИЯ МГУ за 1968—1969 гг.

В течение 1968—1969 гг. работа в Музее землеведения проводилась в двух направлениях: юбилейные мероприятия МГУ, посвященные

100-летию со дня рождения В. И. Ленина, и учебная научно-экспозиционная, научно-исследовательская, научно-методическая и музейно-методическая работа Музея.

Точно и в срок выполнены плановые работы и юбилейные социалистические обязательства: коллектив Музея землеведения принимал активное участие в организации общеуниверситетской юбилейной выставки «Московский университет в борьбе за победу идей В. И. Ленина», курировал организацию факультетских выставок, посвященных ленинскому юбилею, завершил и сдал в издательство альбом «Московский государственный университет за годы Советской власти», проводил работу по подготовке Всесоюзного смотра вузовских музеев страны. Директором Музея землеведения проф. Б. А. Савельевым в порядке выполнения юбилейных социалистических обязательств завершена работа над монографией-учебником «Физика, химия и строение природных льдов и мерзлых пород».

Вышли в свет сборники «Жизнь Земли», № 5 и № 6.

Учебная работа

На базе экспозиций Музея землеведения проводилась учебная работа со студентами географического, геологического и биолого-почвенного факультетов МГУ. Читались лекционные курсы, обзорные итоговые лекции, проводились семинары, практические и контрольные занятия, зачеты. Всего за два отчетных года было проведено 1780 занятий (с охватом свыше 25 тыс. чел.). Занятия проводились как преподавателями факультетов, так и сотрудниками Музея. В отделе «Эндогенные процессы» организована камеральная работа со студентами МГУ по подмосковной геологической практике, сопровождаемая методическими выставками по этой тематике. Это новый для Музея землеведения и интересный вид учебной работы.

Большое развитие получили индивидуальные занятия студентов, в распоряжение которых предоставляется не только первоплановая, графическая и натурная экспозиции, но и дополнительные учебные коллекции. Всего за два года в Музее землеведения индивидуально занималось 2800 студентов. Особенно большое внимание этому виду занятий уделяется в отделе «Процессы образования минералов и полезных ископаемых» (свыше 500 студентов в год). В этом отделе за два отчетных года было организовано 4 выставки минералов, собранных студентами во время летней практики и самостоятельных поездок. Одна из выставок была перенесена на ВДНХ, где удостоена медали. Эта совместная работа НСО геологического факультета и Музея землеведения была высоко оценена решением партбюро геологического факультета МГУ.

Учебная деятельность Музея землеведения не ограничивается рамками МГУ. За 1968—1969 гг. в Музее занималось 140 групп студентов (свыше трех тысяч человек) других вузов Москвы (Университета дружбы народов им. Патриса Лумумбы, Московского государственного и Московского заочного областного педагогических институтов, Института инженеров-землеустроителей, МГРИ, Сельскохозяйственной и Ветеринарной академий и др.) и вузов различных городов Советского Союза (университетов Ленинграда, Киева, Саратова, Минска, Воронежа, Ростова-на-Дону, Вильнюса, Петрозаводска, Иркутска, Ташкента, Алма-Аты; институтов Горького, Смоленска, Могилева, Мичуринска, Орска, Ставрополя, Калинина, Вильнюса, Ферганы, Термеза).

На базе экспозиций Музея землеведения проводятся занятия со

слушателями различных курсов повышения квалификации (за 1968—1969 гг. проведено 260 занятий, с охватом свыше 3400 чел.). Особенно большое значение имеет использование Музея для занятий по повышению квалификации преподавателей географии в университетах и педагогических институтах. К помощи Музея землеведения систематически прибегает и Московский институт повышения квалификации учителей. Специальные занятия проведены с учителями-географами посольских школ, железнодорожных школ г. Москвы, учителями-географами Московской обл., Калуги, Владимира, Чехова, Балашихи, Александрова, Калинина.

Проведены занятия с заведующими кафедрами почвоведения сельскохозяйственных вузов СССР, со слушателями Тимирязевской сельскохозяйственной академии, группой агрономов и стажеров биолого-почвенного факультета МГУ, слушателями курсов повышения квалификации гидрогеологов ВСЕГИНГЕО, курсов землеустроителей, института повышения квалификации, заместителей директоров музеев по научной части.

Систематически проводятся в Музее и занятия со школьниками старших классов г. Москвы и Московской обл. (Загорска, Крюкова, Мытищ, Электростали, Домодедова, Мамонтовки, Малаховки, Воскресенска, Пушкина и др.). За два последних года проведено 155 занятий с охватом около 3700 чел.

Сотрудники Музея землеведения ведут и учебную работу, не связанную с использованием его экспозиций. Директор Музея проф. Б. А. Савельев в течение 1968—1969 гг. читал курс лекций студентам кафедры мерзлотоведения геологического факультета и кафедры криолитологии и гляциологии географического факультета МГУ. В. В. Андреев проводил занятия на подготовительном факультете МГУ по курсу «Экономическая география СССР». По приглашению биолого-почвенного факультета МГУ В. Н. Пожидаева проводила практику по ботанике со студентами-почвоведами.

Научно-экспозиционная работа и собирательская деятельность

Коллективом Музея землеведения в течение 1968—1969 гг. проводилась большая работа по созданию новых и реконструкции действующих экспозиций.

