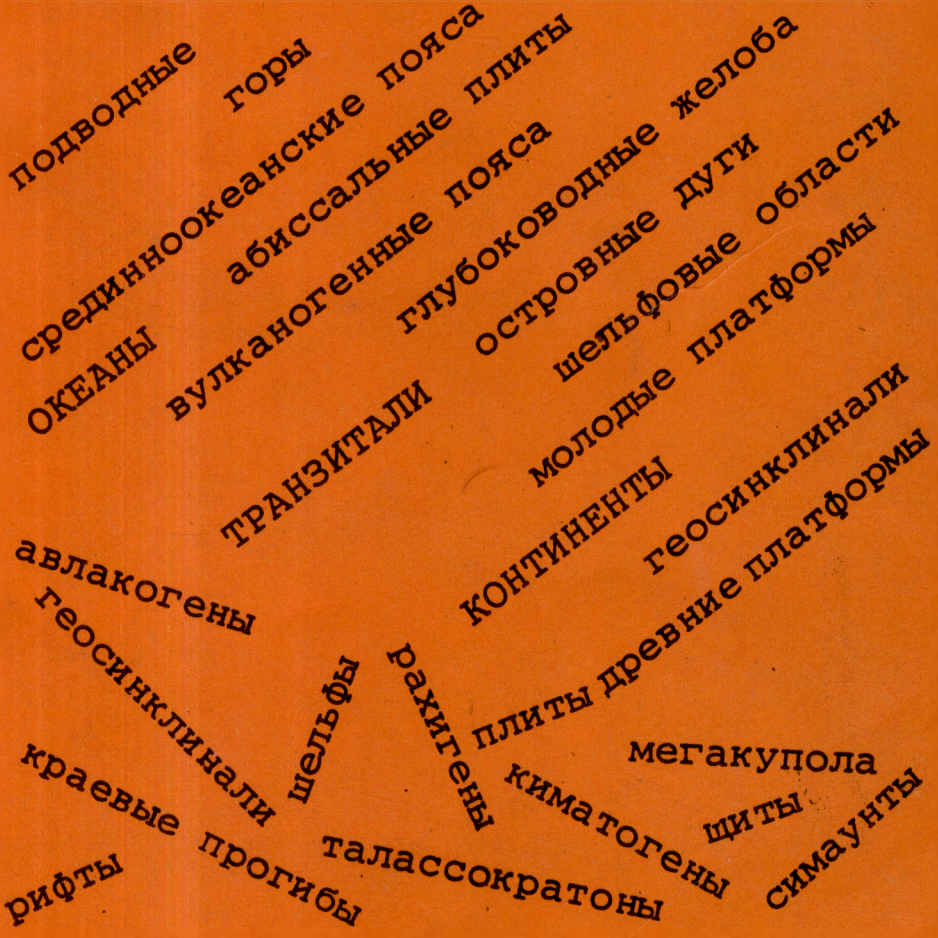
Л. И. КРАСНЫЙ

ПРОБЛЕМЫ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СИСТЕМАТИКИ



Л. И. КРАСНЫЙ

ПРОБЛЕМЫ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СИСТЕМАТИКИ

Издание второе, дополненное

МОСКВА · «Н Е Д Р А» · 1977

ПРЕДИСЛОВИЕ К ПЕРВОМУ ИЗДАНИЮ

В книге в соответствии с современными представлениями о глубинном и поверхностном строении Земли описание структурных элементов дается по трем главнейшим подразделениям: континентам, переходным зонам и океанам.

В первом разделе излагаются основные сведения о структурах геосинклинального ряда, об относительно стабильных структурах (древних и молодых платформах, шельфах и массивах) и о подвижных структурах негеосинклинального ряда. Учитывая обширную литературу по сравнительно хорошо изученным структурам континентов, автор считает необходимым обратить внимание читателя на отдельные, по его мнению, менее исследованные проблемы тектонической систематики. А именно: 1) на классификацию геосинклинальных прогибов, основанную на формационном составе выполняющих их толщ; 2) на систематику массивов, представляющих собой своеобразные микроплатформы; 3) на систематику подвижных поясов, областей и систем негеосинклинального ряда. Более детально разбираются проблемы, имеющие большое значение для прогнозной оценки по ряду полезных ископаемых ранее малоизученных территорий. Кратко описаны структуры протогея, обладающие неповторившимся позднее своеобразием.

Второй раздел посвящен структурам переходной зоны (транзоны) между континентами и океанами. Эта зона за последние годы привлекла внимание геологов, геофизиков, вулканологов, океанологов и других специалистов. Выяснились возможности непосредственного наблюдения здесь многих важнейших геологических процессов (землетрясения с разной глубиной эпицентров, цунами, извержения вулканов, осадконакопление, разломообразование, формирование рудных месторождений и пр.). Краевые моря, островные дуги, глубоководные желоба стали изучаться всеми возможными методами. Отстает еще исследование континентальных склонов, которые автор вопреки преобладающим представлениям относит к пограничной зоне между континентами и океанами.

В третьем разделе рассматриваются структуры океана, главным образом на примере Тихого океана, геология которого наиболее знакома автору. Подчеркивается специфика океанских структур — талассократонов, внутриокеанских вулканогенных поясов и нагорий и срединноокеанских подвижных поясов. Естественно, что детальность изучения океанских структур, вовлеченных в сферу интересов геофизиков и тектонистов недавно (последние 10—12 лет), существенно отличается от таковой геологии континентов, насчитывающей два столетия.

Новые, вероятно, во многом дискуссионные представления развиваются в последнем разделе книги, где дается характеристика структур, общих для всей Земли. С этих позиций описаны вулкано-тектонические структуры, широко развитые на континентах, океанах и в переходных зонах между ними, а также блоковые структуры (геоблоки). Глубинным разломам, которые также несомненно являются структурами, охватывающими всю Землю, посвящены многочисленные публикации, и автор, учитывая небольшой объем книги, только кратко остановился на некоторых из них (например, на океанских линеаментах). Заканчивается книга рассмотрением проблем усовершенствования тектонической систематики, терминологии и номенклатуры. Этим проблемам уделяется в работах по тектонике незаслуженно мало внимания.

Автор признателен М. В. Муратову и Н. А. Беляевскому за полезные рекомендации и будет благодарен за все замечания и пожелания, связанные с поднятыми проблемами.

ВВЕДЕНИЕ

Тектоническая систематика, как и всякая другая, должна исходить из генетических закономерностей. История развития взглядов на происхождение Земли, ее ядра, оболочек и даже наиболее доступной для исследования земной коры показывает, что мы еще далеки от установления достоверной связи между глубокими зонами нашей планеты и тектоническими структурами. Контракционисты (Э. Зюсс, Г. Штилле, С. Н. Бубнов и др.) в свое время создали представление о распределении таких элементов земной коры, как континентальные глыбы (кратоны), шельфы, геосинклинали, океанские впадины. В 40-х годах XX столетия иную концепцию предложил Ван Беммелен. Эта концепция, пытающаяся объединить фиксистские и мобилистские построения, рассматривает миграцию масс на разных структурных уровнях. Ундации разного масштаба, исходящие из нижней и верхней мантии, тектоносферы и эпидермы привели к образованию срединноокеанских поднятий, геосинклиналей, платформенных поднятий, оседаний, горных систем и островных дуг. Последовательно в течение двух десятков лет В. В. Белоусов развивает представления о дифференциации подкорового вещества. На основании современных исследований строения и развития тектоносферы (земной коры и верхней мантии), материков и океанов В. В. Белоусов пришел к выводу о ведущем значении для развития процессов тектогенеза астеносферы (волновода). От физико-химических процессов в последнем зависит формирование геосинклиналей, образование платформ, областей тектонической активизации тибетского и тяньшаньского типов и, наконец, таких грандиозных наложенных структур, как океаны.

Приведенные примеры, а также данные других исследователей, рассматривающих процессы образования поверхностных структур в связи с глубинными явлениями (П. Н. Кропоткин, М. В. Муратов, А. В. Пейве, С. И. Субботин, В. Е. Хаин, А. Л. Яншин и др.), показывают, что в настоящее время нет единой теории, объясняющей происхождение тектонических структур континентов, океанов и переходных зон между ними.

В результате исследований океанов геологами и геофизиками получены новые данные, которые привели к возрождению и усилению значения гипотез подкоровых течений и эпейрофореза в новой трактовке — «тектоники плит» и «раздвижения морского дна».

Однако представление о том, что образование тектонических структур не может быть выведено из какой-либо одной общей концепции, не должно препятствовать попыткам совершенствования тектонической систематики, ибо такое состояние тектонической науки, когда новые гипотезы или усовершенствованные старые гипотезы могут сосуществовать, продлится, вероятно, еще много лет. Н. С. Шатский еще в 1947 г. отмечал, что «создание рациональной, по возможности генетической, тектонической классификации является одной из важнейших задач нашей науки. Этого требуют не только теория, но и все без исключения практические работы по геологии», что обязывает уже сейчас попытаться разобраться в огромном количестве предложений по терминологии и номенклатуре тектонических структур и привести их в общую систему, еще, конечно, во многом несовершенную.

Тектоническая систематика, принимая во внимание комплексность понятий, составляющих тектонику, должна учитывать: а) тектонические структуры, б) периодизацию и хронологию тектонических движений и в) обусловленные ими тектонические обстановки (режимы). Эта книга в основном посвящена проблемам систематики тектонических структур. В соответствии с определением В. Е. Хаина под ними понимаются обособленные участки тектоносферы (или земной коры), отличающиеся от смежных участков определенным сочетанием состава и условий залегания слагающих их пород. Тектонические структуры (или сокращенно «структуры») отражают конечный результат сложных процессов их формирования. Представление о них получено как в результате непосредственных наблюдений — региональных полевых исследований и геологических обобщений, так и путем построения различных моделей. Историческая обусловленность, необратимость и неповторимость геологических процессов и их особенности, характерные для отдельных регионов, затрудняют выделение строго определенных тектонических структур.

В книге использованы данные по тектонике и глубинному строению СССР, в частности геофизические материалы, обобщенные за последние годы Н. А. Беляевским, А. А. Борисовым, Л. В. Булиной, Р. М. Деменицкой, Ф. С. Моисеенко, А. А. Николаевским, Т. Н. Симоненко, Э. Э. Фотиади и др. В Советском Союзе изданы специальные тектонические словари и справочники, облегчающие задачу систематизации и упорядочения тектонической классификации, терминологии и номенклатуры. К ним относятся: «Материалы к тектоническому словарю», подготовленные под редакцией А. А. Богданова, В. Е. Хаина и С. С. Шульца к XXI и XXII сессиям Международного геологического конгресса (1960, 1963 гг.); Словарь тектонических терминов (1970 г.); «Решение совещания по классификации платформенных структур» (1963 г.). Весьма ценные материалы по тектонической терминологии содержатся в четырехтомном собрании избранных трудов Н. С. Шатского, в известных руководствах В. В. Белоусова, В. Е. Хаина, Ю. А. Косыгина и др., а также в «Материалах совещания по проблемам тектоники в Москве в 1963 г.» (редакторы П. Н. Кропоткин, М. В. Муратов, А. В. Пейве и др.).

При написании данной книги использованы также работы — новое 5-томное издание «Геологическое строение СССР» (1968—1969 гг., подготовленное во ВСЕГЕИ (главный редактор Е. Т. Шаталов, редакторы: А. И. Жамойда, Т. Н. Спижарский, Ю. Ир. Половинкина, А. Д. Щеглов, Л. И. Боровиков и А. И. Семенов), а также специальный выпуск Международного тектонического словаря, посвященный английской тектонической терминологии (J. Dennis, 1967 г.), и другие работы зарубежных исследователей.

СТРУКТУРЫ КОНТИНЕНТОВ

Континентам (от латинского continentis — устойчивый, крепкий) — наиболее изученным крупным глобальным структурным элементам посвящена многочисленная литература. Долгое время геогнозия, а затем геология целиком опирались на исследования структур материков. *Материки — это важнейшие весьма крупные гетерогенные геологические тела, которые сформировались в течение длительной эволюции в результате физико-химической и гравитационной дифференциации вещества оболочек Земли в ходе общего разогрева планеты радиогенным теплом. Процесс дифференциации, связанный существенно с региональным метаморфизмом и гранитизацией, расчленил материки на ряд главнейших структур.* Как будет показано ниже, в раннем докембрии появились первичные нуклеарные комплексы, протоплатформы и протогеосинклинали, в позднем докембрии — фанерозое происходило основное развитие геосинклинальных и негеосинклинальных подвижных поясов, областей и систем, а также платформ, вначале древних, а затем молодых и шельфовых областей. Общая глубина дифференциации мантии в процессе выплавления вещества материковой коры оценивается в 1200—1400 км. Предполагается, что химический состав тектоносферы под материками отличается от такового под океанами до глубины 300 км. Под материковой корой астеносфера (волновод) находится на средней глубине 100—150 км. В основании значительных площадей материковой коры давление составляет порядка 10—15 кбар, а температура — 600—700°. Границами континентов являются, по представлениям ряда исследователей, подножия материкового склона. В этой работе континентальный склон рассматривается как пограничная структура между континентом и океаном или континентом и транзиталью.

В последние годы из рассмотрения рельефа Земли в целом (И. П. Герасимов и Ю. П. Мещеряков, 1967 г.), рельефа дна океана (Леонтьев, 1968), а также глубинного строения нашей планеты особенно четко определилось деление Земли на континенты, океаны и переходные зоны между ними (транзитали). Пожалуй, сейчас уже полностью отпали сомнения в том, что всем этим глобальным структурным подразделениям свойственны свои особенности земной коры и мантии.

На поверхности Земли различия между названными тремя подразделениями подчеркиваются характерными чертами магматизма и метаморфизма.

Континенты объединяют довольно пеструю мозаику древних глыб (геоблоков) гранитно-метаморфического состава, а также разнообразные сложнопостроенные складчатые системы с гипер-

базитами, габброидами и гранитоидами. Последние только на континентах образуют значительные по площади скопления — «оптимумы». Так, например, выделяются Байкало-Баргузинский, Западно-Канадский, Хэгано-Буреинский, Мозамбикский гранитоидные оптимумы.

Транзитали — области со значительными объемами андезитовых (отчасти андезито-базальтовых) лав и пирокластических образований. Гипербазиты также характерны для этой области; гранитоиды имеют резко подчиненное значение, тяготея к фрагментам континентальной коры.

Океаны — области развития широчайшего базальтового вулканизма с подчиненными гипербазитами и габброидами в осевых зонах срединноокеанических подвижных поясов.

Если абстрагироваться от деталей, то породами, определяющими магматический облик вышеупомянутой триады, являются:

континент	транзиталь	океан
↓	↓	↓
группа гранита	группа андезита	группа базальта

ПОДВИЖНЫЕ ПОЯСА, ОБЛАСТИ И СИСТЕМЫ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО РЯДА

Геосинклинали * в особой первичной форме возникли на ранней стадии развития Земли. Почти одновременно сформировались и противостоящие им более стабильные регионы. Представляется целесообразным описание тектонических структур начать с геосинклинальных структур позднего протерозоя и фанерозоя, изученных значительно полнее.

Несмотря на то что геосинклинальная теория нисколько не потеряла своего значения и в наши дни, нет более сложной и запутанной систематики понятий, чем применяемой в учении о геосинклиналях. Отсюда представляется целесообразным привести общее определение геосинклинали, как *зоны высокой подвижности, контрастных изменений геодинамических напряжений, большой мощности отложений (до 10—20 км), значительной расчлененности и повышенной проницаемости земной коры, выражающейся в активном магматизме и метаморфизме; это линейно-вытянутые, дугообразно-изогнутые или мозаичнопостроенные участки земной коры; их зарождение и развитие тесно связаны с глубинными разломами; в начальных стадиях своей эволюции геосинклинали характеризуются преобладанием погружений, а в заключительных — поднятий; это также пластичные зоны, физическое состояние которых обусловливает интенсивные складкообразовательные процессы. Мощность и строение земной коры и верхней мантии в пределах геосинклиналей подвержены значительным колебаниям. Геосинклиналям присущи резко дифференцированные гравитационное и магнитное поля с преобладанием линейных аномалий.* Современные (и, вероятно, древние) геосинклинали отличаются высокой сейсмичностью и повышенной величиной теплового потока. Определение геосинклиналей, как специфичных высокомобильных зон, служит исходным для всего последующего изложения. Можно присоединиться к представлениям, что геосинклинали — это пояса максимальной раздробленности, подвижности, проницаемости и дифференцированности тектоносферы. Это хорошо доказывается их глубинным строением (Беляевский, 1974).

* В широком смысле понятия, обнимающего значительные по размерам области земной коры. — *Прим. автора.*

В качестве примера неправильного понятия о почти любом прогибе, как о геосинклинальном, может служить известное высказывание М. Кея (1955 г.) и других американских геологов, которые к миогеосинклиналям относят структуры со следующими признаками: магматические проявления отсутствуют или крайне слабы, преобладают геологические формации платформенного типа, складчатость наложена и оторвана во времени от седиментации. Если учесть еще данные о расположении этих структур в пограничных с платформами районах и наследовании их краевыми прогибами, то станет ясно — речь идет о перикратонных опусканиях (прогибах), деформированных в более позднюю тектоническую эпоху, т. е. о краевых складчато-глыбовых системах негеосинклинального ряда (см. ниже). Неправомерно относить к геосинклиналям и брахигеосинклиналям (геосинклинали IV типа, по Э. Э. Фотиади и Ф. С. Моисеенко, 1967 г.), в которых преобладают континентальные и реже морские пестроцветные и сероцветные формации (в том числе угленосные и соленосные).