Составлена и утверждена на заседании Ученого совета Музея землеведения структура экспозиции отдела «История естественных и точных наук в МГУ». Далеко продвинулись вперед работы по созданию нового сектора «Природа материков» (24-й эт.) и по реконструкции сектора «Леса умеренного пояса» (25-й эт.).

Художественно оформлены и введены в экспозицию стенды «Неотектоника и рельеф», «Типы и зоны метаморфизма», «Кливаж», «Геофизические методы» (28-й эт.); «Сера», «Уран» (27-й эт.); «Мерзлотные процессы», «Палеоген», «Неоген» (26-й эт.); «Болота I», «Болота II», «Тайга», «Хвойно-широколиственные леса», «Зональное использование природных ресурсов тундровой и лесной зон СССР», «Широколиственные леса» (25-й эт.); «Австралия», «Зарубежная Азия I», «Зарубежная Азия II», «Африка», «Антарктида», «Ю. Америка I», «Ю. Америка II», «Урал — общий обзор», «Южный Урал», «Западная Сибирь», «Юг западной Сибири», «Большая Волга» (24-й эт.), а также учебно-научные картины: к стенду «Магматическое рудообразование» (27-й эт.), палеоландшафт «Растительность межледниковой эпохи», «Ландшафт Алайской долины в эпоху древнего оледенения» (26-й эт.),

«Тропический дождевой лес» (25-й эт.), «Килиманджаро», «Гималаи», «Гоби-Алтайское землетрясение» (24-й эт.).

Создан первый в экспозиции Музея землеведения диафильм «Планеты солнечной системы» (31-й эт., отдел геофизики), введен в экспозицию неотектонический глобус с тремя неотектоническими картами (28-й эт.). Оформлены 2 кассеты в зале «Деятельность моря» (26-й эт.) и 2 турникета «Межбассейновые связи Волги» (24-й эт.).

В соответствии с годовыми планами разрабатывались научно-тематические планы стендов, кассет, турникетов, а также готовились авторские разработки сложных экспонатов.

За отчетные годы производилось пополнение натурных коллекций Музея землеведения. Подобрана коллекция образцов геотектонических формаций (200 шт.), комплектовались 8 учебных коллекций осадочных, изверженных и метаморфических горных пород (28-й эт.). Заинвентаризовано 815 вновь поступивших образцов минералов и руд, по-новому систематизированы 2 коллекции (1700 минералов) (27-й эт.). Принято в монографический отдел и обработано 5 палеонтологических коллекций, привезена фаунистическая коллекция из Узбекистана (26-й эт.). Собраны растения для 10 гербарных витрин (две введены в действие), экспонированы три новых почвенных монолита (25-й эт.). Подобрано и получено 528 образцов для ботанических и 50 образцов для почвенных коллекций (24-й эт.).

Научно-исследовательская работа

В течение 1968—1969 гг. сотрудники Музея землеведения продолжали научную работу по плановым темам, объединенным в три проблемы: «История и динамика развития Земли», «Природа и ее использование», «История МГУ».

Директором Музея землеведения проф. Б. А. Савельевым завершена работа по теме «Борьба с оледенением судов» (представлен отчет).

В. А. Апродовым написаны 3 главы докторской диссертации на тему «Новейшие тектонические структуры земной коры».

Сотрудники Музея землеведения опубликовали за 1968—1969 гг. 54 научных статьи (из них Ю. К. Ефремов — 12, В. В. Крючков — 6, С. А. Несмеянов — 6, В. А. Апродов — 5); сдали в печать 78 статей (в том числе Ю. К. Ефремов — 12, И. Т. Ливеровская — 8, Б. А. Савельев — 6), выступили с 42 докладами на научных конференциях и семинарах (В. А. Апродов — 9, Ю. К. Ефремов — 8, Б. А. Савельев — 5, М. Д. Капитонов — 5, В. В. Крючков — 5).

Экскурсионная работа и пропаганда научных знаний

На Музей землеведения, как и на все музеи подобного профиля, ложится ответственная задача — передать широким массам сведения о новейших достижениях наук о Земле.

Этому служат проведение общих обзорных экскурсий по Музею и чтение природоведческих лекций (по линии общества «Знание»).

Обзорные экскурсии проводятся или одним экскурсоводом по всем отделам Музея или эстафетно, по отделам, с передачей группы экскурсантов от одного экскурсовода к другому. За два последних года в Музее побывало 8630 групп экскурсантов (около 190 тыс. чел.).

Ширится популярность Музея землеведения среди специалистов различных областей науки и производства. За 1968—1969 гг. Музей

посетило 450 групп специалистов СССР. Среди них почвоведы из Прибалтики, участники Всесоюзного литологического совещания, мерзлотоведы, сотрудники Института палеонтологии АН СССР, Государственного комитета лесной промышленности, Института геологии АН СССР, делегаты III съезда рационализаторов и изобретателей, геологи из Калуги и др.