В табл. 1, не претендующей на полноту, приведены данные о номенклатуре геосинклиналей. В нее включены в основном те различные названия структур, которые отвечают данному выше определению. Геосинклинали, не отвечающие этому определению, и термины (в частности, термины пара-, квази-, идио- и зевгогеосинклинали) отброшены. Таблица показывает обилие классификационных признаков, которые вкладываются в понятие «геосинклиналь». Мы сознательно не стали загружать ее возрастной тектонической шкалой, что недавно в свете новейших данных сделано А. А. Богдановым (1969). Можно согласиться с Ж. Гогелем (1969), что пока выявляются лишь сходные тенденции в развитии изученных геосинклиналей, некоторые аналогичные черты их строения и имеются еще непреодоленные трудности в уточнении этого понятия. Ж. Гогель (1969, стр. 36) справедливо указывает, что: «Стало обычным выражать понятием геосинклиналь характер осадконакопления в зонах, подверженных впоследствии резким тектоническим деформациям. Если бы удалось четко установить типичные черты осадков бассейнов, которые впоследствии будут деформированы, то был бы открыт один из наиболее важных законов развития земной коры».

Таблица 1

Термины и названия структур геосинклинального ряда

Связь с магматизмом и глубинными процессами	Цикличность и соотношение с предшествующими структурами	Ориентировка глубинных разломов	Пространственное положение	Расчлененность тектонического рельефа	Преобразование геосинклиналей в складчатую (с инверсией или без нее) или орогенную область	Формации, выполняющие геосинклинали	Морфология складчатых структур, и формации	Продолжительность развития
Г. Штилле (1941 г.) Ортогеосинклинали: а) эвгеосинклинали б) миогеосинклинали **Ф. Уэллс** (1949 г.) Энсиматические Энсиалические **Р. Ван Беммелен** (1954 г.) Батдермальные Дермальные Эпидермальные **Е. А. Радкевич** (1959 г.) Фемические Сиалические **Л. И. Красный** (1961 г.) Фемическо-сиалические Сиало-литические Литические **А. В. Пейве** (1961 г.) «Базальтические» «Гранитоидные» **В. И. Смирнов** (1962 г.) Геосинклиналь типа «А» Геосинклиналь типа «В» **Д. С. Харкевич, В. М. Москалева** (1969 г.) Уральского (фемического) типа Верхоянского (салического) типа Саянского (салическо-фемического) типа Тяньшаньского (фемическо-салического) типа	**В. И. Смирнов** (1962 г.) Полициклические Бициклические Моноциклические **Б. Х. Егиазаров** (1970 г.) Полициклически-миграционные Полициклически-унаследованные **В. Е. Хаин** (1942 г.) Унаследованные Остаточные Возрожденные Наложенные Новообразованные **Ю. А. Косыгин, И. В. Лучицкий** (1961 г.) Эпикратонные **А. В. Пейве, В. М. Синицын** (1950 г.) Первичные Вторичные Остаточные	**А. В. Пейве** (1956 г.) Казахстанский тип Памирский тип Саянский тип Уральский тип **Л. И. Красный** (1961 г.) Линейные Блоковые	**Ч. Шухерт** (1923 г.) Мезогеосинклиналь **А. Д. Архангельский** (1947 г.) Окраинноматериковые Межконтинентальные Океанические **Л. Ситтер** (1956 г.) Вокругокеанические Вокругконтинентальные **Н. А. Богданов** (1969 г.) Талассогеосинклинали **Дж. Дивей, Дж. Бирд** (1970 г.) Кингеосинклиналь	**Ч. Шухерт** (1923 г.) Моногеосинклинали Полигеосинклинали **Н. С. Шатский** (1946 г.) Геосинклинали Геосинклинальные системы	**Г. Штилле** (1941 г.) Материнские геосинклинали **Л. Кобер** (1921 г.) Орогеосинклинали **В. И. Смирнов** (1960 г.) Геосинклинали типа «С» Геосинклинали типа «Д»	**М. В. Муратов** (1949 г.) Известняковые Флишевые Зеленокаменные **Г. Твалчрелидзе** (1962, 1966 гг.) Вулканогенные Терригенные **М. В. Муратов** (1969 г.) Для Альпийской складчатой области А. Ранние: 1) эвгеосинклинальные 2) миогеосинклинальные 3) терригенные Б. Поздние: 1) флишевые (флишегенные) В. Офиолитовые	**Э. Э. Фотиади, Ф. С. Моисеенко** (1967 г.) Геосинклинали I типа (эвгеосинклинали) Геосинклинали II типа (мезогеосинклинали) Геосинклинали III типа (миогеосинклинали)	**Хуан Цзи-цин** (1962 г.) Геосинклинали: 1) с коротким периодом развития, 2) с длительным периодом развития, 3) со сверхдлительным периодом развития **М. В. Муратов** (1962, 1967 гг.) Геосиклинальные прогибы: 1) ранние (начало развития с позднего докембрия или раннего палеозоя), 2) поздние (начало развития в триасе или позднее)

Проблемам систематики геосинклинальных структур посвящена обширная литература (Е. В. Милановский, 1929 г.; В. Е. Хаин, 1964 г.; Л. И. Красный, 1961 г.; Ю. А. Косыгин, 1969 г.; М. В. Муратов, 1969 г. и др.; Г. Штилле, 1924, 1940, 1964 гг. и др.; М. Кей, 1951 г.; Ж. Обуэн, 1965 г.).

Данные о номенклатуре подвижных поясов, областей и систем приведены в статьях М. В. Муратова (1965, 1975 гг. и др.), В. Е. Хаина (1964, 1971, 1973 гг. и др.), Н. П. Хераскова (1964 г.), Ю. М. Пущаровского (1967 г. и др.), А. Л. Яншина (1966 г.), Л. П. Зоненшайна и др. (1972) и многих других.

По мнению автора, целесообразна группировка геосинклинальных прогибов в зависимости от преобладающих в них формационных типов осадочных, вулканогенных или осадочно-вулканогенных толщ (см. приложение 1).

Руководствуясь этим, могут быть выделены геосинклинальные прогибы:

I. Энсиматической группы:
   1) кремнисто-вулканогенные,
   2) офиолитовые (зеленокаменные),
   3) терригенно-туфовые.

II. Энсиалической группы:
   1) карбонатные,
   2) терригенные,
   3) флишевые.

Первая группа геосинклинальных прогибов, возможно, образовалась на фундаменте существенно базит-гипербазитового состава, часто неточно называемого «океанской» корой, вторая, как правило, сформировалась на опущенных блоках гранитно-метаморфического основания.

Для тех, кто предпочитает применять термины «эвгеосинклиналь» и «миогеосинклиналь» (они удобны для мелкомасштабных тектонических карт), необходимо точное указание, что они рассматриваются иначе, чем это делал Г. Штилле. Так, например, поступил А. А. Богданов (1965 г.), разбирая тектоническое районирование Центрального Казахстана и Тянь-Шаня. Он писал: «В отличие от первоначального толкования Штилле приходится признать, что наличие мио- или эвгеосинклинальных особенностей строения той или иной геосинклинальной области является прямым выражением их свойств — их режимов развития..., эти режимы могут в различных сочетаниях сменять друг друга во времени (например, на месте эвгеосинклинали может возникнуть миогеосинклиналь) и переходить друг в друга по простиранию. По-видимому, для них не имеет решающего значения место расположения в пределах геосинклинальной площади, в частности *окраинное положение не обязательно для миогеосинклиналей — Л. К.*)» (стр. 41).

Геосинклинали энсиматической группы (батидермальные, по Ван Беммелену), возможно, формировались в условиях высокого

расположения поверхностей Мохоровичича и Конрада в зонах с высоким тепловым потоком.

Имеются различные схемы зарождения и развития геосинклинального процесса (Р. Ван Беммелен, 1966 г.; В. В. Белоусов, 1966 г.; С. И. Субботин и др., 1968 г.; Ю. М. Шейнманн, 1968 г. и др.). Одна из них принадлежит Ю. М. Шейнманну (рис. 1). Эта схема (I и II стадии) характеризует энсиматические геосинклинали, наиболее четко проявленные в системах островных дуг. Прогибы энсиматических геосинклиналей закладывались на резко раздробленном основании, о чем свидетельствуют многочисленные магматические проявления, четко проявившиеся в ранней стадии их развития, наличие гигантских брекчий типа меланжа, обилие разрывов и других признаков. Значение роли основания, на котором образовались геосинклинальные системы и их прогибы, недавно было подчеркнуто М. В. Муратовым (1969, 1970) и Н. А. Богдановым (1969). Первый четко показал эволюцию типов коры в западной части Средиземноморского пояса (от океанского добайкальского к материковому более позднему), а второй обосновал развитие окраиннотихоокеанских талассогеосинклиналей на особом (близком к океанскому) типе коры с отсутствием ясно выраженного «гранитно-метаморфического» слоя. Протяженность геосинклинальных зон этого класса чрезвычайно велика при относительно небольшой их ширине (Уральская — свыше 2500 км, Кордильеры Северной Америки и островные дуги Восточной Азии — многие тысячи километров). Тепловой поток достигает в них очень большой величины — порядка $13{,}8—14{,}6 \cdot 10^{-2}$ Втм^2 (Ф. А. Макаренко и др., 1968 г.; А. А. Смыслов, 1969 г.).

По характеру выполняющих пород различаются три основных типа геосинклинальных прогибов (борозд, трогов):

1) кремнисто-вулканогенный тип — к нему принадлежат многие геосинклинальные системы Центрально-Азиатского, Средиземноморского и Тихоокеанского подвижных поясов. Имеется много подтипов (кремнисто-вулканогенно-терригенный, кремнисто-вулканогенно-карбонатный и др.), характеризующих индивидуальные особенности геосинклинальных систем. Удачная реконструкция такого типа геосинклинального прогиба (рис. 2) была сделана М. Обуэном (1967 г.);

2) в случае явного преобладания подводных вулканитов, превращенных в зеленокаменные породы, выделяется офиолитовый (зеленокаменный) тип геосинклинальных прогибов (Н. А. Штрейс, 1951 г.). К этому типу прогибов сейчас привлечено внимание многих исследователей. На рис. 3 дана (по Р. Колману) последовательность магматических образований в различных офиолитовых геосинклиналях. Не все эти геосинклинали развивались непосредственно на океанской коре, как считают Р. Колман и многие другие геологи. При благоприятных условиях, в зонах мощного раздвига некоторые из этих офиолитовых геосинкли-

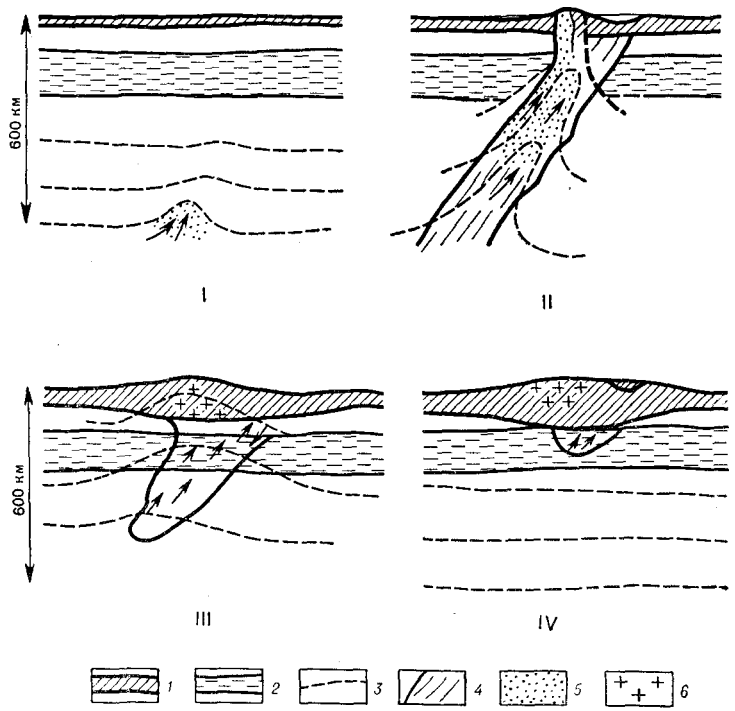


Рис. 1. Схема развития тектоногена (тектонофера). По Ю. М. Шейнманну (1968)

1 — кора; *2* — волновод (слой низких скоростей); *3* — геоизотермы; *4* — тектоноген (тектонофер); *5* — основная магма; *6* — граниты. Стадии: I — концентрация энергии, начало роста, II — полное развитие, III — начало отмирания, IV — исчезновение

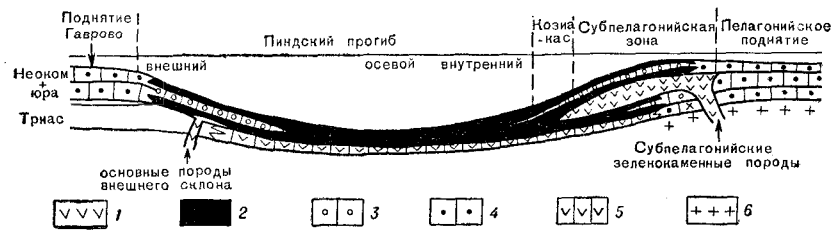


Рис. 2. Схема размещения осадков в кремнисто-вулканогенной геосинклинали (Пиндский прогиб в юре и раннем мелу). По Ж. Обуэну (1965)

1 — зеленокаменные породы; *2* — радиоляриты; *3* — валунные или микробрекчиевые известняки; *4* — неритовые или рифовые известняки; *5* — известняки и яшмы; *6* — кристаллический фундамент

налей могут формироваться и на сиалической («гранитизированной») коре. В этих случаях правильнее говорить о симатической коре, лишь отдаленно напоминающей океанскую. А. В. Пейве (1975), исследуя геологию и тектонику Срединно-Атлантического хребта (рис. 25), показал, что здесь имеется два регионально развитых комплекса: 1) нижний метаморфический: дуниты, гарцбургиты, лерцолиты, перидотиты, пироксениты, верлиты, трок-

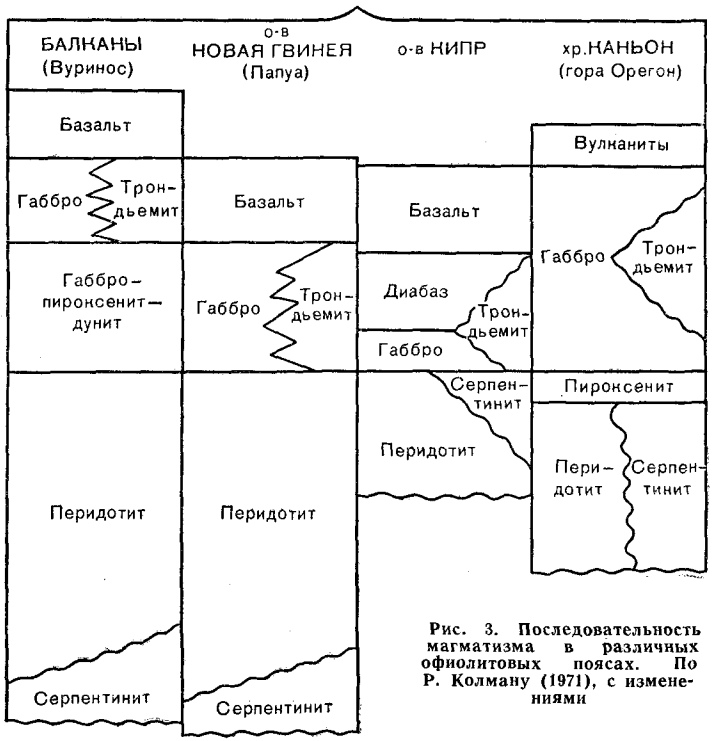


Рис. 3. Последовательность магматизма в различных офиолитовых поясах. По Р. Колману (1971), с изменениями

толиты, различные габбро, анортозиты, родингиты; базальты, метаморфизованные в фации зеленых сланцев, полосчатые стресс-амфиболиты, массивные амфиболиты с реликтами диабазовых структур; плагиограниты. Породы этого комплекса имеют гнейсовидную текстуру. Возраст, определенный радиологическим методом, одного образца горнблендитов (скалы Св. Петра и Павла) по данным двух лабораторий дал близкий результат 835 млн. лет; 2) верхний неметаморфизованный: а) базальты, б) пелагические карбонатные осадки, в) олистостромы. Возраст этого комплекса мезозойско-кайнозойский. В границах центральной части Срединно-Атлантического хребта, в полосе шириной 500—600 км находится упомянутый выше ме-

таморфизованный и, по-видимому, складчатый древний офиолитовый геосинклинальный комплекс. А. В. Пейве предполагает, что это геосинклинальное складчатое сооружение сформировалось по направлению шва, некогда соединявшего континенты. Автору представляется, что геосинклинали первого и второго типов могут возникать в различной обстановке — внутриконтинентальной (например, Монголо-Охотская геосинклиналь в кембрии и девоне), окраинно-континентальной (горы Кламат в Северной Калифорнии, Камчатская геосинклиналь в мелу) и внутриокеанской (Срединно-Атлантическая геосинклиналь);

3) терригенно-туфовый тип — распространен в системах островных дуг; здесь появляются две характерные формации: диатомитовая (Л. И. Красный, А. И. Жамойда, А. И. Моисеева, 1962 г.) и формация зеленых туфов. Терригенные пачки и толщи (граувакки, различные алевролиты, аргиллиты, туфогенные песчаники) наблюдаются достаточно часто. Породы, слагающие толщи, развитые в туфодиатомитовых прогибах, иногда имеют характерные белесые оттенки (например, в олигоцене и неогене п-ова Камчатка и о-ва Сахалин). В Японии были описаны мощные толщи неогеновых вулканитов, которые благодаря интенсивным гидротермальным изменениям имеют зеленый (или серовато-зеленый) цвет; для них было предложено название «зеленые туфы».