Ознакомились с Музеем землеведения более 300 групп специалистов зарубежных стран. Это работники высших школ США, географы социалистических стран, преподаватели русского языка вузов Чехословакии, иранские геологи, гидрогеологи из ГДР, чешские инженеры, ученые и преподаватели из Польши, ГДР, Румынии, Австрии, Бирмы, Кении и др. В книге почетных гостей Музея землеведения положительные отзывы о Музее оставили австралийский геоморфолог Сайнон Пелз, профессор университета Хоккайдо Сейдзи Киносита, индийский геоморфолог профессор С. Д. Каушик, Генеральный секретарь Международного союза охраны природы Эдуард Первик, помощник декана географического факультета университета Торонто профессор Нейл Филд, ректор буддийского университета в Коломбо профессор Валпола Рахула, профессор Лондонского королевского колледжа Етс, директор Польского музея Земли доктор Галицкая и многие другие гости.

Разнообразную работу по пропаганде современных достижений наук о Земле ведет коллектив Музея землеведения по линии общества «Знание». Читаются лекции по геологии, географии, биологии и истории (на 32 темы). За последние два года были подготовлены лекции «Охрана природы Байкала» (Т. Н. Овчинникова), «Развитие энергетики в СССР» (В. В. Андреев), «Почвы и их плодородие» (И. Т. Ливеровская), «Лик Каспия» (Н. Г. Комарова), «Роль В. И. Ленина в мобилизации и рациональном использовании минеральных ресурсов для построения социализма» (М. Д. Капитонов), «Ленинский этап в развитии теории научного коммунизма» (Б. А. Старев).

Лекции читаются в Музее землеведения на базе экспозиций и с выездом на предприятия. Всего за два года членами общества «Знание» Музея землеведения МГУ прочитано 664 лекции с охватом более 21 тыс. чел. Выездные лекции (133) читались в Москве (Московское общество испытателей природы, Всесоюзный семинар молодежи по пропаганде охраны природы, Центральный дом журналиста, Политехнический музей, Московский институт усовершенствования учителей, Научно-методический совет Московской городской организации общества «Знание») и Московской обл. (Ядерный институт г. Дубны), на турбазах Прибайкалья, в Днепропетровске и Днепропетровской обл., в Одессе и Одесской обл., в Батуми, Сухуми и др.

Сотрудники Музея землеведения, члены общества «Знание», часто выступают в печати с научно-популярными брошюрами и статьями. За 1968—1969 гг. опубликованы: Ю. К. Ефремовым — брошюра «Природа на службе общества» (1968), очерк «Без воды на самой водной планете» («Литературная газета», 1968) и очерк «Цейлон» («Детская энциклопедия», 1968); Т. Н. Овчинниковой — очерки «Чудо природы — Байкал» («Земля и люди», 1968), «Без леса не будет Байкала» («Комсомольская правда», 1968), в соавторстве с Н. Е. Диком — «Музей землеведения МГУ и школа» («География в школе», 1968); В. В. Крючковым — «Приспособление деревьев» («Земля и люди», 1968) и «Почвы Крайнего Севера нужно беречь» («Природа», 1968); С. А. Несмеяновым — «Жили-были горы» (1968).

Сотрудники Музея землеведения (С. Б. Доценко, Ю. К. Ефремов, В. В. Крючков, Т. Н. Овчинникова, Б. А. Савельев) неоднократно выступали по радио и телевидению по проблеме охраны природы.

Научно-методическая помощь и консультации

В 1968—1969 гг. сотрудники Музея землеведения систематически оказывали помощь и консультации музеям, входящим в систему Министерства высшего и среднего специального образования СССР, краеведческим музеям и отдельным организациям, давали консультации сотрудникам музеев Ленинградского, Львовского, Минского, Гомельского, Иркутского, Харьковского, Киевского, Кишиневского университетов, Каунасского, Карагандинского, Ленинградского политехнических институтов, Сельскохозяйственного института г. Душанбе, Института инженеров гражданской авиации г. Риги, Музея им. М. В. и А. П. Павловых Московского геолого-разведочного института, Геологического музея АН УССР (г. Киев), Ильменского заповедника АН СССР, Государственного музея Абхазии, Музея Байкаловедения АН СССР, музея Кавказского института минерального сырья, Геологического института Киргизской ССР, института геологии АН Туркменской ССР, Калининградского, Мурманского, Адлерского, Батумского, Череповецкого, Ташкентского, Курского, Нальчикского, Магаданского, Свердловского, Нижне-Тагильского, Петрозаводского, Ярославского, Куровского, Боровского краеведческих музеев и др.

В некоторые краеведческие музеи наши сотрудники выезжали сами и давали письменные научно-методические рекомендации по совершенствованию экспозиций. Регулярно оказывается помощь при разработке экспозиций отдела природы Московского областного краеведческого музея г. Истры. На секционном заседании Ученого совета Музея землеведения МГУ был утвержден научно-экспозиционный план зала «Физико-географическое положение Московской области» Московского областного краеведческого музея, разработанный старшим научным сотрудником А. М. Абатуровым. Для этого же музея Б. П. Жернаковым укомплектована коллекция горных пород Подмосковья.

В Музее землеведения проходили стажировку сотрудники Иркутского, Омского, Байкальского музеев, естественноисторического музея Харьковского университета, Государственного музея Белорусской ССР, стажировались специалисты из Японии и Болгарии.

Музей землеведения постоянно дает научные консультации различным производственным организациям и научным учреждениям по широкому кругу вопросов, связанных с науками о Земле.