Энсиалическая группа геосинклиналей формировалась, вероятно, в условиях относительно низкого стояния поверхности Мохоровичича и Конрада. Здесь не образовывался проникающий глубоко (на сотни километров) в мантию тектоногеи (тектонофер). В целом фундамент, на котором закладывались энсиалические геосинклинали, по-видимому, подвергался умеренному раздроблению.

По составу толщ, преобладающих в энсиалических геосинклиналях, можно выделить три (или, быть может, четыре) типа.

1. *Карбонатный* (терригенно-карбонатный) *тип* осадконакопления, как это хорошо известно, тяготеющий к относительно стабильным геосинклинальным структурам (обычно к их краевым частям). В Южном Тянь-Шане большая часть палеозоя сложена терригенными и особенно карбонатными формациями. Громадной мощностью (12—16 км) отличаются отложения силура—карбона. Не менее характерны терригенно-карбонатные (и карбонатные) формации для геосинклинальных палеозойских толщ, подстилающих мезозоиды Северо-Востока СССР и Юго-Восточной Азии. Эти образования (например, для Верхояно-Колымской складчатой области) рассматриваются в качестве структур особой «подвижной платформы». В Альпийско-Гималайской области (М. В. Муратов, 1968 г.) в составе геосинклинального комплекса альпид выделяется нижний структурный этаж (триас—юра, иногда верхний палеозой—юра), в котором преобладают карбонатные и карбонатно-глинистые формации с редкими вулканитами и небольшим количеством обломочного материала. В зоне островных дуг типичные карбонатные геосинклинальные зоны развиты на северной части Антильской геосинклинальной системы, обращенной к Атлантическому океану. Очевидно, Н. П. Херасков (1964 г.) прав, считая, что развитие карбонатных толщ связано не только с климатом, но и с определенными тектоническими условиями, препятствовавшими поступлению обломочного материала.

2. *Терригенный тип,* характеризующийся резким преобладанием монотонных сероцветных толщ (песчано-глинистая, глинистая и песчанистая формации) нередко большой мощности (до 18 км). Мезозоиды (верхояниды) Верхояно-Колымской складчатой области и палеозоиды Анд являются наиболее характерными для терригенного типа геосинклиналей. Начальный этап развития Верхояно-Колымской области приходится на средний (местами на ранний) карбон, а завершающий — на юру. Сходное, хотя и более короткое, развитие (поздняя пермь — юра, местами триас — юра) имеет Чукотская складчатая система. Здесь в перми — среднем триасе накапливались осадки песчано-глинистой сероцветной формации (свыше 2500 м), а в позднем триасе — ранней юре — ритмично-слоистая толща песчано-глинистой формации (свыше 3500 м). Своеобразны складчатые структуры терригенных геосинклиналей верхоянид, обладающие в целом крупными размерами (длина до 150—200 км). Обычно широкие антиклинали с пологими сводами и крутыми крыльями сопрягаются с узкими синклиналями. Зеркало складчатости пологое, приближающееся к горизонтальному. Здесь наблюдаются специфические складчатые формы, названные планориями. В Верхояно-Колымской системе известно несколько таких структур (Сакырский, Эльпинский, Сарычевский, Буяндинский и другие планории). Так, например, Эльпинский планорий имеет размеры 225×120 км. На большей части планория слагающие его верхнетриасовые толщи лежат горизонтально или падают под углами, не превышающими 10—15°. Между широкими площадями спокойного залегания пластов располагаются узкие зоны обычно синклинального строения, в которых осадки интенсивно смяты.

3. *Флишевый тип* геосинклиналей был впервые выделен М. В. Муратовым на материале Альпийского подвижного пояса. Здесь флишевый тип геосинклинальных прогибов развивался в мезозое и позднее. Частью эти прогибы унаследовали положение ранних геосинклинальных прогибов (Ж. Обуэн, 1965 г.), частью же оказались смещенными по отношению к ним. В процессе геосинклинального развития и складчатости эти прогибы превратились в синклинории или в некоторых случаях, будучи в неогене захваченными общими крупными поднятиями, оказались расположенными на крыльях крупных мегантиклинориев

(Большой Кавказ, Альпы и др.). Совместно с флишевыми толщами в этих прогибах иногда встречаются покровы эффузивов.

Л. Б. Рухин (1962 г.) считает, что области флишенакопления связаны с узкими и длинными бассейнами (шириной 50—150 м), располагавшимися между двумя поднятиями (кордильерами), или между кордильерой и подводным валом, или во внешнем прогибе по краю жестких глыб (рис. 4). К разновидности рассматриваемого типа геосинклиналей следует отнести и «вулканогенно-флишевые» (Кабульский прогиб в Афганистане и прогиб болгарского Среднегорья).

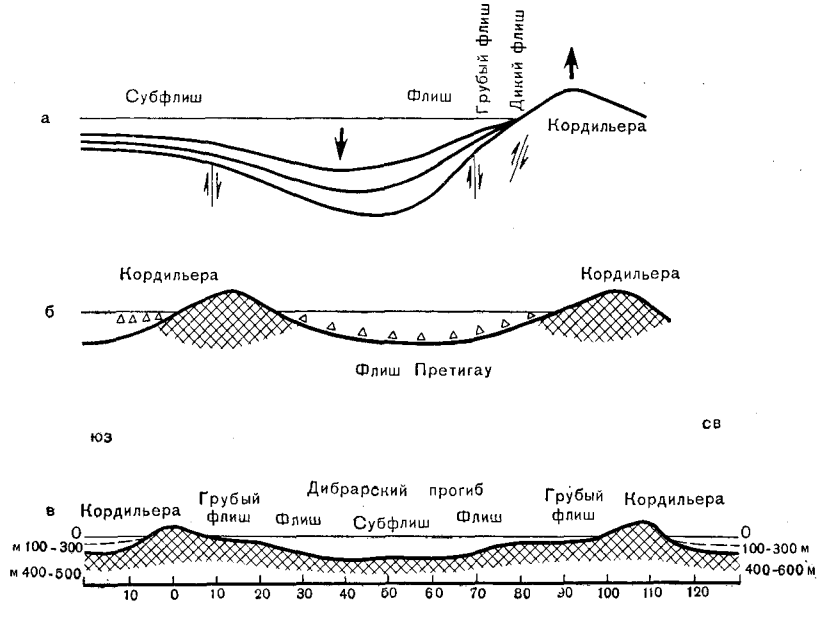


Рис. 4. Разрезы через флишевые геосинклинали. По Л. Б. Рухину (1962)

Геосинклинальные прогибы: *а* — внешний, *б* — внутренний (расстояние между кордильерами 75—100 км); *в* — поперечный профиль через Дибрарский прогиб на Юго-Восточном Кавказе (валанжин)

Не исключено, что в группе эншматических геосинклиналей следует выделять самостоятельный четвертый вулканогенно-терригенный (карбонатный) тип геосинклиналей, развивающийся на сиалическом фундаменте. Ярким примером такой геосинклинали является юрская Западно-Андийская (Чилийско-Аргентинская), образования которой перекрывают континентальные герцинские молассы или более древние кристаллические выступы. По М. Г. Ломизе (1975 г.), в нижней и верхней частях геосинклинального прогиба наблюдаются флишоидные отложения с мощными горизонтами андезито-базальтового состава, а в средней части преобладают андезито-базальтовые и андезитовые порфириты, а также вулканические брекчии и туфы того же состава. Общая мощность геосинклинальных отложений превышает 7000 м. Складчатая струкура рассматриваемой геосинклинали сравнительно простая — слои полого изогнуты, господствуют моноклинальные залегания, осложненные разрывами. Эти и другие особенности развития Западных Анд в мезозое и кайнозое привели Ж. Обуэна и А. Борелло к выводу о необходимости выделения «лиминарных» подвижных систем (лиминаров), отличающихся от обычных геосинклиналей отсутствием офиолитов и мощным проявлением андезитового вулканизма.

В этом типе геосинклиналей развиты в той или иной степени ритмично наслоенные толщи, где наряду с вулканитами среднего состава (порфириты, андезиты) и умеренно кислого состава (дациты) широко распространены различные туфопесчаники и туфосланцы и (или) пелитоморфные известняки. Иногда в такого типа геосинклинальных прогибах наблюдаются слои с растительными остатками и углистыми образованиями (Аджаро-Триалетская складчатая система). Подобные геосинклинальные прогибы известны в Монголии. Так, например, в Солонкерской геосинклинальной зоне (Ю. А. Борзаковский и др., 1967 г.) наблюдается обилие вулканических пород по всему разрезу — от среднего карбона до верхней перми. В осевой части геосинклинального прогиба верхняя пермь представлена андезитами и андезито-дацитами с линзами известняков.

Закономерности развития двух контрастных типов геосинклинальных структур имеют первостепенное значение для развития теории прогноза полезных ископаемых эндогенного и экзогенного происхождения. При этом несомненно намечаются корреляционные связи между глубинными особенностями тектоносферы, характером основания, на котором развиваются эншматические и эншалические геосинклинали, литологическим и петролого-геохимическим их профилем, типом и морфологей складчатых и разрывных тектонических структур и минерализацией.

Представления о стадиях тектонического цикла (тектонической эпохи, по А. А. Богданову) развивались одновременно с учением о геосинклиналях и имеют важное теоретическое и практическое значение. Исходя из признания, что в геосинклинальных системах наблюдается последовательность геологических событий, связанных с глубинными процессами, установлено, что тектонический цикл (эпоха) делится на два крупных периода: 1) существенного прогибания (собственно геосинклинальная или главная геосинклинальная стадия) и 2) преобладающего поднятия (стадия общего обращения, общей инверсии или орогенная). При этом такие реперные формации, как флишевая, завершают первый период, а молассовая (нижняя моласса) начинает второй. Дальнейшее подразделение крупных стадий на подстадии, учитывающее складкообразование, магматические формации и металлогению, не имеет общепринятой классификации.

Эволюцию подвижных областей и систем можно представить в следующем виде: в собственно геосинклинальной стадии различаются раннегеосинклинальная подстадия (начального погружения) и позднегеосинклинальная подстадия (предорогенная). Первая характеризуется расширением областей прогибания и в энсиматических геосинклиналях основным подводным вулканизмом; вторая — усилением дифференциации прогибов с формированием внутренних поднятий с существенно андезитовым вулканизмом, а также обращением (инверсией) частных прогибов, сопровождающимся складкообразованием.

Ряд геологов выделяет самостоятельную инверсионную (раннеорогенную) стадию, во время которой происходит общая инверсия и внедрение главной массы гранитоидов. В постинверсионную (позднеорогенную, собственноорогенную, неустойчивой консолидации, постгеосинклинальную) стадию происходят горообразование (формирование горного рельефа и его пенепленизации), образование сводовых, глыбовых и сводово-глыбовых структур с впадинами молассового типа и континентальным (субсеквентным) магматизмом.

Стадийное развитие в течение тектонического цикла (эпохи) показано на табл. 2.

В пределах континентов и их окраин наиболее крупными планетарными подразделениями являются подвижные пояса, происхождение которых связано с процессами в мантии Земли. Их также называют геосинклинальными складчатыми и тектоническими поясами. Эти весьма крупные структурные элементы тектоносферы протягиваются внутри материка (например, Средиземноморский и Центрально-Азиатский пояса) или обрамляют океаны (например, Тихоокеанский подвижный пояс). Подвижные пояса представляют собой сложные и часто длительно полициклически развивающиеся грандиозные зоны повышенной тектонической активности (Пущаровский, 1972), связанные с продольными системами глубинных разломов. Существенное значение имеют и поперечные глубинные разломы, делящие подвижные пояса на звенья.

М. В. Муратов и В. Е. Хаин (1968 г.) предложили выделять подвижные пояса: 1) геосинклинальные, превращающиеся позднее, иногда после весьма длительной эволюции, в складчатые горные пояса; 2) орогенные, нередко разрастающиеся в поднятия, имеющие ширину, большую, чем породившие их геосинклинальные пояса; 3) складчатые — с наиболее интенсивными складчатыми формами в пределах геосинклиналей.

В данном разделе автор останавливается на описании подвижных геосинклинальных складчатых поясов первого типа. По комплексу наиболее четко выраженных геологических процессов (завершению складчатости, магматизму и минерагении) пояса этого типа можно разделить на существенно палеозойские (например, Центрально-Азиатский, Урало-Монгольский), палеозой-

Таблица 2

Стадии развития геосинклинальных складчатых систем

Г. Штилле (1940 г.)	В. В. Белоусов (1948—1962 гг.) Стадии, подстадии	Ю. А. Билибин (1955 г.), В. Г. Трушевой и др. (1957 г.) Этапы	М. В. Муратов (1963 г.) Комплексы	В. Е. Хаин (1964 г.) Стадии	В. Е. Хаин (1971 г.) Стадии	Ж. Обуэн (1965 г.) Стадии	Л. И. Красный (1961 г.), А. И. Семенов, К. И. Дворцова, 1968 г. (с изменениями) Стадии
Вполне кратонное состояние		Молодая платформа	Молодой платформы	Складчатая зона	Молодой платформы		Квазиплатформенное развитие
Квазикратонное состояние	Горообразования	Конечный	Молассовый	Собственно орогенная	Постороген-ная	Постгеосинклинальный период	Активизация области завершенной складчатости (интенсивные сводовые и глыбовые движения, горообразование)
Орогенез	Общего обращения (общей инверсии)	Поздний			Позднеороген-ная	Позднегеосинклинальный период	Становление области завершенной складчатости (консолидация складчатых структур; умеренные блоковые движения)
Геосинклинальная стадия	Прогибания	Средний	Главный геосинклинальный	Геосинклинальный цикл	Ранне-орогенная	Орогенная (заключительная)	Формирование складчатой системы (преобладание восходящих движений; главные фазы складчатости)
	Заложения геосинклинали	Ранний			Предороген-ная	Становления	Геосинклинальная (дифференцированные тектонические движения с преобладанием прогибания)
		Начальный	Древнего складчатого основания		Начального погружения	Обособления	

ско-мезозойские (Периарктический), мезозойские и кайнозойские (соответственно внешняя, материковая зона, и внутренняя, океаническая зона западной части Тихоокеанского подвижного пояса). В пределах подвижных поясов возможно (Ю. М. Шейнманн, 1959 г.; В. Е. Хаин, 1969 г.) сосуществование на различных их отрезках как геосинклиналей только начинающих свое развитие, так и заканчивающих его. Одновременно встречаются и участки с преобладанием геоантиклинального режима. Отдельные, достаточно крупные части подвижных поясов от цикла к циклу развиваются как унаследованно, так и с существенным изменением структуры. Развитие подвижных поясов — процесс длительный. Так, восточная часть Тихоокеанского подвижного пояса — североамериканские Кордильеры, возникнув в протерозое (около 1350 млн. лет назад), вступила в эпоху интенсивного складко- и горообразования лишь в конце юры. Средиземноморский пояс, заложенный примерно 1000 млн. лет назад, продолжает в отдельных звеньях геосинклинальное развитие (М. В. Муратов, В. Е. Хаин, 1968 г.). Правомерно и выделение Периарктического подвижного пояса (арктиды, по Б. Х. Егиазарову, 1970 г.) в целом широтного простирания, эншалического профиля, сформировавшегося, вероятно, в раннем палеозое и завершившего свое развитие в мезозое (Таймырская система — в триасе, Чукотская — в раннем мелу).

Подвижные (геосинклинальные) складчатые пояса делятся на крупные самостоятельные части, которые получили название геосинклинальных областей (А. А. Богданов и др., 1963 г.; В. Е. Хаин, 1964 г.; М. В. Муратов, 1967 г.). Ими охватываются обширные участки земной коры между двумя древними платформами(на материке) или между древней платформой и талассократоном. В последующем развитии геосинклинальные области преобразуются в складчатые области, составляя в целом единую региональную тектоническую структуру — геосинклинальную складчатую область.

Геосинклинальные складчатые области (или короче для регионов завершенной складчатости — складчатые области) состоят в поперечном разрезе из двух или более зон. Если эти зоны составляют самостоятельные ветви складчатой области и обладают определенными исторически и пространственно изменяющимися тектоническими стадиями (см. выше), то они называются складчатыми системами. Современные представления о геосинклинальных системах разработаны советскими тектонистами (Н. С. Шатский, М. В. Муратов, В. Е. Хаин, Ю. А. Косыгин и др.). Примерами геосинклинальных складчатых систем могут служить: Большой Кавказ, Сихотэ-Алинь, Хоккайдо, Сахалин, Аппалачи, Новая Англия (Восточная Австралия). Эти системы состоят из ряда геосинклинальных прогибов, разделенных геоантиклинальными поднятиями и редко (см. ниже) срединными массивами. Для каждой системы характерна сходная

история слагающих ее структурных элементов. В ходе эволюции они превращаются в складчатые (часто складчато-глыбовые) сооружения, состоящие из антиклинориев, чередующихся с синклинориями, и включающие фрагменты более древних ядер, глыб или клиньев. К концу развития складчатых систем они образуют горные поднятия, сочетающиеся с межгорными впадинами.

СТАБИЛЬНЫЕ СТРУКТУРЫ — ДРЕВНИЕ И МОЛОДЫЕ ПЛАТФОРМЫ, ШЕЛЬФЫ И МАССИВЫ

Устойчивые элементы земной коры могут рассматриваться как закономерно связанный ряд структур, возникших в определенной тектонической обстановке (табл. 3). Это существенно глыбовые образования с угловатыми очертаниями, ограниченные разломами. Их стабильность относительна. Она устанавливается по сравнениею с подвижными поясами, областями и системами геосинклинального и негеосинклинального развития. Однако, рассматривая историю геологического развития любой платформы или массива, легко обнаружить их своеобразную тектоническую жизнь — поднятия и закономерно с ними связанные опускания, взламывания и блоковые движения, нередко специфическая складчатость и магматизм. Однако следует отметить и постоянство сохранения длительной тенденции к воздыманию или погружению рассматриваемых структур. С этих позиций их стабильность несомненна.

Первые сведения о платформах, как о самостоятельных структурах, принадлежат А. П. Карпинскому. В 1919 г. в статье «К тектонике Европейской России» им вводится термин «платформа» (от франц. «plate-forme»), который был применен Э. Маржери при переводе немецкого слова «Tafel» или «Tafelland». А. Д. Архангельский, позднее А. Н. Мазарович и Н. С. Шатский и в последние годы А. Л. Яншин, А. А. Богданов, М. В. Муратов, М. М. Толстихина, А. С. Новикова, В. С. Журавлев, В. Д. Наливкин, Т. Н. Спижарский, А. Я. Дубинский, Ю. Г. Старицкий, Р. Г. Гарецкий и другие советские тектонисты успешно развивали учение о платформах. Глубинное строение платформ исследовали В. В. Федынский, А. А. Михайлов, Е. Н. Люстих, Э. Э. Фотиади, Т. Н. Симоненко, А. А. Борисов, Л. В. Булина и другие геофизики.

В пределах СССР находится значительная часть древней Восточно-Европейской платформы, целиком Сибирская платформа и молодые платформы Западно-Сибирская и Туранская; на востоке страны известны крупные массивы — Сангилен (Монголо-Тувинский), Охотский, Омолонский и Буреинский. Погруженные под уровень океана окраинно-материковые плиты — шельфы также широко развиты в прибрежных водах Советского Союза.

Таблица 3

Сравнительная характеристика стабильных структур

Основные особенности		Древние платформы	Молодые платформы (существенно плиты)	Шельфы (окраинно-материковые плиты)	Массивы
Форма, рельеф		Резко полигональная, близкая к изометричной; равнины, низкие нагорья	Внешние и внутренние углы нередко «размыты»; изометричные и вытянутые	Изометричные или слегка вытянутые, угловатые; выровненные	Изометричные — треугольные и полигональные; плато, нагорья
Площадь ($км^2$)		От 3—5 до $10—15 \cdot 10^6$	От $2 \cdot 10^5$ до $3 \cdot 10^6$	От $4 \cdot 10^5$ до $6 \cdot 10^5$	От $1{,}5 \cdot 10^5$ до $3{,}5 \cdot 10^5$
Фундамент	Границы, смежные структуры	Разломы большой глубины заложения; иногда перикратонные и краевые прогибы	Разломы и флексурные перегибы; нередко границы эрозионно-тектонические	Часто продолжают прибрежные равнины, иногда отделены от материка разломами; со стороны океана — флексуры и разломы материкового склона	Разломы, окраинные прогибы, сбросы
	Унаследованность от „дочехольных" структур	Не наблюдается; имеет место резкое региональное несогласие между чехлом и фундаментом	Четко проявлена в отношении структур всех порядков. Наложенные структуры редки	Неясная; вероятно, имеется	Наблюдаются как унаследованные, так и наложенные структуры
Чехол	Возраст	От позднего докембрия до кайнозоя	Существенно мезозой и кайнозой, иногда пермь и средний палеозой	Существенно мезозой и кайнозой	Палеозой — кайнозой, редко рифей
	Главные литологические комплексы	Преобладают известняковые и известняково-доломитовые; характерны: пестроцветные и красноцветные кварцевые песчаники, терригенные и угленосные	Преобладают терригенные и терригенно-карбонатные; характерны: карбонатные (известняково-доломитовые, мелоподобных мергелей), терригенно-глауконитовые, галогенные, угленосные и др.	В нижней части песчано-алевролитовые, карбонатные; кремнистые, уплотненные и слабоуплотненные; в верхней — рыхлые глинистые и известковые пески и илы	Карбонатные (преимущественно в нижнем палеозое), терригенно-карбонатные, терригенные, вулканогенно-осадочные и вулканогенные (существенно субсекватные вулканиты)
	Мощность (м)	1500—4000; во впадинах и прогибах значительно больше (до 20 000)	2000—4500, иногда до 16 000	800—3500, в прогибах до 6000, иногда более	Меняется в широком диапазоне — от 0 до 8000
	Магматизм	Преобладают траппы. Ультраосновные — щелочные интрузии, габбродиабазы, диабазы, кимберлиты	Существенно эффузивный, пестрый по составу: базальты, порфириты, диабазы, кварцевые порфиры; лакколиты гранит-порфиров, граносиенит-порфиров	Неясен	Для ряда массивов пестрого состава: андезиты, андезито-базальты, кварцевые порфиры; средние и кислые интрузии 2—3-х и больше генераций
	Складчатые структуры	Пологие складки с углами наклона крыльев, измеряемыми минутами и градусами; иногда асимметричные с крутым флексурным крылом; куполовидные вздутия и валы	Своды, синеклизы, валообразные поднятия; системы мегантиклиналей и мегасинклиналей обычно унаследованных простираний	Вероятны моноклинали и брахискладки	Простые и умеренно сложные брахиформные складки, нередко близкие к линейным

Продолжение табл. 3

Основные особенности	Древние платформы	Молодые платформы (существенно плиты)	Шельфы (окраинно-материковые плиты)	Массивы
Структурные комплексы	1. Кристаллический складчатый фундамент 2. Эоплатформенный комплекс 3. Платформенный чехол	1. Складчатый фундамент, часто кристаллический 2. Сложный орогенный комплекс 3. Платформенный чехол	1. Складчатый и кристаллический фундамент 2. Слабодислоцированный комплекс 3. Рыхлый комплекс (современные осадки)	1. Сложноскладчатый фундамент, часто кристаллический 2. Умеренно складчатый чехол, нередко 2—3-ярусный 3. Весьма пологодислоцированный или горизонтально лежащий чехол
Мощность земной коры и ее слоев	40—65 км [осадочного 0—3 (редко 20 км); гранитного 0—25 км; базальтового 8—45 км]	30—50 км [осадочного 0—5 км (редко до 16 км), гранитного 10—22 км, базальтового 10—35 км]	15—30 км [осадочного 0—6 км, гранитного (или 2-го слоя) до 10—15 км; базальтового 8—15 км]	20—65 км (осадочного 0—12 км, гранитного 10—30 км, базальтового 8—35 км)
Геофизические данные	Небольшие по амплитуде и градиенту гравитационные аномалии; магнитные аномалии различного типа связаны со структурой фундамента	Существует согласованность взаимного расположения гравитационных и магнитных аномалий. Хорошо прослеживаются как линейные, так и мозаичные аномалии	Умеренные по амплитуде и градиенту гравитационные аномалии; магнитные аномалии различного типа связаны с фундаментом	В целом повышенное гравитационное и магнитное поля; аномалии чаще мозаичные, чем линейные
Сейсмичность	Слабая; известны эпицентральные зоны, приуроченные к разломам	Слабая, изредка значительная	Слабая, приурочена к некоторым океанским окраинам	Слабая, в основном по окраинам
Эндогенные и экзогенные месторождения (образованные после формирования фундамента)	Нефть и газ; артезианские бассейны; Mn, Fe, Al, Cu; уголь, фосфориты, графит, соли, различные россыпи; Ni, Cu, Co, Pt, Au, Ti, Pb, Zn; алмазы, исландский шпат	Нефть и газ; артезианские бассейны (пресные, минеральные, горячие и другие воды); соли, уголь, оолитовые железные руды, различные россыпи	Нефть и газ; фосфориты; Mn, S, уголь; различные россыпи	Железо, фосфор, соли, уголь, нефть и газ; россыпи Au, Ag, U, Pb—Zn, Sn, W, Ba, Hg, Sb
Главные структурные подразделения	Щиты, плиты, кряжи, антеклизы, синеклизы, гряды, своды, впадины, мегавалы, валы, купола, мульды, структурные носы, моноклинали, уступы, соляные структуры	Плиты, парасписы, параплакосы, мегантиклинали и мегасинклинали, своды, зоны ступеней, моноклинали, соляные структуры	Краевые плато, подводные валы; вероятно: своды, синеклизы, брахискладки, моноклинали, соляные структуры	В фундаменте: обычные для складчатых систем (антиклинории, синклинории и пр.). В чехле: брахиантиклинали и брахисинклинали

Древние платформы занимают громадные площади на всех материках. Они в основном определили в предбайкальскую (предассинтскую) эпоху размещение фанерозойских подвижных поясов, областей и систем. Эпейрогенические движения, которым подвержены платформы,— это малоамплитудные, медленные воздымания и опускания блоков по сбросам. В результате длительных нисходящих движений сформировались горизонтально-лежащий (или пологоскладчатый осадочный) и осадочно-вулканогенный чехол [обычно небольшой или умеренной (3—4 км) мощности], занимающий большую площадь. Обычно принято области выхода фундамента на поверхность называть щитами, а площади, покрытые чехлом,— плитами (например, Восточно-Европейская платформа состоит из Балтийского и Украинского щитов и Русской плиты). Щит может погружаться под платформенный чехол смежной плиты постепенно или отделяться от нее разломами или флексурами. Образование многочисленных платформенных структур различных размеров связано с подвижками блоков фундамента. Продукты магматизма представлены главным образом траппами — производными щелочно-базальтовой магмы. Особенностью трапповой формации являются колоссальные объемы излияний однородных трапповых магм. По подсчетам Л. В. Масайтиса (1969 г.), общий объем излившегося базальтового материала в пределах Тунгусской синеклизы на Сибирской платформе составляет 911 тыс. км³ (38% — базальты, 44% — долериты, 18% — туфы).

Известно деление древних платформ (эпикратонных платформ, по Д. С. Харкевичу и В. П. Москалевой) на две группы: Лавразийскую (Лавразиатскую) — северную и Гондванскую — южную.

Унаследованность развития структурных форм фундамента и чехла для платформ нехарактерна, что хорошо увязывается с исследованием магнитного и гравитационного полей. Магнитное поле нередко отличается контрастностью, связанной с влиянием пород кристаллического фундамента. На его морфологии сказывается и глубина залегания фундамента под осадочным чехлом. Если последний содержит магматические образования (например, траппы), он также становится источником магнитных возмущений, осложняющих суммарное поле (А. А. Борисов, 1967 г.). Мозаичность гравитационного поля платформ свидетельствует о блоковом строении фундамента. Аномалии обладают неправильной изометричной кольцевой или полосчатой формой без ясных преобладающих простираний (Г. И. Мартынова, 1968 г.).

Земная кора древних платформ часто отличается ровным, близким к горизонтальному, положением поверхности раздела Мохоровичича. Для значительных пространств Восточно-Европейской платформы мощность «гранитного слоя» оценивается в 10—15 км и «базальтового» 20—25 км. Мощность осадочного

слоя колеблется в широких пределах — от 0 до 16—20 км. На Сибирской платформе, по данным Э. Э. Фотиади и др. (1965), мощность «гранитного» слоя не превышает 15 км, а «базальтового» составляет 15—20 км.

Молодые платформы представляют собой крупные плитообразные структуры земной коры, в пределах которых геосинклинальное развитие завершилось в позднем докембрии или фанерозое. Они ограничены глубинными зонами большой про-

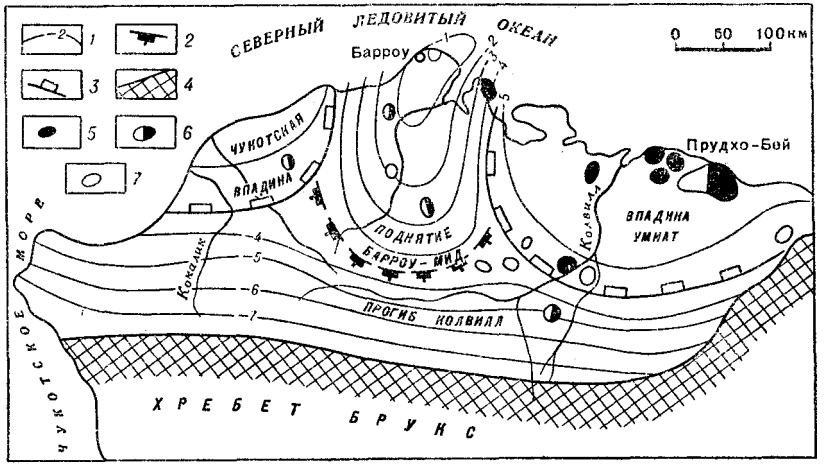


Рис. 5. Схематическая карта нефтяных и газовых месторождений Северо-Аляскинской молодой платформы. По В. Ф. Раабен, Л. В. Галимовой (1975)

1 — изогипсы поверхности фундамента; *2—3* — границы структурных элементов (*2* — положительных, *3* — отрицательных); *4* — Брукосовская складчатая система; *5—7* — месторождения (*5* — нефтяные, *6* — газонефтяные, *7* — газовые)

тяженности и образуют значительный по размерам блок, состоящий из складчатого фундамента, развитого локально, тафрогенного комплекса и чехла.

В связи с открытием в пределах молодых платформ крупнейших нефтегазоносных провинций (Н. А. Еременко, М. Ф. Мирчинк и др., 1970 г.; А. А. Бакиров и др., 1975 г.; Н. А. Крылов, Р. А. Гарецкий, В. Д. Наливкин, Н. И. Нестеров, 1975 г.) они планомерно и детально изучаются (рис. 5). Известны на молодых платформах обширные артезианские бассейны с пресными и минеральными (иногда термальными) водами. Определенное значение имеют бурые угли, оолитовые железные руды, бокситы, каменные и калийные соли.

В Евразии выделяется несколько молодых платформ. Из них наиболее обширная Центрально-Евразийская. В ее пределах обычно различаются Западно-Сибирская, Туранская и Скифская плиты. Однако исходя из вышеприведенного определения каж-

дая из них может быть отнесена к самостоятельной молодой платформе.

Намечается несколько типов молодых платформ (табл. 4). Молодые платформы (Р. Г. Гарецкий, 1972 г.; В. Н. Соболев-

Таблица 4

Типы молодых платформ

Соотношение структур фундамента и чехла	Связь со смежными альпийскими складчатыми сооружениями
Р. А. Гарецкий (1972 г.)	В. Н. Соболевская (1973 г.)
Унаследованный стиль строения (большинство молодых платформ). Наложенный характер строения (например, впадины Восточно-Европейской платформы — Субгерцинские, Тюрингская и др.)	«Огражденные» — непосредственно не примыкающие к альпийским складчатым системам и «защищенные» от их влияния консолидированными складчатыми сооружениями (например, Западно-Сибирская плита). «Неогражденные» — непосредственно примыкающие к альпийским складчатым системам (например, Туранская и Скифская плиты)

ская, 1973 г.) по размерам иногда не отличаются от древних платформ (например, Западно-Сибирская), однако в целом имеют меньшие размеры и нередко большую вытянутость (например, Скифско-Каракумская, по А. Я. Дубинскому). Строение их фундамента (байкалиды, каледониды, герциниды, мезозоиды) сложно. Бурение и геофизические исследования показали, что в ряде случаев между чехлом и залегающим на большой глубине складчатым фундаментом вклиниваются слабо дислоцированные и слабо метаморфизованные обычно грубообломочные толщи, которые одними исследователями рассматриваются как орогенные образования, завершающие становление древней доплатформенной складчатой области, а другими как начальные образования чехла. Соответственно различное значение придается пестрым по составу эффузивам, залегающим под рыхлым чехлом. Этот особый структурно-формационный комплекс развит главным образом в межразломных погружениях основания. Из многих названий, предложенных для него, наиболее приемлемым представляется «тафрогенный» (от греческого taphros — ров, канава). Предполагается, что в тафрогенном комплексе могут находиться скопления газа и реже нефти. Так, в базальной красноцветной формации чехла на севере Северо-Германской синеклизы известны крупные залежи газа, образовавшиеся за счет миграции его из подстилающих отложений каменноугольной угленосной формации (Н. А. Крылов и др., 1975 г.).

Мощность осадочного чехла составляет 5—12 км, в среднем она значительно превышает мощность чехла древних платформ. В структурах чехла нередко (В. Д. Наливкин, 1965 г.; Р. Г. Гарецкий, 1968 г.) обнаруживается унаследованность от структур фундамента. Она проявляется в соответствии простираний, в совпадении линейных структур чехла с зонами линейной складчатости фундамента, близком совмещении изометричных структур чехла с массивами древней консолидации и пр. Новообразованные структуры чехла, резко несовпадающие по простиранию с структурами фундамента, встречаются реже. Примеры унаследованных структур известны в Северном Приаралье, в Парижском бассейне и др. Наложенные структуры чаще возникают в зоне стыка структур разных направлений.

Эффузивный магматизм кислого, среднего и основного состава развит незначительно. Он несомненно разнообразнее, чем на древних платформах. В чехле молодых платформ никогда не наблюдается четко выраженной трапповой формации. Неизвестны в пределах молодых платформ и конфокальные (центрального типа) интрузии ультраосновных — щелочных пород и, в частности, принадлежащие этой формации алмазоносные кимберлитовые трубки.

В отличие от древних платформ, в молодых магнитные и гравитационные аномалии отличаются относительной сглаженностью контуров изолиний и наличием линейных и сложных мозаичных аномальных зон. Магнитные аномалии над плитами в основном не превышают 500 гамм (редко до 1000 гамм), что зависит от погружения складчатых сооружений под чехол осадочных отложений. Гравитационное поле также линейно-мозаичного типа имеет обычно отрицательный фон со слабыми аномалиями обоих знаков.