Сотрудники Музея землеведения В. А. Апродов и С. А. Несмеянов дали консультацию с выездом на место Гармской геофизической экспедиции АН СССР в связи с работами по сверхточному нивелированию сочленения Памира и Тянь-Шаня. С. А. Несмеяновым давались консультации Лаборатории неотектоники МГУ с выездом на Северный Тянь-Шань.

За отчетные годы научные консультации давались более чем тридцати организациям г. Москвы, Институту мерзлотоведения г. Якутска, Военно-инженерной академии им. Можайского в Ленинграде, Геологическому управлению «Северовостокзолото», Институту геологии и геофизики Сибирского филиала АН СССР. По заявкам лабораторий, кафедр, институтов отдельных научных работников, преподавателей, студентов-дипломников выдавались образцы минералов, руд и горных пород для научно-исследовательских работ.

ПЕТР НИКАНОРОВИЧ ЧИЖИКОВ (1898—1970)



23 июля 1970 г. на 72-м году жизни скончался Петр Никанорович Чижиков — старший научный сотрудник Музея землеведения, один из старейших участников создания Музея, видный исследователь почв Камчатки, лесостепной зоны Русской равнины и Южного Приуралья, известный почвовед, кандидат геолого-минералогических наук. Музею землеведения он отдал почти 20 лет своей жизни. Он создал в нем ценную почвенную экспозицию, состоящую из множества представительных и научно систематизированных натурных коллекций, уникального комплексного профиля через Евразию и по-докучаевски комплексных характеристик зональных типов почв и почвообразующих пород нашей страны. П. Н. Чижиков разработал оригинальное направ-

ление в почвоведении, подчеркивающее значение почвообразующих пород для почв. Почвенный институт им. В. В. Докучаева, Всесоюзное общество почвоведов и географический факультет МГУ в своих откликах на кончину П. Н. Чижикова говорят о нем как о крупном ученом-почвоведе, труды которого широко используются в научной и педагогической работе и долго не утратят своего значения.

П. Н. Чижиков родился в октябре 1898 г. в семье крестьянина в дер. Миледино, Иваньково тож, Михайловского района Рязанской обл. Не случайно, что окружавшая и с ранних лет полюбившаяся ему природа рязанской лесостепи оказалась в дальнейшем одним из первых объектов его научных интересов и исследований.

После окончания сельской школы юноша поступил в Землемерное училище, преобразованное затем в Землеустроительный техникум. Уже здесь его интерес к земле начал приобретать профессиональный характер.

Когда часть техникума в свою очередь была преобразована в Практический землеустроительный институт, П. Н. Чижиков автоматически оказался студентом этого института. В своей автобиографии он пишет: «Оставаясь в техникуме, я окончил и Землеустроительный институт. Одновременно с занятиями в Землеустроительном институте стал посещать лекции в Московском университете». Первые же лекции ученых-натуралистов пробудили в молодом землеустроителе интерес к исследованиям природы, и он твердо решает дополнить агроинженерное образование природоведческим.

В университет П. Н. Чижиков поступил еще в 1920 г., но фактически занимался в нем в течение 1923—1928 гг. Для своей специализации он избрал полюбившийся ему цикл «почвоведение» на тогдашнем физико-математическом факультете. С первого же курса молодой студент начал участвовать в полевых работах в качестве практиканта-почвоведа (в экспедиции Московского почвенного комитета). Первые почвенные шурфы ему довелось копать на землях Рязанской обл.

Родная природа не только подтверждала данные учебников, но заключала в себе и еще не раскрытые загадки. Возможность их раскрытия увлекла молодого ученого и на долгие годы определила его интерес к изучению почв лесостепи.

Окончив университет в 1928 г. по специальности «почвовед-территориальник», П. Н. Чижиков, уже имевший к этому времени пятисезонный стаж полевой работы, начал многолетние экспедиционные исследования почв Русской равнины и Приуралья, работая в качестве начальника почвенных партий и отрядов в экспедициях Государственного почвенного института Наркомзема, Института агропочвоведения, преобразованного затем во Всесоюзный институт удобрений и агропочвоведения (ВИУА), и почвенного бюро Наркомзема Башкирской АССР. В ходе этих исследований П. Н. Чижиков приобрел большой экспедиционный опыт и глубокие знания почвенного покрова лесостепной зоны. Вместе с последующими экспедициями его «полевой стаж» в лесостепи насчитывал 4 года исследований в Рязанской обл., 5 лет в Башкирии, 1 год в Поволжье, 3 года в областях Черноземного центра, а также многолетние работы в Московской обл., смежной с лесостепью.

Особенно поучительной для Петра Никаноровича была работа в башкирском Предуралье, где слабо развит нивелирующий плащ рыхлых наносов и превосходно выражена структурно-литологическая препарировка рельефа. Отличные топографические карты помогали распознавать причины разнообразия почвенного покрова в связи с характером поверхности, а огромная зависимость рельефа Предуралья от

петрологических особенностей слагающих его толщ привела ученого к мысли о необходимости полнее анализировать прямое влияние горных пород на почвообразование. П. Н. Чижиков писал: «Тут было чему поучиться у природы... Работая в районе распространения у поверхности литологически разнообразных коренных пород, я приобрел интерес к почвообразующим породам».

В течение 1935—1937 гг. П. Н. Чижиков руководил почвенным отрядом Камчатской экспедиции СОПСа АН СССР. Своими исследованиями он внес существенный вклад в познание почв юга Камчатки и на основе этих исследований успешно защитил в 1943 г. кандидатскую диссертацию.

К 1938 г. П. Н. Чижиков вернулся в университет, где начал исполнять обязанности старшего научного сотрудника Научно-исследовательского института почвоведения. Одновременно, до 1941 г., он же возглавлял отдел почвенных исследований Подмосковья в академическом Почвенном институте им. В. В. Докучаева.

Отзываясь на прямые запросы практики, П. Н. Чижиков совершил много небольших экспедиционных поездок, помогая решению таких проблем, как орошение Заволжья, известкование почв Приуралья, выбор и организация территории для вновь создаваемых совхозов и т. п. Особенно значительной и трудоемкой была работа по исследованию почв 1050 сортоиспытательных участков. Положение уполномоченного при «штабе», руководившем этими исследованиями, позволило П. Н. Чижикову посетить множество самых различных районов европейской части нашей страны, собрать большой материал по почвообразующим породам и провести их анализы по единой методике. Эти материалы были в 1942 г. обобщены в двух сводных отчетах — один по центральному звену лесостепной зоны, другой — по башкирскому. Всего П. Н. Чижиковым было составлено около 20 почвенных карт различных районов Русской равнины и Камчатки, данные которых вошли в сводную почвенную карту СССР, и множество почвенных карт по отдельным совхозам и колхозам.

В 1943—1950 гг. Петр Никанорович преподавал почвоведение на кафедрах грунтоведения, географии почв и почвоведения геолого-почвенного, позднее биолого-почвенного факультетов Московского университета, а в 1950—1953 гг. работал старшим научным сотрудником Биолого-почвенного научно-исследовательского института университета. Уже тогда П. Н. Чижиков принял активное участие в разработке проектов экспозиции почвенной тематики, в сборе и подготовке почвенных коллекций для Музея землеведения. На постоянную работу в Музей в качестве старшего научного сотрудника П. Н. Чижиков перешел в 1953 г.

Уже с конца 40-х годов огромный материал полевых наблюдений, накопленный П. Н. Чижиковым, стал для него предметом не только частных региональных статей или узкотематических отчетов, но и основой для крупных обобщений. Знаменательно, что в период, когда центр внимания многих почвоведов был перенесен на выявление преимущественно биогенных факторов почвообразования, П. Н. Чижиков избрал темой для своих исследований роль геологического фактора. Главным объектом его наблюдений и размышлений, анализа и синтеза стали почвообразующие породы. Большой материал по ним он собрал уже при изучении почв на сортоиспытательных участках. В стенах Музея землеведения эта работа продолжалась и послужила основой для создания «Карты почвообразующих пород европейской части СССР» — одного из важнейших итогов исследовательской дея-

тельности П. Н. Чижикова. Сначала карта была составлена для экспозиции в Музее в масштабе 1 : 5 000 000 и в 1960 г. опубликована в более мелком масштабе в журнале «Почвоведение». Публикация вызвала большой интерес и многочисленные запросы различных специалистов — почвоведов, географов, грунтоведов, инженеров-геологов с просьбами прислать копии с ее исходного оригинала. Отвечая на эти пожелания и существенно дополнив и уточнив эту карту в течение следующего пятилетия, П. Н. Чижиков добился ее более массового издания (10 000 экз.) в красочном варианте, с увеличением масштаба до 1 : 4 000 000 и с развернутым пояснительным текстом. Выход этой карты в свет перед самой кончиной ученого как бы увенчал собой его многолетнюю деятельность по созданию этой карты.

Работа над картой потребовала от автора сбора и обобщения огромного геолого-географического и почвенного материала. Данные по четвертичной геологии и литологии, освещенные комплексным палеогеографическим и ландшафтным подходом, обеспечили историко-генетическое содержание работы. Литолого-генетическая карта такого типа, составленная на обширную территорию с разными генетическими типами и литологическими видами отложений, появилась впервые в науке.

Карта помогает выяснению ряда теоретических проблем; в частности П. Н. Чижиковым предложено весьма убедительное решение вопроса о местоположении среди других почвообразующих пород такого проблематического образования, как покровные суглинки. В легенде к карте они заняли место среди проблематических лёссовых отложений как некарбонатные лёссовидные породы, впереди слабокарбонатных и карбонатных лёссовидных, собственно лёсса, высококарбонатных лёссовидных и сыртовых глин.

Создание этой карты поставило П. Н. Чижикова перед необходимостью переоценить и пересмотреть принципы самой диагностики понятия «почва» и «почвообразующая порода». В своих статьях по этому поводу он высказывает глубокие мысли о неправильности трактовки почвообразующих пород только как подпочвенного субстрата. По П. Н. Чижикову, почвообразующая порода остается неотъемлемой частью всех горизонтов, затронутых почвообразованием, а следовательно, образует каркас самой почвы. Можно полагать, что мимо определений П. Н. Чижикова, касающихся нижней границы почвы и соотношений между понятиями «почва» и «почвообразующие породы», не пройдет ни один автор, соприкасающийся с трактовкой этих краеугольных вопросов теории и методологии почвоведения.