Земная кора молодых платформ отличается изменчивыми мощностями (30—35 км). Поверхность Мохо имеет нередко сложный рельеф. Мощности «базальтового» и «гранитного» слоев непостоянны. Для Западно-Сибирской плиты мощность первого колеблется от 15 до 18 км, а «гранитного» от 12—13 до 20—25 км (на юге). В Туранской плите мощности слоев распределяются так: осадочный слой (в депрессиях) — 10—12 км, «гранитный» — от первых километров до 18—20 км и «базальтовый» — от 10—15 до 20—25 км. Имеется несколько предложений по классификации структурных форм молодых платформ. Одна из наиболее полно разработанных принадлежит Р. А. Гарецкому (см. приложение 2).

Шельфы (от англ. shelf — полка, мель) занимают площадь от 28 до 35 млн. км² (по разным подсчетам) по окраине Мирового океана. Более 60 лет назад Э. Зюсс назвал шельфом прилегающее к континенту мелководье. Отсюда шельфом геоморфологи называют слабо наклоненную к морю подводную равнину как выработанную длительной абразией и аккумуляцией, так

и просто затопленные окраины континентов с останцами рельефа, созданного в условиях суши. Шельфы простираются до материкового склона. В прибрежно-шельфовой зоне происходят важные динамические преобразования осадков, иногда однородных на больших расстояниях, а чаще имеющих большую фациальную пестроту. Это обусловливает и накопление в определенных условиях обогащенных полезными компонентами (алмазы, золото, касситерит, циркон, рутил, магнетит, ильменит, монацит и др.) осадков. Определенный интерес представляют отложения фосфоритов (внебереговые зоны Калифорнии, Перу, Чили и дру-

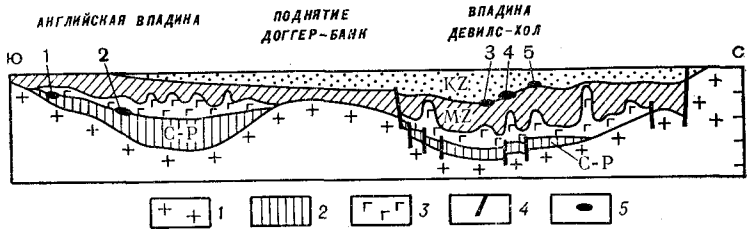


Рис. 6. Разрез Североморской шельфовой плиты. По Д. В. Несмеянову, А. Г. Гайнанову, Б. А. Соколову (1973)

1 — фундамент; *2* — подсолевой палеозой (карбон и пермь); *3* — соленосный комплекс (пермь); *4* — разломы; *5* — месторождения: нефтяные, газоконденсатные и газовые (1 — Леманбэнк, 2 — Инденфатигейбл, 3 — Эльдфиск, 4 — Экофиск, 5 — Торфельд)

гие районы). Большое количество серы добывается в районах шельфа с вершин соляных куполов Мексиканского залива.

Мощнейшим стимулятором изучения шельфов явилась их нефтегазоносность (М. К. Калинко, 1969 г.; Л. Э. Левин, В. Е. Хаин, 1971 г.; Б. А. Соколов, А. Г. Гайнанов, Д. В. Несмеянов, А. М. Серегин, 1973 г. и др.). Различные геофизические методы и морское бурение значительно уточнили представление о континентальных окраинах как областях устойчивого и длительного осадконакопления благоприятных для образования месторождений нефти и газа (рис. 6). Успехи исследования шельфов, с этих позиций, показали их близость к молодым платформам. Как будет показано ниже, отличия заключаются в некотором общем утонении земной коры и, по-видимому, более простых и спокойных дислокациях структур чехла.

С. Н. Бубновым (1931 г.) были выделены стабильные шельфы (Русская равнина) и лабильные шельфы (Парижский бассейн), а В. Крумбейном и Л. Слоссом (1951 г.) — кратонические шельфы. В американской геологической литературе к платформам относились поднятия с маломощными осадками и широкими антиклинальными структурами, а к шельфам промежуточные зоны прогибания, стоящие между платформами и бассейнами. В наши дни термин «континентальный шельф» приобрел структурное значение. Практически широкие круги геологов (особенно

нефтяники и геофизики) называют шельфом разновидности плит. Они составляют цоколь континента, обычно перекрытый чехлом в периферической зоне океана. Однако некоторые геологи и океанологи выступают против этого представления *. Имеется ряд разработок по систематике шельфов (Д. Г. Панов, 1963 г.; О. К. Леонтьев, 1968 г.; З. И. Гурьева, К. М. Петров, В. В. Шарков, 1974 г.; В. Б. Ляцкий, 1974 г.; В. Д. Дибнер, 1974 г.; Г. С. Ганешин, В. В. Соловьев, Ю. Ф. Чемеков, 1975 г.). Остановимся на двух последних. Следуя от континента к акватории В. Д. Дибнер выделяет шельфы: мидконтинентальный→эпиконтинентальный. Мидконтинентальный шельф является подводным продолжением прибрежной равнины, а эпиконтинентальный представляет собой расчлененное желобами или валами и прогибами плато, соответствующее плите древней или молодой платформы. В морфоструктурной классификации В. Д. Дибнер предлагает следующее деление шельфа:

- Шельф
  - Шельфовые желоба
    - прибрежно-краевые,
    - внутришельфовые,
    - субокеанические.
  - Шельфовые равнины
    - цокольные плато

Более детальная классификация шельфов в зависимости от структур основания предложена группой геоморфологов ВСЕГЕИ (Г. С. Ганешин, В. В. Соловьев, Ю. Ф. Чемеков):

- Шельф
  - Ортошельф
    - на плитах разного возраста
      - на антеклизах
      - на синеклизах
      - и т. д.
    - на кристаллических щитах
    - на срединных массивах
  - Парашельф
    - в пределах складчатых областей разного возраста
      - на антиклинориях
      - на синклинориях
      - и т. д.
  - Гемишельф
    - в пределах молодых геосинклиналей, островных дуг, океанских островов и т. д.
      - на антиклинориях
      - синклинориях
      - и т. д.

Внутри шельфов наблюдаются региональные или локальные поднятия, образующие денудационный рельеф островов или полуостровов и подводных возвышенностей. Депрессии шельфа представлены различными изометрическими или умеренно вытянутыми прогибами и впадинами, обычно в зарубежной литературе называемыми бассейнами. Со стороны континента шельфы нередко тесно связаны с прибрежными равнинами (например, многие участки Северного Ледовитого океана). Со стороны океана они ограничены континентальным склоном.

* Е. В. Милановский при редактировании книги С. Н. Бубнова «Основные проблемы геологии» (1931 г.) термин «шельф» заменил термином «плита». Однако, по мнению автора, плиты лучше выделять только на материках, а в морях и океанах — шельфы или быть может правильнее шельфовые плиты.

На основании широких геофизических исследований, проведенных за последние годы в Северном и Ирландском морях, на востоке Тихого океана, в Мексиканском заливе и других районах (В. В. Белоусов, 1968 г.) представление о шельфах значительно уточнено. Так, например, комплексное геофизическое изучение Ирландского моря (Bott, 1968) показало, что низкие аномалии силы тяжести (рис. 7) объясняются наличием крупных осадочных бассейнов, включающих мощные толщи пермо-триасовых и других пород. Формирование этих бассейнов, по мнению М. Ботта, связано с утонением земной коры, некоторым горизонтальным растяжением — оттоком вещества верхней мантии, вызванным изостатическим поднятием древних горных цепей. По краям бассейнов могут развиваться нормальные сбросы, что не противоречит излагаемой им концепции. Ирландское море невозможно, конечно, отнести к переходной зоне между континентом и океаном, однако обращает на себя внимание, что по данным сейсмических исследований мощность коры под северо-восточной частью этого моря составляет 23—24 км, тогда как под Южной Шотландией она имеет 27—28 км. Сейчас известны направленные в сторону океана и погруженные на глубину 700—1000 м и более пологие возвышенности, называемые аваншельфами или краевыми плато (В. В. Белоусов, 1968 г.), а иногда и кэпами (например, Флемиш-кэп). Термин «краевое плато» наиболее соответствует тектонической природе этих структур. Примерами ярко выраженного краевого плато являются Ново-Зеландское плато (Кэмпбелл) и плато Блейк (к востоку от п-ова Флорида). Это глыбовые структуры, по форме и размерам напоминающие краевые и внутренние массивы материков (см. ниже). В отличие от последних это не поднятые, а опущенные блоки с сокращенной (20—25 км) корой, что подчеркивает общую тенденцию формирования окраин континентов. Шельфовые области состоят из более мелких структурных подразделений. Так, например, в шельфовой области Северного Ледовитого океана (И. П. Атласов, Б. Х. Егиазаров, В. Д. Дибнер и др., 1967 г.) различают плиты Баренцево-Карскую и Гиперборейскую.

В краевых частях шельфа нередко по геофизическим данным обнаруживаются прогибы, переходящие в приконтинентальные опускания. Такие прогибы известны на побережье Австралии, Африки и на других континентах. В. Е. Хаин (1971) описывает атлантическую зону периокеанских прогибов (погружений), протягивающуюся вдоль Северной и Центральной Африки, от Рио-де-Оро до Анголы. Опускания (по разломам или флексурам) здесь начались в конце юры или в начале мела и продолжались с перерывами в позднем мезозое и кайнозое. Песчано-глинистые, карбонатные и эвапоритовые отложения в приокеанских прогибах достигают мощности 10—12 км. Иногда в этих прогибах

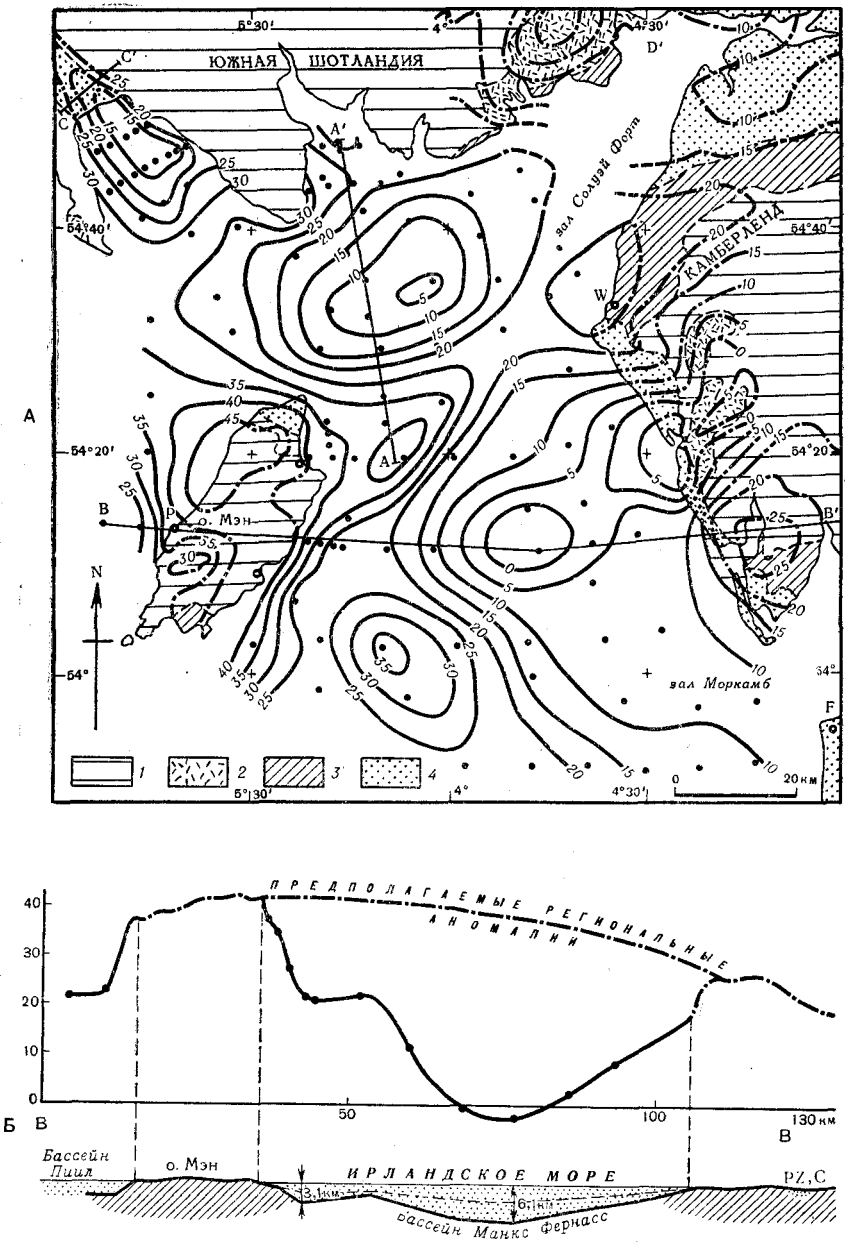


Рис. 7. Характер гравитационного поля (аномалии с редукцией Буге) шельфа Ирландского моря (А — план и Б — профиль по линии ВВ[1]). По М. Х. Ботту (1965)

1 — нижний палеозой; *2* — палеозойские (?) граниты; *3* — карбон; *4* — пермо-триас и лейас. На профиле бассейна Манкс Фернасс допускаемая разность плотностей 200 кГ/м³ (сплошная линия) и 400 кГ/м³ (пунктирная линия)

Таблица 5

Классификация шельфовых областей

(по Г. С. Ганешину, З. И. Гурьевой, В. Д. Дибнеру, В. Б. Ляцкому, К. М. Петрову, В. В. Соловьеву, Ю. Ф. Чемекову, В. В. Шаркову и др.)

Особенности	Шельфовые плиты		Шельфовые зоны (гемишельфы)
	на платформенном основании (ортошельфы)	на складчатом основании (парашельфы)	
Рельеф	Ровный, малые уклоны глубин	Неровный, включает абразионные формы	Неровный, абразионные формы обычны
Ширина	Большая	Умеренная	Незначительная
Структуры фундамента	Антеклизы и синеклизы платформ; массивы	Антиклинории и синклинории складчатых областей; различные орогенные структуры	Обрамление островных дуг, океанских островов, складчатых систем на границе с глубоководными котловинами
Структуры чехла	Шельфовые: прогибы, желоба, валы, ступени, структурные массы и пр.		Впадины — грабены, поднятия — горсты, уступы, вулканы
Разрыв во времени между формированием структур фундамента и структур чехла	Весьма значительный	Значительный	Небольшой
Тектоническая активность	Слабая	Умеренная	Повышенная, характерна сейсмичность
Мощность шельфовых отложений	Небольшая до значительной	Неравномерная, характерны перепады мощностей	Умеренная до большой
Магматизм	Не характерен	Нередко различные туфы	Обычен — лавы, туфы, среднего и основного состава

Продолжение табл. 5

Особенности	Шельфовые плиты		Шельфовые зоны (гемишельфы)
	на платформенном основании (ортошельфы)	на складчатом основании (парашельфы)	
Полезные ископаемые	Нефть — газ (бассейн Карнарвон, Северо-Западная Австралия)	Нефть — газ (бассейн Гипсленд, Юго-Восточная Австралия)	Нефть — газ (Манский бассейн)
	Монацит, рутил (Юго-Восточная Индия)	Касситерит (Малайя)	Титано-магнетит (Курильские острова)
Окраинно-континентальные структуры	Периокеанические прогибы	Депрессии и впадины орогенного типа	Не характерны

присутствуют вулканиты основного и щелочного состава (базальты, трахиты, фонолиты).

На рис. 8 показаны различные типы шельфов по Ф. П. Шепарду. Как было сказано, особое внимание привлекает тип «г» (первый снизу), для которого можно предложить название шельфовая плита. Под ней следует понимать *погруженную окраину континента, состоящую из консолидированного фундамента (обычно складчатого основания) и слабо дислоцированного чехла, сформированного существенно в области небольших или умеренных глубин. Это, как правило, угловатой формы блоки, претерпевшие длительные нисходящие движения.* Мощность коры в пределах шельфовых плит сокращенная по сравнению с корой окраин континентов.

Общая сводка данных по шельфовым областям дана в табл. 5.

Массивами следует называть *крупные (сотни тысяч квадратных километров) участки земной коры глыбового строения с резкими угловатыми ограничениями, находящиеся на границе или внутри геосинклинальных складчатых поясов и областей или выступающих в виде фрагментов фундамента платформ* (В. Е. Хаин, 1964 г.; В. И. Славин, 1958 г.; А. А. Богданов и др., 1963 г.; А. Л. Яншин, 1965 г.; Л. И. Красный, 1966 г.; С. М. Тильман и др., 1969 г.; Б. М. Чиков, 1970 г.; А. Д. Щеглов, 1970 г.). Они сохраняют свою более древнюю структуру и являются чужеродными телами, не вовлеченными в геосинклинальное развитие области, в которой (или на краю которой) они располагаются. Массивы, что очень важно, обычно сопряжены с находящимися по соседству подвижными системами, окраинными прогибами и небольшими плитами (параплакосами, по Р. Г. Гарецкому, 1968 г.). Это подчеркивает как их самостоятельность, так и некоторое сходство с платформами.

Можно наметить четыре группы массивов.

1. *Срединные массивы.* В соответствии с определением А. Л. Яншина (1965, стр. 22) это название сохраняется для «... слабо измененных участков той структуры, на которой развились геосинклинальные прогибы рассматриваемой области». По мнению этого автора, они должны находиться внутри складчатой области одного возраста, т. е. должны быть «... окружены складчатыми системами, возникшими приблизительно в одно и то же время».

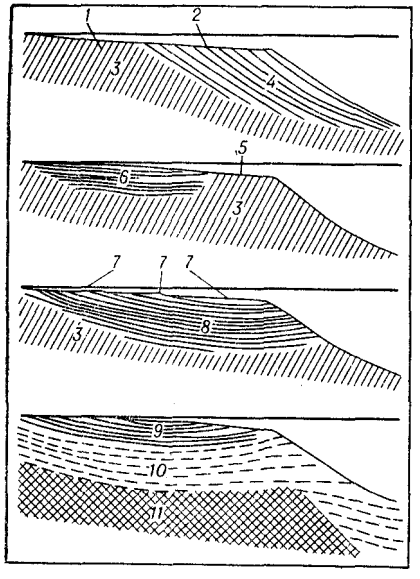


Рис. 8. Типы шельфов. По Ф. П. Шепарду (1974)

1 — абразионная терраса; *2* — волноприбойная (аккумулятивная) терраса; *3* — твердые породы; *4* — осадки; *5* — срезанный волнами остров; *6* — заполненная осадками впадина; *7* — погруженные дельты; *8* — погруженные мелководные отложения; *9* — осадки от современных до среднемеловых; *10* — осадки от среднемеловых до дотриасовых; *11* — кристаллические породы фундамента

2. *Пограничные массивы* (внешние, по С. М. Тильману, 1969 г.) располагаются в зоне сочленения разновозрастных геосинклинальных складчатых систем различного простирания. Они вследствие этого приурочены к зонам соответствующих глубинных разломов и имеют отчетливое блоковое строение.

3. *Краевые массивы* — это периферические участки платформ, втянутые в общее понятие геосинклинальной складчатой области в заключительную стадию цикла (В. Е. Хаин, 1964 г.). Фундамент краевых массивов обычно слагается из толщ, более древних, чем развитые в ядрах антиклинориев. Чехол этих массивов залегает моноклинально или пологоволнисто.

4. *Внутриплатформенные массивы* выделяются как на древних платформах, так и на молодых платформах. Они называются П. Лаффитом жесткими массивами, В. Е. Хаином (1964 г.) — остаточными массивами и Е. В. Павловским (Р. Г. Гарецкий, 1968 г.) — парасписами (аспис — по-гречески — небольшой щит).

Большинство массивов характеризуются раздробленностью, мозаичным тектоническим планом, многофазным интрузивным и эффузивным магматизмом. В пределах материков это всегда сиалические блоки с гранитоидными интрузиями повышенной щелочности и с вулканитами пестрого состава (преимущественно андезиты, кварцевые порфиры). Нередко (например, в пределах Верхояно-Колымской и Чукотской складчатых областей) массивы четко выделяются в магнитном поле группой положительных и отрицательных аномалий изометричной формы. Мощность земной коры здесь достигает 35—40 км. Геосинклинальные складчатые системы часто проникают в массивы, образуя в их пределах пригеосинклинальные прогибы (побочные геосинклинали). Осадочный и осадочно-вулканогенный чехлы обычно деформированы сильнее, чем на молодых платформах, и составляющие его породы заметно более метаморфизованы. Для сопряженных с массивами прогибов и особенно для небольших плит характерны рыхлые осадки. В зависимости от возраста чехла, фациальной и климатической обстановок слагающие его отложения могут быть карбонатными, карбонатно-терригенными и терригенными. В наложенных впадинах накапливались часто угленосные лимнические или параллические осадки и молассы. В массивах Восточной Азии карбонатные осадки характерны для палеозоя (особенно нижнего) и терригенные — для мезозоя. Следует отметить, что в пределах массивов наблюдается несколько этапов образования чехла, часто сопряженных с развитием соседних геосинклиналей. В зависимости от тектонического режима и мобильности сопредельных структур формации, составляющие чехол, могут быть близкими к платформенным (например, эпиконтинентальные морские карбонатные и глинистые толщи в карбоне, перми и триасе, иногда с фосфоритами небольшой мощности — на Омолонском массиве), геосинклинальным (например, терригенные среднего девона на Буреинском массиве) или орогенным. Складчатые дислокации чехла неравномерны в вертикальном и латеральном направлениях. Наблюдаются крутые, иногда линейные приразломные и межразломные складки, брахискладки и пологие моноклинали. Отчетливо проявлена в массивах глыбовая тектоника. Внутри массивов выделяются блоки разного размера, внутренние и окраинные поднятия и горсты, системы грабенов и погруженные ступени и различные межблоковые зоны разломов и дробления. Пожалуй, подавляющее большинство массивов составляют фрагменты байкалид (Муратов, 1969).

Массивы могут быть: 1) обрамлены ветвями складчатых систем близкого возраста, 2) прослеживаться на границах складчатых систем разного возраста, 3) образовывать выступы на периферии платформы или 4) находиться внутри платформ в виде приподнятых глыб.

Современным представлениям о массивах предшествовали понятия о «ядрах роста», «междугорьях» (цвишенгебирге), «интернидах», «межгорных массивах», «геоантиклинальных зонах (областях) первого рода» и пр. (табл. 6).

Для некоторых масивов, находящихся внутри подвижных поясов и геосинклинальных областей, а также внутри или по окраинам молодых платформ, характерна устойчивая тенденция

Таблица 6

Термины и названия массивов и близких к ним структур

Связь с геосинклинальными или складчатыми структурами	Степень устойчивости или подвижности	Характер движений в заключительный этап развития геосинклинальных систем	Время консолидации фундамента	Строение земной коры	Связь с платформенными и складчатыми структурами
Э. Зюсс (1895 г.) Центральные массивы **Л. Кобер** (1912 г.) Междугорья **А. Д. Архангельский, Н. С. Шатский** (1933 г.) Срединные массивы **А. Ирдли** (1951 г.) Тыловая область Фронтальная область **В. А. Николаев** (1944 г.) Геоантиклинальные зоны (области) первого типа **В. В. Белоусов** (1954 г.) Устойчивые интрагеоантиклинали **Ю. А. Косыгин** (1958 г.) Остаточные срединные массивы Срединные массивы ранней консолидации **Д. С. Кизевальтер, М. В. Муратов** (1959 г.) Срединные массивы Зачаточные платформенные массивы **Ю. М. Пущаровский** (1960 г.) Остаточные массивы **С. М. Тильман и др.** (1969 г.) Внутренние Внешние	**В. П. Ренгартен** (1930 г.) Жесткая плита **А. Борн** (1932 г.) Относительно стабильные срединные массы **В. Е. Хаин, А. Б. Ронов** (1954 г.) Малоподвижные срединные массивы (позднедокембрийские) Высокоподвижные срединные массивы (раннесреднепалеозойские) **П. Лаффит** (1969 г.) Жесткий массив	**В. И. Славин** (1968 г.) Срединные массивы поднимающиеся Срединные массивы погружающиеся	**В. И. Славин** (1958 г.) Докембрийские Каледонские **М. И. Ициксон, Л. И. Красный и др.** (1960 г.) Архейские Позднебайкальские **С. М. Тильман и др.** (1969 г.) Дорифейские Палеозойские	**П. Н. Кропоткин** (1960 г.) С материковым строением С субокеаническим строением **В. Е. Хаин** (1964 г.) Субокеанические Субконтинентальные	**В. Е. Хаин, Ю. М. Шейнманн** (1960 г.) Срединные массивы I рода (обломки древних платформ) Срединные массивы II рода (участки древних складчатых сооружений того же мегацикла) Срединные массивы III рода (массивы ранней консолидации того же цикла) **В. Е. Хаин** (1964 г.) Остаточные массивы Краевые массивы

к поднятию. Так, например, Родопский массив Альпийской области с протерозоя и доныне сохранил свое высокое положение. В течение длительного времени он служил барьером между Динарской и Карпато-Балканской геосинклинальными системами (Петкович, 1964).

Примером внутриплатформенных массивов может служить Центральный массив Южной Франции. Это «... зона поднятия древних пород, разделяющая различные осадочные бассейны — Аквитанию, Лангедок, Ронскую и Бресскую впадины и бассейны, прилегающие к третичным хребтам» (Гогель, 1969, стр. 9).

Уместно остановиться и на вопросе о положении массивов среди других структурных элементов. Условность термина «срединный» сохраняется даже для массивов, имеющих более или менее четкое окаймление складчатыми системами близкого возраста. При детальном исследовании они оказываются пограничными, краевыми структурами. Рассмотрим положение наиболее известных автору Буреинского, Колымского и Омолонского массивов Дальнего Востока и Северо-Востока СССР. Первый из них находится в области сочленения Монголо-Охотской и Сихотэ-Алиньской систем, хотя и близких по возрасту завершения складчатых процессов, но имеющих разных структурный план и различную историю геологического развития. Причем более молодая Сихотэ-Алиньская система срезает более древние Монголо-Охотские структуры вдоль восточной границы Буреинского массива. Вторые два массива (их иногда объединяют под общим названием Колымо-Омолонский массив) разделяют Верхояно-Колымскую и Чукотскую складчатые области. В последние годы все отчетливее выявляется разница в глубинном строении и типах мезозойских структур, развитых к северо-востоку (Чукотская складчатая область) и к юго-западу и югу (Верхояно-Колымская складчатая область) от Колымского и Омолонского массивов. В 1969 г. С. М. Тильман предложил срединные массивы Северо-Востока СССР разделить на две группы: 1) внутренние, расположенные внутри геосинклинально-складчатых областей одного возраста (Колымский массив), и 2) внешние, располагающиеся в местах сочленения разновозрастных систем и зон, одновременно отличающихся и типом геологического развития (Охотский, Омолонский и Чукотский массивы). Называть срединный массив внутренним не совсем удобно вследствие известной тавтологии (срединный — внутренний). Поэтому следует сохранить в силе предложение А. Л. Яншина (1965) и срединными массивами называть только массивы, окаймленные одновозрастными складчатыми системами. Необходимо отметить, что такой тип массивов довольно редок. К нему относятся Родопский массив, Охотский массив (рис. 9) и немногие другие. Те же массивы, которые С. М. Тильман (1969) отнес к разряду «внешних», лучше именовать пограничными, так как они располагаются вдоль границы разновозрастных складчатых областей. Такие массивы встречаются чаще.

Имеется несколько предложений по применению термина «остаточный срединный массив» или «остаточный массив». Так, Ю. А. Косыгин (1968 г.) к остаточным срединным массивам относит фрагменты ранее существовавшей платформы, окружен-

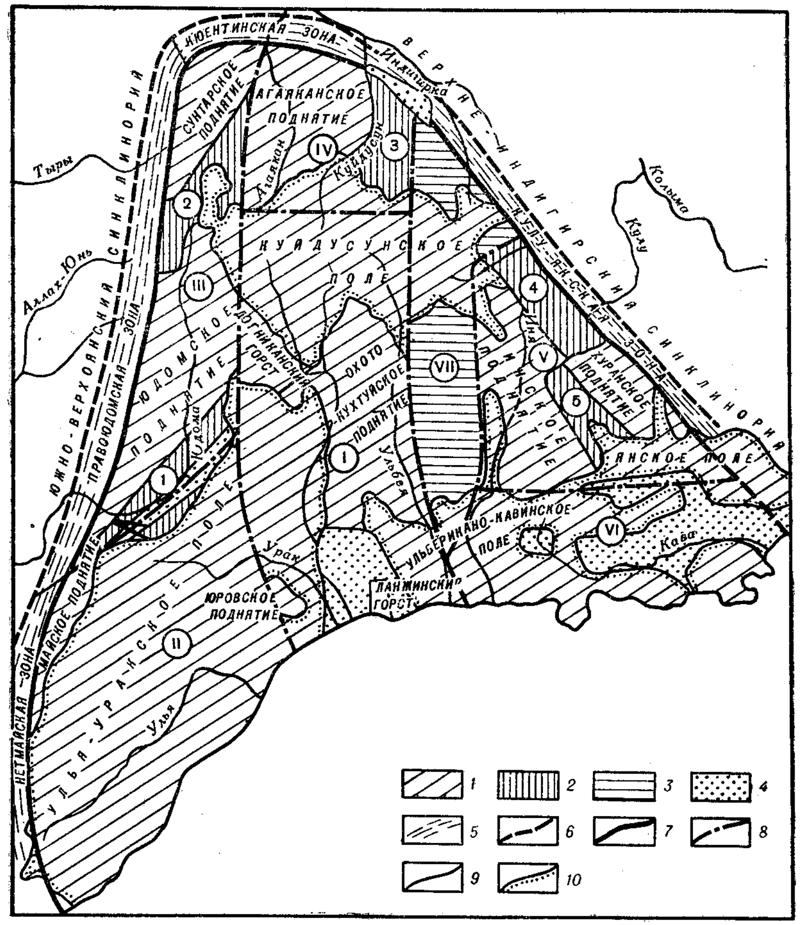


Рис. 9. Тектоническая схема Охотского массива. По Б. М. Чикову (1970), с упрощениями

1 — зоны поднятий и горстов; *2* — системы грабенов и ступени погружения; 3 — зона длительного погружения; *4* — наложенные кайнозойские впадины; *5* — пограничные зоны синклинориев; *6* — границы зон синклинориев; *7* — граница Охотского массива; *8* — границы глыб массива; *9* — границы структурных элементов второго порядка; *10* — контуры вулканических полей. Структурные элементы первого порядка: I—IV — глыбы (I — Кухтуйская, II — Улья-Уракская, III — Юдомская, IV — Агаянская, V — Инская, VI — Челомджинская); VII — Ульбейская межглыбовая зона прогибания. Структурные элементы второго порядка (отрицательные формы): 1 — Капитанская система грабенов, 2 — Верхнеюдомская система грабенов, 3 — Лабынкырская ступень погружения, 4 — Кулинская ступень погружения, 5 — Маймаканджинский грабен

ные новообразованными геосинклиналями. Ю. М. Пущаровский (1960 г.) описал «остаточные массивы» — древние жесткие структурные образования, ассимилированные и раздробленные в эпоху развития геосинклиналей. Это Омолонский, Охотский и Тайгоносский массивы, вовлеченные, по мнению этого автора, Верхояно-Чукотской геосинклинальной зоной в свое развитие. И, наконец, В. Е. Хаин (1964 г.) предлагает остаточными * массивами называть отдельные выступы складчатого фундамента, расчлененного в пределах молодых платформ наложенными впадинами (синеклизами). К остаточным массивам он относит Арморикапский, Центрально-Французский и другие известные в Западно-Европейской эпигерцинской платформе.

Более обоснованно выделение специфических краевых поднятий (краевых массивов, по В. Е. Хаину, 1964 г.), имеющих иногда важное минерагеническое значение. Примерами краевых массивов служат Башкирский массив Урала с его байкальским фундаментом, массив Колорадо в Скалистых горах Северной Америки, возможно, Кыллахский массив к западу от Сетте-Дабана (Восточная Якутия) и др. Краевой массив Колорадо имеет в плане форму, близкую к квадрату размером 800×800 км. Это хорошо известная область грандиозных плато, уступов и каньонов. В раннем палеозое плато Колорадо (P. King, 1959 г.) составляло часть Североамериканской платформы, позднее в домезозойское время оно отделилось от нее. В мезозое массив был покрыт триасовыми и юрскими континентальными толщами. Поперечные разломы в конце мелового времени сопровождались внедрением интрузивов (дайки, штоки и малые интрузии диоритов, кварцевых порфиров и гранит-порфиров). Складчатые дислокации весьма пологие. Характерны флексурные изгибы.

Кратко остановимся на массивах, характеризующихся мощным проявлением гранитоидного магматизма. Интрузивы, часто крупного размера, занимают в них 60—70% площади массивов. К этой группе массивов относятся еще точно не оконтуренный Монголо-Тувинский массив, а также Аргуньский, Буреинский и Ханкайский массивы.

В Монголо-Тувинском массиве протерозойское складчатое основание перекрыто многоярусным чехлом. Нижнекембрийский ярус состоит из толщи эффузивов кислого и отчасти среднего состава, карбонатной (доломитовой) толщи (1500—4000 м) и небольшой мощности красноцветных пород. Кембрийские толщи сложены в брахискладки и складки сундучного типа. Только вблизи разломов наблюдаются узкие линейные пликативные дислокации. Девонский ярус чехла (нижний девон и эйфель) образует мульда, заполненная эффузивами среднего и кислого состава (до 1400 м). Более молодые средне-верхнекаменноугольные и нижнепермские отложения сложены почти не дислоцированными угленосными толщами и континентальными эффузивами (2000—3000 м). И, наконец, горизонтально залегают самые верхние мезозойский (средняя юра и мел) и кайнозойский ярусы чехла. Принято считать, что в Аргуньском, Буреинском и Ханкайском массивах отложения раннего кембрия входят в состав фундамента. Внедрение многочисленных разновозрастных тел гранитов сближает их между собой.

Для упоминавшихся выше массивов, так же как и для большинства других рассматриваемых здесь структур, характерно сопряжение поднятых и опущенных глыб.

Таким образом, массивы должны скорее стоять в ряду устойчивых, в смысле длительного сохранения глыбовой структуры, элементов, чем в ряду геосинклинальных структур, сменяющих в определенные эпохи знак тектонических движений. Однако массивы существенно отличаются от платформ магматизмом. Эпизодическое наращивание чехла и разломообразование ведут к интенсивному пронизыванию массивов магматическими телами, нередко гранитоидного состава. Наличие чехла сближает массивы с платформами, но чехол этот, образованный в несколько этапов, имеет свои все упрощающиеся по вертикали складчатые формы. Последний этап образования чехла характеризуется рыхлыми толщами, залегающими горизонтально на сопряженных с массивом опущенных его блоках; это сближает массив с плитами молодых платформ.