Смерть прервала работу П. Н. Чижикова над монографией о почвообразующих породах. Уже близка к завершению была первая часть этой работы — «Почвообразующие породы севера Русской равнины»; ее главы посвящены общей характеристике моренного типа почвообразующих пород, истории их изучения, происхождения и характеристике признаков (1964), карело-кольской (1965), карбонатной (1965) и смешанной (красно-бурой) моренам (1966—1967). Описание каждого из названных литологических видов и их разновидностей заканчивается выводами о их роли в почвообразовании и плодородии почв. В 1968 г. П. Н. Чижиков написал главу монографии, посвященную общим вопросам связи почв с породами, в 1969—1970 гг. работал над главой о водно-ледниковых отложениях скандинавского оледенения. Завершающей в этом труде должна была стать глава о морене и водно-ледниковых отложениях новоземельского оледенения, которую П. Н. Чижиков намечал написать к 1971 г. На следующее пятилетие он

планировал создать вторую часть монографии, посвященную почвообразующим породам внеморенных зон Русской равнины. Можно было с уверенностью надеяться, что даже первая часть монографии окажется полноценной докторской диссертацией. Есть все основания думать, что и в незавершенном виде эта работа достойна опубликования и окажется еще более убедительным итогом научной жизни этого пытливого и высоко требовательного к себе исследователя.

Особо следует сказать о заслугах Петра Никаноровича в создании почвенных экспозиций Музея землеведения. Содержание всего отдела «Природной зональности» пронизано докучаевским комплексным подходом к характеристике почв как зеркала ландшафта, а воплощение этого принципа на всех зональных стендах отдела, на множестве конкретных примеров, было предметом неустанных забот и огромной авторской и редакционно-методической работы П. Н. Чижикова. В любом комплексном профиле, через какую бы зону он ни был проведен, почвенный компонент ландшафта характеризовался по эскизам и указаниям Петра Никаноровича. Систематизация большой коллекции почвенных монолитов, а в значительной части и руководство их сбором и изучением были также делом П. Н. Чижикова. Его внимание к роли почвообразующих пород не могло не отразиться и на экспозиции. Напомним хотя бы о блестящей коллекции подзолистых почв, набор которых ярко демонстрирует влияние различных почвообразующих пород на характер и облик почвы.

Помимо отражения почв на комплексных зональных стендах П. Н. Чижиковым созданы оригинальные стенды по общим вопросам почвоведения и прежде всего стенды «Почва», «Почвообразующие породы», «Эрозия почв» и макет «Борьба с эрозией».

Замечательным вкладом П. Н. Чижикова в экспозицию Музея оказался составленный им и оформленный под его руководством монументальный, во всю длину зала, красочный комплексный профиль через все зоны северной Евразии от арктических пустынь до субтропиков. Этим уникальным экспонатом по праву гордится Музей землеведения.

Петр Никанорович был не только ученым-исследователем, но и вдохновенным просветителем-пропагандистом и педагогом. Только за годы работы в Музее им прочитаны сотни лекций студентам географического, геологического и биолого-почвенного факультетов МГУ, прежде всего на кафедрах грунтоведения, почвоведения и географии почв, а также гостям Музея — множеству групп студентов других московских и иногородних вузов. Десятки лекций он прочитал и в массовых аудиториях через общество «Знание». Занятия с П. Н. Чижиковым высоко ценили слушатели курсов повышения квалификации преподавателей вузов, институтов усовершенствования учителей и многие другие специалисты.

В 1947 г. работа П. Н. Чижикова была отмечена правительственной наградой — медалью «За доблестный труд», в 1956—1957 гг.— медалями участника Всесоюзной сельскохозяйственной выставки, в 1959 г. почетной грамотой за выступление на Ломоносовских чтениях.

Меньше чем за месяц до его кончины коллектив Музея тепло проводил Петра Никаноровича на пенсию. Мы очень любили этого обаятельно мягкого человека, беззаветно увлеченного любимой работой, верного и принципиального труженика науки. В экспозициях Музея и в опубликованной им карте не только подытожены плоды его великого трудолюбия, но и зримо воплощены глубокие, отстаиваемые им идеи.

Сотрудники

СПИСОК

опубликованных работ П. Н. Чижикова

К вулкану Опала. Сб. «На Камчатке», 1936, стр. 103—114.

Природные условия и проблемы земледелия на юге Большерецкого района Камчатки. «Тр. Камчатской экспедиции СОПС АН СССР», вып. 3, 1937, стр. 1—112 (в соавторстве с Н. В. Павловым).

Структурная глина как разновидность покровных образований. «Вестн. Моск. ун-та», сер. физ.-мат. и естеств. наук, 1949, № 3, стр. 123—130.

О лесостепном характере почвообразования на юго-востоке Московской области. «Вестн. Моск. ун-та», сер. физ.-мат. и естеств. наук, 1950, № 10, стр. 111—128.

К выяснению характера механического состава морены. «Вестн. Моск. ун-та», сер. физ.-мат. и естеств. наук, 1951, № 8, стр. 113—115.

О березовых лесах юга Камчатки. «Бюл. МОИП», отд. биологии, т. 56(4), 1951, стр. 73—79.

О результатах и материалах почвенного исследования государственных сортоиспытательных участков. «Вестн. Моск. ун-та», сер. физ.-мат. и естеств. наук, 1952, № 8, стр. 131—136.