Массивы всех четырех типов многими геологами (М. И. Иициксон, А. Д. Щеглов, 1968, 1971 гг.) рассматриваются как весьма перспективные структуры для упомянутых выше эндогенных и экзогенных полезных ископаемых. Неоднократное возрождение подвижности характерно для большинства массивов. Так, в развитии массивов Западной Европы (Арморикапский, Центрально-Французский, Верхне-Рейнский и др.) выделяются две эпохи: 1) конец палеозоя — начало мезозоя, когда в некоторых массивах образуются наложенные вулканогенные прогибы и происходит внедрение интрузий гранитов и гранит-порфиров, с которыми ассоциируют редкометальные, оловянные и оловянно-вольфрамовые месторождения; 2) мел и кайнозой, когда возникают пологие депрессии и (или) зоны молодых разломов, прослеживающиеся как по окраинам массивов, так и в их центральных частях. Месторождения второй эпохи существенно эпитермальные — полиметаллические, сурьмяные, баритовые, флюоритовые и др. А. Д. Щеглов (1968 г.) приурочивает эти эндогенные месторождения к группе рудных образований, связанных с процессами автономной активизации.

Еще недавно считалось, что массивы могут быть регенерированы только в одну эпоху. К ним, например, относился Ханкайский массив, в пределах которого были обнаружены только раннепалеозойские рудоносные интрузии. Сейчас на Ханкайском

* В широком смысле все массивы являются остаточными от более крупных жестких структур, и термин «остаточный массив» нам представляется ненужным. — *Прим. автора.*

массиве выявлены рудопроявления, связанные и с пермскими гранитоидами.

Существенны угленосность и перспективы нефтегазоносности впадин и депрессий, заходящих в пределы масивов (например, Буреинская и Момо-Зырянская впадины) и окаймляющих их. В чехле массивов обнаружены железо, фосфориты, соли и другие экзогенные полезные ископаемые.

ПОДВИЖНЫЕ ПОЯСА, ОБЛАСТИ И СИСТЕМЫ НЕГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО РЯДА

К самостоятельной группе негеосинклинальных, но достаточно динамичных, структур относятся геоморфологически ясно выраженные горные страны (преобладающий тип) и линейновытянутые гряды, нередко скрывающиеся под осадочным чехлом эпипалеозойских и более молодых плит. Они развиваются главным образом в континентальной обстановке. Особое место в рассматриваемой группе принадлежит седиментогенным структурам, развивающимся в пограничной зоне между платформами и геосинклиналями (краевые и перикратонные прогибы), а также в области «входящих углов» платформы (авлакогены). Эти структуры образуются в прибрежно-морской и лагунной обстановках (табл. 7).

Таблица 7

Тип структур	Преобладающая фациальная обстановка
Геосинклинальный	Морская (в собственно геосинклинальную стадию)
Подвижные области и системы негеосинклинального ряда:	
1) горные глыбовые, сводово-глыбовые структуры;	Континентальная
2) пограничные структуры и структуры «входящих углов»	Прибрежно-морская и лагунная
Платформенный	Эпиконтинентальных морей

Большое значение при формировании рассматриваемой группы структур имеют образование разломов, сопровождающееся эффузивным и интрузивным магматизмом, и сводовые изгибы большого радиуса кривизны. Складкообразование в различных формах охватывает почти все пояса, области и системы негеосинклинального типа, однако оно никогда не достигает интенсивности, характерной для геосинклинальных подвижных структур (табл. 8).

М. М. Тетяев (1934) выделил особую форму колебательных движений (макроколебания), создающих «общее восхождение масс» с раскалыванием земной коры. Он подчеркнул, что эта

форма колебательных движений, связанная со сбросами, имеет свое особое специфическое содержание. Г. Ф. Мирчинк (1940 г.), исходя из направленного развития земной коры, указывал, что существуют глыбовые структуры, играющие основную роль в преобразовании земного лика. Представление об аркогенезе, как об явлении, преобразующем равнинный рельеф древних платформ (вместо которого возникают мощные линейные горные сооружения, разделенные глубокими впадинами), и тафрогенезе, приводящем к образованию впадин байкальского типа,— принадлежит Е. В. Павловскому (1953). Чень Го-да в ряде работ (1960 г. и др.) подробно обосновал существование структур «дива» — «впадин Земли», равным по значению геосинклиналям и платформам. Он считает, что области «дива» известны в позднем палеозое (Донбасс, горы Уичита), мезозое (Восточный Китай, Корея, Монголия и другие районы) и кайнозое (Тянь-Шань, Памир).

Еще В. А. Обручев, а затем Ю. М. Шейнманн, В. В. Белоусов, В. М. Синицин, А. М. Смирнов, М. С. Нагибина, Е. А. Радкевич, М. И. Иниксон, В. И. Казанский, В. Л. Масайтис и др. акцентировали внимание на тектонических и металлогенических новообразованиях в пределах древней Сино-Корейской платформы. Т. Кобаяси назвал эту структуру Корейско-Китайским гетерогеном. По мнению названного исследователя (Кобаяси, 1959, стр. 17), она «... является не простым кратоном, геосинклиналью или квазикратоном, а гетерогенным агрегатом с изменчивыми пластичностью и жесткостью». На примере Корейского полуострова Т. Кобаяси описал «аноронизацию» — процесс возникновения асимметричных поднятий, сопровождавшийся образованием разломов, с которыми тесно связаны внедрение крупных гранитных интрузий и вулканическая деятельность.

Процессы послеплатформенной активизации подробно осветил В. В. Белоусов (1966 г. и ранее). Он наметил три типа областей активизации: 1) тяньшаньский, 2) высоких плато (например, Тибет) и 3) восточноафриканский.

Изучение восточных районов СССР показало (Л. И. Красный, Г. П. Воларович, П. Н. Кропоткин, 1963 г.), что во внешней части Тихоокеанского подвижного пояса процесс мезозойской активизации выражен: а) в развитии гранитоидных интрузий, внедрившихся вдоль крупных разломов в сводовой части Становика, имеющих большое значение для эндогенной минерагении; б) в возникновении узких приподнятых приразломных блоков на окраине Сибирской платформы, вызвавших мощные складчатые движения (Сетте-Дабан, Хараулах); в) в заложении вулканических поясов, проникающих далеко в глубь материка и развивающихся по границам между разнородными структурами (пояса Умлекано-Огоджинский, Хингано-Баджальский, Забайкальский); г) в формировании узких протяженных прогибов, распо-

Таблица 8

Термины и названия структур негеосинклинального ряда

Региональные тектонические структуры	Соотношение со структурами предшествующего цикла	Место развития новообразованных структур	Связь с горным рельефом	Связь с магматизмом	Связь с обрамляющими разломами	Тектонические движения и процессы, создающие структуры
Г. Ф. Мирчинк (1940 г.) Глыбовые зоны (глыбовые структуры) **Чен Го-да** (1956 г.) Области «дива» (структуры «дива») **И. В. Корешков** (1960 г.) Области сводового поднятия **А. Д. Щеглов** (1966 г.) Области автономной активизации **А. К. Башарин** (1967 г.) Складчато-блоковые поднятия **Е. Д. Карпова** (1968 г.) Сводово-глыбовые области **А. Л. Ставцев** (1968 г.) Эпиплатформенные складчатые системы **Ю. М. Пущаровский** (1969 г.) Резонансно-тектонические структуры: 1) глыбовые 2) глыбово-складчатые	**Ю. В. Комаров, П. М. Хренов** (1962 г.) Эпигонали **В. И. Смирнов** (1962 г.) Геосинклинальные рамы **В. В. Белоусов** (1956 г.) Активизированные платформы **Е. А. Радкевич** (1963 г.) Омоложенные платформы	**Э. Зюсс** (1909 г.) Передовые прогибы **Н. С. Шатский** (1945 г.) Краевые прогибы **Е. В. Павловский** (1959 г). Перикратонные опускания (перикратонные прогибы) **Ю. А. Косыгин, И. В. Лучицкий** (1962 г.) Террасинклинальные системы Эвгимнические структуры (терраантиклинали, континентальные щиты) **Л. И. Красный, М. И.Ициксон** (1970 г.) Террагенальные системы	**С. С. Шульц** (1958 г.) Области горообразования **В. Е. Хаин** (1964 г.) Области эпиплатформенного орогенеза **К. В. Боголепов** (1968 г.) Орогенные области: а) области протогенеза б) области дейтерогенеза	**Н. С. Шатский и др.** (1957 г.) Вулканогенные пояса **Е. К. Устиев** (1959 г.) Тектоно-магматические пояса **М. И.Ициксон, Л. И. Красный** (1959 г.) Вулканические пояса **Л. И. Красный** (1964 г.) Плутоногены Вулканогены	**Дж. Грегори** (1894 г.) Рифты (рифтовые долины) **Н. С. Шатский** (1960 г.) Авлакогены **В. Д. Наливкин** (1965 г.) Рахигены **Е. Е. Милановский** (1969 г.) Рифтовые системы	**М. М. Тетяев** (1934 г.) Макроколебания **Е. В. Павловский** (1948 г.) Аркогенез Тафрогенез **В. В. Белоусов** (1956 г.) Активизация **Т. Кобаяси** (1956 г.) Аноронизация **Л. Кинг (1967 г.)** Киматогения **С. С. Шульц** (1948 г.) Горообразование **М. С. Нагибина** (1963 г.) Ревивация **В. Е. Хаин** (1964 г.), **А. Л. Яншин** (1966 г.) Эпиплатформенный орогенез **М. И.Ициксон, Н. И. Тихомиров, Е. Т. Шаталов** (1967 г.) Тектоно-магматическая активизация 1. Самостоятельная: а) планетарно-линейная б) ареальная 2. Сопряженная

ложенных также вдоль разломов. По бортам прогибов намечаются цепочки молодых рудоносных интрузий или флюоритовых месторождений, приуроченных к бортовым частям узких впадин, выполненных вулканогенно-осадочными отложениями. Итак, начиная с 60-х годов многие геологи акцентировали внимание на процессах «активизации» (или омоложения) древних платформ и областей завершенной складчатости.

В. А. Обручев, создавший представление о «возрожденных горах», и С. С. Шульц (1968), являющийся, пожалуй, наиболее ярким представителем группы геологов, которая придает самостоятельное значение областям горообразования (как структурам, порожденным специфическими тектоническими процессами), следуют за Э. Арганом (1922). Последний писал: «Цепи гор не всегда можно подвести под один тип структуры. Не всег-

да цепи рождаются из геосинклинали...» (стр. 8). По мнению С. С. Шульца (1964 г., стр. 39) «области горообразования выделяются как области интенсивных дифференцированных тектонических движений с общей тенденцией к поднятию». Им же выделены четыре типа областей горообразования (табл. 9).

В результате анализа тектоники обширных пространств Азии и других континентов В. Е. Хаин (1964 г.) и А. Л. Яншин (1965 г.) ввели понятие об эпиплатформенных орогенических структурах — глыбовых и сводово-глыбовых горных сооружениях, сформированных в районах с платформенной предысторией. К такому же выводу в результате изучения Гималаев пришел швейцарский геолог А. Гансер (1967 г.). По его мнению, «выдающимся является открытие, что только небольшая часть Гималаев образовалась на геосинклинали, а в основном горное сооружение возникло из активизированной области Индийского щита. Об этом свидетельствует маломощный реликтовый осадочный чехол. Только в северной части Гималаев распознаются орогенические черты, характерные для альпийского горного сооружения, например офиолитовые пояса и осадки флишевого типа» (стр. 67—68).

Таблица 9

Характеристика режима тектонического развития областей горообразования
(по С. С. Шульцу, 1964 г., с сокращениями)

Области горообразования	Амплитуда новейших движений	Вторичный тектогенез	Характер гор и абс. высота	Сейсмичность	Толщина земной коры	Примеры
Весьма интенсивного	До 10—12 км и более	Гравитационные складки и надвиги	Высочайшие и высокие. До 5—7 км и более	Частые землетрясения. До 10 баллов	55—75 км	Кавказ, Тянь-Шань
Интенсивного	До 3—5 км	Отдельные проявления гравитационной складчатости	Высокие и средние. До 3—5 км	Редкие землетрясения. До 9 баллов	50—55 км	Алтай
Умеренной интенсивности	До 2—3 км	Поверхностные гравитационные процессы	Средние и низкие. До 2—3 км	Редкие землетрясения. До 7 баллов	40—50 км	Верхоянский хребет

Исследования проблемы сводовых поднятий принадлежат также И. В. Корешкову (1960 г.) и Л. Кингу (L. King, 1967 г.).

И. В. Корешков в развитии сводовых поднятий различает четыре стадии: 1) интенсивные поднятия, 2) взламывание свода и разделение его на ряд блоков с формированием горстов и грабенов, 3) некоторое выравнивание рельефа и накопление угленосных толщ, 4) вулканизм и оседание свода. Л. Кинг крупными вздутиями земной коры, или киматогенами, называет своды диаметром в первые сотни километров и высотой 300—1500 м. Он считает, что киматогения является характерной формой тектонической деятельности в позднем палеозое.

Значение обширной группы континентальных структур негеосинклинального ряда подчеркнули в своих работах Н. А. Флоренсов (1960 г. и др.), Ю. А. Косыгин и И. В. Лучицкий (1962 г. и др.), К. В. Боголепов (1967 г., стр. 24). Последний считает, что «... К континентальному ряду принадлежит комплекс структур, в пределах которых осадочный чехол не формировался или накопление его происходило в локальных впадинах и зонах прогибов, разделенных значительно более широкими пространствами поднятий, где процессы денудации превалировали над осадконакоплением» (см. табл. 10) и дальше: «Преобладающей формой дислокации являются сводовые изгибы большого радиуса кривизны, достигающего десятков, а иногда и сотен километров».

Таблица 10

Структуры континентального ряда
(по К. В. Боголепову, 1967 г., с сокращениями)

Порядок геологических структур	Наименование структур	Примеры
I	Материковый свод	Современные континенты
II	Пояс сводовых поднятий	Южно-Сибирский пояс мезозойских сводовых поднятий
III	Область сводовых поднятий	Центрально-Сибирская область сводовых поднятий в юре
IV	Сводовое поднятие	Анабарское сводовое поднятие

Как уже отмечалось, основную группу негеосинклинальных структур составляют горные страны. Однако наряду с группой положительных (сводовых, глыбовых, сводово-глыбовых) структур существует и группа подвижных систем, формирование которых связано с погружением (или иногда с погружением с последующей инверсией и складчатостью). Так, Н. С. Шатский доказал существование авлакогенов, а Е. В. Павловский — перикратонных опусканий. Давно уже были известны и структуры континентальных рифтов. Полезно вспомнить, как постепенно Н. С. Шатский раскрывал сущность понятия и затем подыскивал для него термин. Названный исследователь в своих статьях (1946, 1955 гг. и др.) и особенно четко в выступлении

17 июня 1958 г. (Шатский, т. IV, 1965, стр. 68—75) отмечал: «Когда мы изучаем структуры, которые я назвал бы «донбассами» (сейчас они известны во многих местах), то видим, что эти структуры очень узкие и протяженные, их длина измеряется сотнями километров, а иногда достигает и полутора тысяч километров, как, например, Донбасс, или около тысячи километров, как, например, надводная часть прогиба Бенуа на продолжении Гвинейского залива. Изучение этих структур позволяет подметить одну изумительную закономерность. Во всех этих случаях мы имеем прогиб, заключенный внутри типичной платформенной области» (стр. 74). Спустя два года, 21 мая 1960 г., он дал уже развернутое представление о прогибах донецкого типа (Шатский, т. II, 1964, стр. 544—553). «Что такое авлакоген? «Авлак» (avla) по-гречески — «борозда», «авлакоген» (avlakogenos) «бороздой рожденный». К первому классу относятся желоба и другие сравнительно простые структуры. Второй класс — это сложные структуры с самыми разнообразными элементами; в них наряду с прогибами имеются и такие противоположные структуры, как поднятия, складчатые системы» (там же, стр. 551). Итак, *перикратонные опускания (перикратонные прогибы и нередко сопряженные с ними поднятия), авлакогены и развившиеся на их месте складчатые системы, а также рифтовые системы и отдельные рифты составляют важную группу негеосинклинальных подвижных структур.* Кроме «бороздой рожденных» структур существуют аналогичные структуры, рожденные поднятиями (В. Д. Наливкин, 1965 г.) — «рахигены» (Каратау в Средней Азии, Тиман в неогене — четвертичном периоде, возможно, Мангышлак). Следует подчеркнуть, что некоторые (но далеко не все) особенности горных областей, например таких, как Тянь-Шань, сближают их с авлакогенами и рахигенами. Так, очень сходны вулканизм (всюду основной, проявленный весьма локально) и комплекс полезных ископаемых (нефтегазоносность и угленосность; в Тянь-Шане в межгорных впадинах эндогенная металлогения, например ртуть). Эти особенности структуры Тянь-Шаня связаны с историей его геологического развития. Как известно, Тянь-Шань в послегерцинское время пережил длительную эпоху платформенного развития, нарушенную сводово-глыбовыми движениями лишь в неогене.

Несмотря на известную (но далеко не полную) близость морфологии горных областей («областей горообразования», по С. С. Шульцу), обычно объединяемых термином областей: «автономной активизации», «глыбовых» или «сводово-глыбовых», среди них резко обособляются области и пояса с гранитоидным магматизмом, что определяет их металлогеническую специфику. К последним относятся горные области западно-забайкальского типа, с широко развитыми межгорными впадинами, и станового типа, где подобных впадин почти нет.

Л. И. Красный (1964 г.), а затем А. Л. Ставцев (1968 г.) акцентировали внимание на особого типа подвижных областях, где в течение весьма длительного времени происходило внедрение магматических тел разного состава и эпизодически возникали центры интрузивной деятельности и вулканизма. Такого рода области, где осадконакопление почти отсутствовало, были названы «плутоногенами».