К выяснению лесорастительных условий заповедника «Тульские засеки», «Тр. Ин-та леса», т. 23, 1954, стр. 176—192.

О почвенном исследовании в колхозах Химкинского района Московской области. «Вестн. Моск. ун-та», сер. физ.-мат. и естеств. наук, 1954, № 8, стр. 117—126.

О солифлюкционной гипотезе происхождения покровных суглинков. «Вестн. Моск. ун-та», сер. биология, почвоведение, геология, география, 1957, № 4, стр. 89—96.

Отдел «Природные зоны и почвы СССР, 25-й этаж». В кн.: «Учебно-научный Музей землеведения». Путеводитель. Изд-во МГУ, 1957, стр. 97—115 (в соавторстве с Г. М. Соловьевым).

Почвенная карта Камчатки. В кн.: «Почвы равнин Камчатского полуострова». М., Изд-во АН СССР, 1959 (составлена совместно с Ю. А. Ливеровским).

Карта материнских почвообразующих пород европейской части СССР. «Почвоведение», 1960, № 5, стр. 5—10.

О признаках покровных суглинков в связи с их происхождением. В сб.: «Землеведение», т. 5. Изд-во МГУ, 1961, стр. 109—122.

О понимании термина «покровные суглинки». «Почвоведение», 1961, № 6, стр. 97—102.

О распространении покровных лёссовидных суглинков на Русской равнине. «Бюл. Комис. по изуч. четвертичн. периода», 1962, № 27, стр. 28—33.

О покровных лёссовидных суглинках области последнего оледенения Русской равнины. В сб.: «Жизнь Земли», № 2. Изд-во МГУ, 1964, стр. 58—63.

О связи между характером лесной растительности и почвообразующими породами на северном склоне Клинско-Дмитровской гряды. В сб.: «Жизнь Земли», № 3. Изд-во МГУ, 1965, стр. 74—82 (в соавторстве с В. В. Петровым).

Принципы совершенствования карты почвообразующих пород европейской части СССР. В сб.: «Жизнь Земли», № 3. Изд-во МГУ, 1965, стр. 154—157.

О надморенном покрове почвообразующих пород. В сб.: «Жизнь Земли», № 4. Изд-во МГУ, 1967, стр. 70—80.

О понятиях «почвообразующая порода» и «подпочва». «Почвоведение», 1968, № 3, стр. 120—124.

О нижней границе почвы. «Почвоведение», 1968, № 11, стр. 16—21.

«Карта почвообразующих пород европейской части СССР», Пояснительный текст. Изд. ГУГК, М., 1968, стр. 1—39. Карта почвообразующих пород европейской части СССР (м-б 1 : 4 000 000). Изд. ГУГК, М., 1969.

Покровные четвертичные отложения Русской равнины (автореф. доклада). «Бюл. МОИП», отдел геол., т. XLIII, вып. 6, 1968, стр. 141—142.

Порода и почва (автореф. доклада). «Бюл. МОИП», отдел геол., т. XLIII, вып. 6, 1968, стр. 144—145.

Смены лесной растительности в связи с изменением почвообразующих пород и рельефа при переходе от Клинско-Дмитровской возвышенности к Мещерской низменности. В сб.: «Жизнь Земли», № 5. Изд-во МГУ, 1969, стр. 209—216 (в соавторстве с В. В. Петровым).

О признаках, отличающих почву от пород. «Почвоведение», 1969, № 12, стр. 143—147.

Почвообразующие породы как компонент природного комплекса (и их место на стендах природоведческих музеев). В сб.: «Жизнь Земли», № 5. Изд-во МГУ, 1969, стр. 206—209.

Распределение почвообразующих пород по элементам рельефа. В сб.: «Жизнь Земли», № 6. Изд-во МГУ, 1970, стр. 165—169.

Отражение зональных особенностей в почвах тундры и лесотундры в экспозиции музея. В сб.: «Жизнь Земли», № 6. Изд-во МГУ, 1970, стр. 120—126.

Об изменении строения зональной почвы под влиянием характера материнской породы. В сб.: «Жизнь Земли», № 7. Изд-во МГУ, 1971, стр. 169—176.

Характеристика природных зон и почв на комплексном профиле. В сб.: «Жизнь Земли», № 7. Изд-во МГУ, 1971, стр. 160—169.

Карта почвообразующих пород Приволжского экономического района (Саратовская, Пензенская, Ульяновская области), 1967—1968. «Атлас природы Приволжского экономического района».

Экспозиционные работы в Музее землеведения
(отдел Природной зональности)

Комплексный профиль «Природные зоны СССР» в живописном фризе.
Стенды: «Почвообразующие породы», «Почвы», «Эрозия почв».
Макеты: «Овражная эрозия», «Мероприятия по борьбе с эрозией».

Разработка натурной экспозиции, подбор и препарирование более 200 почвенных монолитов и десятков образцов почвообразующих пород.

Соавторское участие в разработке стендов: «Лесотундра», «Тайга», «Хвойно-широколиственные леса», «Лесная зона умеренного пояса», «Пойменные луга», «Лесостепь», «Типчаково-ковыльная степь», «Сельскохозяйственное использование степи», «Полупустыни», «Пустынная зона», «Глинистая пустыня», «Песчаная пустыня», «Высотная поясность», «Горные луга», «Горные леса», «Субтропики».

Ю. К. Ефремов
Библиографию составили
И. Д. Величковская и *Д. Г. Чернявская*

СОДЕРЖАНИЕ

От редакции 3

Раздел I. Общие вопросы геологии и географии и их отражение в музейных экспозициях

Ю. К. Ефремов. Значение факторного анализа для географической характеристики территорий и их районирования 5
Б. А. Савельев, А. С. Щербаков. Диалектика структурной организации кристаллических систем и избирательность дифференциации вещества в развитии литосферы 12
Б. А. Савельев. Строение, состав и прочность ледяных образований на различных материалах 23
В. Е. Хаин. Эпиплатформенные орогенные пояса (краткий обзор современных представлений) 34
С. А. Несмеянов. О единой стратиграфической схеме континентальных новейших отложений Средней Азии и Казахстана 44
С. А. Несмеянов. О соотношении разновозрастных структурных планов в Западном Тянь-Шане 54
М. Д. Капитонов. Генетическая графическая классификация эндогенных апатитовых месторождений 64
М. А. Грабовский, О. Н. Жерденко, И. Д. Ветошкин. Доменная структура кубанита 76
В. В. Крючков. О тундрах северо-востока Азии и причинах их безлесья 85
А. М. Абатуров. Водно-ледниковые озера полесий Русской равнины . 99

Раздел II. Методика музейного показа природы

Ю. К. Ефремов. Пути совершенствования экспозиции отделов природы в краеведческих музеях 105
А. М. Абатуров. Физико-географическая тематика в экспозициях отдела природы Московского областного музея (проект) 117
Э. И. Тихомирова, С. В. Левашова. О диафильме «Планеты солнечной системы» 119
Н. Г. Беляевская. Опыт составления альбома «Внутреннее строение Земли» 123
В. А. Апродов. Глобус суперрегиональных и панрегиональных новейших тектонических структур 128
В. А. Апродов. Трансконтинентальный геологический разрез земной коры через территорию СССР и ее неотектонические обстановки 134
Г. И. Бушинский, М. Д. Капитонов, Е. Д. Скворцова. Экспозиция темы «Алюминий» в Музее землеведения 140
М. С. Барсанова. Экспозиция систематической коллекции минералов в Музее землеведения МГУ 151
П. Н. Чижиков. Характеристика природных зон и почв на комплексном профиле 160
П. Н. Чижиков. Об изменении строения зональной почвы под влиянием характера материнской породы 169
И. А. Данилова-Макарычева. Использование данных спорово-пыльце-

вого анализа при создании в Музее землеведения экспозиций по палеогеографии и стратиграфии антропогена 176
Н. Г. Комарова. Некоторые закономерности высотной зональности горных систем восточных окраин Азии и их отражение на фасадных профилях 178
И. Т. Ливеровская. Особенности показа агрохимических основ земледелия СССР в Музее землеведения МГУ 186
И. Д. Величковская. Животный мир в новой экспозиции природной зональности в Музее землеведения МГУ 192

Раздел III. История развития естественных наук

Н. Г. Комарова. Ломоносов и Чичагов (новые данные о первой русской высокоширотной экспедиции и отражение ее в экспозиции) 198
С. Б. Доценко. Первые геологические исследования Большого Кавказа (до 40-х годов XIX в.) 203
С. Б. Доценко. Развитие представлений о рельефообразующей деятельности рек (1900—1917 гг.) 209
К. С. Кузьминская. Развитие представлений о деятельности экзогенных геологических факторов в морских бассейнах (1917—1941 гг.) . . . 217
В. В. Крючков. Краткая история и география представлений о причинах безлесья тундры 227
Т. Н. Овчинникова. Исследователь Байкала Г. Ю. Верещагин (1889—1944) 240
Ю. К. Ефремов. Портреты П. А. Кропоткина и А. А. Крубера в Музее землеведения (к знаменательным датам 1971 г.) 246

Раздел IV. Хроника

Э. И. Тихомирова, В. Г. Ходецкий. О работе Научно-методического совета 251
К. А. Астафьева-Урбайтис. О новых поступлениях в монографический отдел Музея землеведения 254
С. Б. Доценко. Итоги работы Музея землеведения МГУ за 1968—1969 гг. 254
Петр Никанорович Чижиков (1898—1970) 260

«ЖИЗНЬ ЗЕМЛИ» № 7

Тематический план 1971 г. № 202

Редактор *Р. И. Кривило* Технический редактор *И. Л. Тимашева*

Корректоры *И. А. Большакова, С. Ф. Будаева*

Сдано в набор 16/III 1971 г. Подписано к печати 14/X 1971 г.
Л-116256 Формат 70×108¹/₁₆ Бумага тип. № 1 Физ. печ. л. 16,75+5 вкл.
Усл. печ. л. 23,45+2,10 (вклейки) Уч.-изд. л. 25,43 Изд. № 1305
Зак. 245 Тираж 1040 экз. Цена 2 р. 73 к.

Издательство Московского университета. Москва, К-9, ул. Герцена, 5/7.
Типография Изд-ва МГУ, Москва, Ленинские горы

166

Цена 2 р. 73 к.

ИЗДАТЕЛЬСТВО
МОСКОВСКОГО
УНИВЕРСИТЕТА