Два десятка лет назад Н. С. Шатский (1957 г.) и в 1959 г. Е. К. Устиев, М. И. Иициксон и Л. И. Красный доказали существование тектонически обособленных вулканогенных поясов, в пределах которых, кроме преобладающих вулканитов, развиты и интрузии гранитоидов. Ими был разобран пример окраинноматерикового Восточно-Азиатского вулканогенного пояса. В дальнейшем подобного типа вулканогенные пояса были установлены внутри Азиатского материка. Были описаны Западно-Забайкальская вулканическая зона (Ю. В. Комаров и П. В. Хренов, 1962 г.) и Центрально-Казахстанский девонский вулканический пояс (А. А. Богданов, 1965 г.). Однако, как справедливо указал Н. С. Шатский, окраинные вулканогенные пояса оказались наиболее специфичными для Тихоокеанского подвижного пояса. На западе Северной, Центральной и Южной Америки отчетливо прослеживаются крупные звенья Западноамериканского вулканогенного пояса. В истории тектонического развития наиболее четко выраженных звеньев вулканогенных поясов (вулканогенов) различаются эпохи: 1) накопления вулканитов, 2) внедрения интрузий, 3) складчатости, 4) образования межгорных, часто угленосных впадин и 5) излияния платобазальтов. Это очень важные и интересные структуры, обладающие своими особенностями эндогенной металлогении.

За последние годы признание получили и складчатые системы, развитые в окраинных частях платформ. Эта внегеосинклинальная складчатость подробно описана на примерах Южно-Китайской платформы («Тектоника Евразии», 1966), юго-восточной части Сибирской платформы (А. Л. Ставцев, 1968 г.) и других районов. М. В. Муратов и В. Е. Хаин (1968 г.) относят к этому виду структур складчатые пликативные структуры Юрских гор, Прованса, Высокого и Сахарского Атласа. К ним относятся также внешний Загрос, система Вичита в США и др. Эти складчатые системы, развитые на окраине платформ, А. Л. Ставцев предлагает называть «эпиплатформенными складчатыми системами». Сводка данных о номенклатуре негеосинклинальных подвижных поясов, областей и систем представлена в приложении 3. Самостоятельность геологического развития обширных подвижных поясов, областей и систем негеосинклинального ряда признается большой группой исследователей, занимающейся изучением закономерностей размещения полезных ископаемых. Так, например, авлакогены считают важными структурными элементами при поисках нефти и угля, а обла-

сти активизации разного типа (глыбовые, сводовые, сводово-глыбовые и пр.) — объектом прогнозирования рудных районов (А. Д. Щеглов, В. И. Смирнов, Е. А. Радкевич, Д. И. Горжевский, В. Н. Козеренко, Н. А. Фогельман, В. И. Казанский, М. И. Иициксон, Н. И. Тихомиров, Е. Т. Шаталов, Е. Д. Карпова, Ф. Р. Апельцин и др.). Следует подчеркнуть прогрессивность этого направления, особенно применительно к вопросам эндогенной металлогении. Обширные, ранее казавшиеся малоперспективными районы Бурятской АССР и севера Читинской и Амурской областей стали успешно вовлекаться в горнопромышленное освоение (А. Д. Щеглов, 1968 г.). Примером размещения зон эндогенной минерализации в такого рода областях может служить Западное Забайкалье. Другим примером может служить «Оловянный пояс Боливии», приуроченный к полосе неогенового омоложения (тектономагматической активизации), наложенной на западный край палеозойского складчатого пояса Восточных Анд.

Многие геологи, главным образом в Советском Союзе пользуются термином «орогенез» и производными от него (эпиплатформенный орогенез, протоорогенез, дейтероорогенез и пр.). К. В. Боголепов (1973, стр. 8), так же как и Н. П. Херасков, понимает орогенез как тектонический процесс самостоятельный, приводящий к формированию горного сооружения с присущими ему структурными формами и сопровождаемый образованием особых формаций, отличных от геосинклинальных и платформенных. К этому же близкому выводу приходит А. А. Моссаковский (1975 г.) в своей работе, посвященной орогенным структурам и вулканизму палеозоид Евразии: «Массовое образование орогенных структур и проявления орогенного плутонизма и вулканизма в позднеорогенный период развития каледонских и варисцийских складчатых областей, сопровождавшиеся эпохами горообразования и сводовых поднятий, свидетельствует о становлении земной коры континентального типа и о возникновении нового материкового блока» (стр. 244).

Как видно из проделанного обзора, имеется ряд удачных попыток выявления новых материковых структур. М. В. Муратов и В. Е. Хаин (1968 г.) об этом пишут следующее: «... взаимосвязь геосинклинального прогибания, орогенеза и складчатости не является столь обязательной и тесной, как представлялось раньше, и каждый из этих элементов может встречаться в природе более или менее самостоятельно. Существуют области интенсивного погружения, не затронутые складчатостью и горообразованием; существуют орогенные пояса нескладчатого строения, возникающие вне геосинклиналей; существуют внегеосинклинальные складчатые зоны» (стр. 52). Однако сразу же за этой очень четко и справедливо выраженной мыслью авторы частично возвращаются на исходные позиции геосинклинальной теории, защищая идею о том, что все активные преобразования «... исходят из геосинклинальных подвижных поясов — центров активности тектоносферы» (там же).

Остановимся на описании главных структур негеосинклинального ряда.

I. Группа пограничных структур в ряду негеосинклинальных систем была впервые выделена Н. С. Шатским (1957 г.). Им указывалось, что «... для истории развития земной коры огромное значение имеет выяснение взаимодействий во времени и в пространстве платформ и окружающих их геосинклинальных областей» (стр. 21). Далее упоминается о краевых швах, краевых прогибах и о важной разновидности последних — поперечных прогибах — впадинах Донецкого и Кузнецкого бассейнов, возникающих в вершинах входящих углов платформ.

Е. В. Павловский (1959 г.) разработал представление о перикратонных опусканиях (пример, Ангаро-Ленский прогиб протяженностью 1500 км и шириной 400 км). Следует отметить, что перикратонные опускания (позднее в литературе утвердился термин «перикратонные прогибы») и краевые прогибы — структуры для ряда регионов генетически связанные. Так, в Приуральском и, вероятно, в Прикарпатском и Приверхоянском прогибах долгоживущие перикратонные прогибы составляли раннюю стадию развития пограничных прогибов, краевые прогибы — их вторую стадию и предгорные прогибы — завершающую.

Хорошо изученная Приуральская пограничная структурная зона может служить примером длительного многостадийного развития рассматриваемых структур. По Ф. И. Хатьянову (1966 г.), значительная часть Приуральского краевого прогиба «... попадает в более обширную область перикратонного опускания кристаллического фундамента Русской плаформы (развитие которого началось в протерозое), охватывающую не только краевой прогиб, но и восточную окраину платформы, а также складчатую платформенную зону Урала» (стр. 63). Только внутренняя зона Приуральского краевого прогиба в ранней перми заполнялась мощными молассовыми толщами. Внешняя же зона прогиба составляет центральную часть Предуральской депрессии. Эта депрессия заполнялась галогенными толщами и красноцветными молассами перми и триаса. В пределах Приуральского краевого прогиба развиты резко выраженные локальные тектонические поднятия с амплитудой до 500 м, осложненные разломами (антиклинали кинзебулатовского типа). Местами установлено наличие двух-трех гряд таких структур. Во внутренней зоне прогиба известны крутые надвиги. Близкие представления о длительности развития в течение фанерозоя пограничной структурной зоны вдоль северо-восточной окраины Аравийской платформы высказаны В. П. Поникаровым и др. (1966 г.). Названные авторы указывают, что Месопотамский краевой прогиб существенно унаследовал флишевый прогиб

(K_2—P), образовавшийся на месте более древней депрессионной структуры, начавшей формироваться еще в эокембрии. Только заключительные фазы развития Месопотамского прогиба совпадают с горообразовательными движениями конца альпийского развития иранид. Сходное развитие, вероятно, имеют пограничные структуры западной части Североамериканской платформы.

Детальные геолого-геофизические исследования, а также результаты бурения подтвердили большую и самостоятельную роль пограничных структур, как образований долгоживущих и многостадийных. Выявлена также и их индивидуализация в связи с конкретным строением зон сочленения платформ и геосинклинальных складчатых областей. Г. А. Кузнецов (1967 г.) намечает эволюционный ряд краевых прогибов в зависимости от времени их образования: 1) раннепалеозойские (Ангаро-Ленский, Приенисейский) отличаются большой шириной и расплывчатой формой, преобладанием и выдержанностью морских терригенных толщ при большой роли карбонатно-соленосных отложений, длительностью развития и незначительной скоростью прогибания; 2) позднепалеозойские (Приуральский, Приаппалачский) и 3) мезозойские (Приверхоянский) — линейностью и небольшой шириной, значительной дислоцированностью отложений, особенно во внутреннем крыле; характерно наличие угленосных формаций; 4) кайнозойские (Прикарпатский, Пригималайский) — огромной протяженностью при небольшой ширине, резкой асимметрией в поперечном разрезе, быстрой сменой формаций (существенно молассовых) по латерали и в целом коротким периодом развития и высокой тектонической подвижностью по сравнению с древними прогибами. Вероятно, справедливо указание, что настоящие краевые прогибы с четко установленными молассами появились в позднем палеозое. Ранее, по-видимому, преобладающей формой пограничных структур были перикратонные опускания и перикратонные прогибы. В подавляющем большинстве случаев тектонические движения в пределах пограничных структур не прекращались после осадконакопления. Зоны своеобразной линейной складчатости, брахискладчатости и различных форм приразломных складок; разрывы продольные (часто надвиги) и поперечные; магматизм основного состава (силлы и дайки) — характеризуют полосу стыка платформ и геосинклиналей. Это, несомненно, динамические структуры, благоприятные для промышленного скопления нефти и газа, каменных и калийных солей, каменного и бурого угля, а также фосфоритов, меденосных песчаников и других полезных ископаемых. Многие районы перикратонных структур и краевых прогибов в дальнейшем подверглись горообразованию.

Как указывалось выше, Н. С. Шатский и А. А. Богданов (1957 г.) в группу пограничных структур включили и авлакогены. По своим формационным и дислокационным особенностям они несомненно близки к перикратонным прогибам. Это линейновытянутые впадины повышенной подвижности, подчиненные простиранию крупных разломов, рассекающих фундамент платформы. Они нередко тесно связаны с близрасположенными геосинклиналями. Выполняющие авлакогены отложения значительной (тысячи метров) мощности сложены в складки, часто довольно сложные. Авлакогены, по А. А. Богданову, могут возникать в разные стадии развития платформы. Например, на Восточно-Европейской платформе ранние авлакогены сформировались в рифее, а позднее — в среднем — позднем палеозое.

Разломы, ограничивающие авлакогены, устанавливаются сейсмическими методами. Они рассекают всю земную кору и, возможно, уходят в мантию. В Днепровско-Донецком авлакогене хорошо видны обрамляющие его разломы и четко выраженное поднятие верхней мантии, что создает «обратную отрицательную форму» соответствия рельефа поверхности Мохоровичича и поверхности консолидированной коры (Н. А. Беляевский, 1969 г.).

Краевые складчато-глыбовые системы возникают главным образом на месте перикратонных прогибов (рис. 10). Складкообразование связано преимущественно с перемещениями блоков вдоль систем крутых разломов. Отсюда преобладающий тип складок: протяженные (до 150—200 км) гребневидные антиклинали и широкие синклинали. Предполагается, что разломы с глубиной выполаживаются, переходя в пологие надвиги. Складчатые зоны нередко сорваны с фундамента, что объясняется гравитационной тектоникой. Краевые складчато-глыбовые системы распространены широко. На Востоке СССР (окраина Сибирской платформы) они изучались в последние годы в пределах хребта Сетте-Дабан А. Л. Ставцевым (1968 г.) и др. Ценную сводку складчатых структур окраин Северо-Китайской и Южно-Китайской платформ дала М. С. Нагибина «Тектоника Евразии», 1967 г.), канадские Скалистые горы и их северное продолжение («Северная Кордильера Канады»), где развиты подобные же системы, описаны американскими геологами (Е. В. Шоу, 1967 г.; Л. Дж. Мартин, 1967 г.). Ф. Кинг (1969 г.) там выделяет «... складки в пределах платформы перед фронтом геосинклиналей Кордильер» (рис. 2 и 3 в книге Ф. Кинга). Складчатый пояс внешнего Загроса на востоке Аравийской платформы, по мнению Дж. Штеклина (1966, стр. 16), «... надо считать неотъемлемой, хотя и окраинной подвижной частью платформы». Известны краевые складчато-глыбовые системы в Северной Африке и других регионах.

По А. Л. Ставцеву и А. К. Башарину, Сетте-Дабанская складчато-глыбовая система состоит из ряда узких приразломных антиклиналей и расположенных между ними плоских широких синклиналей. Здесь различаются узкие блоки-пластины, западные части которых высоко подняты по взбросам и надвинуты на соседний блок, а восточные — опущены. При пересечении Сетте-Дабана по р. Тыре вблизи разломов происходит рез-

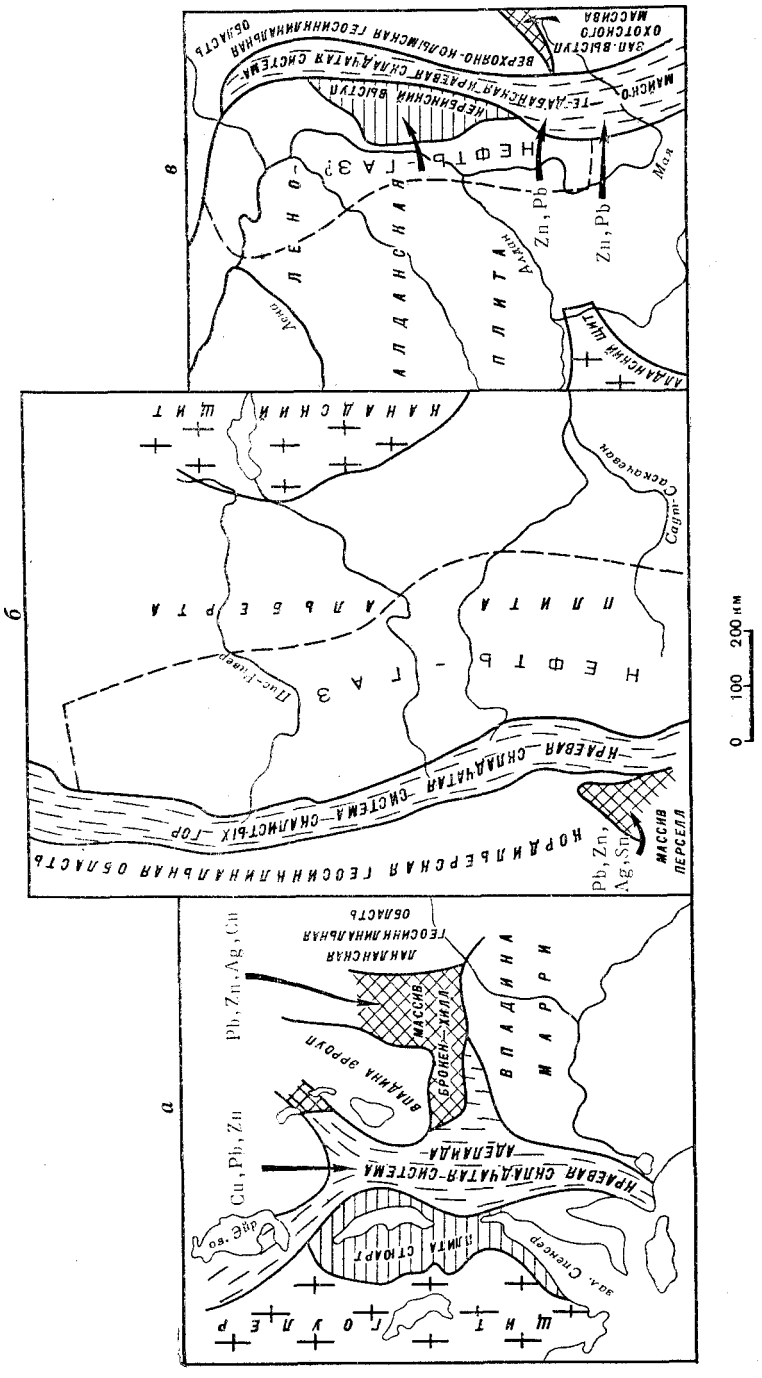


Рис. 10. Типы краевых складчатых систем:
а — Юго-Восточная Австралия, *б* — Сев. Америка (Канада), *в* — Северо-Восток Азии

кое усложнение складчатости, вплоть до плойчатости; при удалении от них величина углов падения быстро уменьшается. Возраст складчатости мезозойский. Судя по геофизическим данным, кристаллический фундамент залегает спокойно и все пликативные деформации сосредоточены в осадочном структурном этаже. Такого же мнения о формировании складчатых структур канадских Скалистых гор и Е. В. Шоу. Он указывает, что обширные сейсмические данные показали, что образования Канадского щита, подстилающие складчатые структуры, значительному нарушению не подвергались. Время складчатых дислокаций он относит к концу мезозоя и началу кайнозоя.

М. С. Нагибина справедливо подчеркивает, что складчатые структуры платформенного чехла Китайской платформы не являются структурными конседиментационными и им не присущи особые формации. В пределах Южно-Дабанской зоны, по ее мнению, рифейские, палеозойские и триасовые отложения смяты в узкие линейные складки, длина которых достигает сотен километров. Крылья антиклиналей осложнены крупными сбросами. Интенсивность складчатых деформаций затухает в сторону Сычуаньской синеклизы, при этом складки выполаживаются и приобретают сундучную форму. Эти складки начали формироваться в послетриасовое время, но современную морфологию приобрели в конце мела.

М. В. Муратов и В. Е. Хаин (1968 г.) считают, что краевая Ангаро-Ленская система, Юрские горы, Высокий и Сахарский Атлас также должны относиться к рассматриваемому типу структур. Магматизм в краевых складчато-глыбовых системах развит незначительно. Это преимущественно дайки основного состава. В эпоху формирования этих систем существовали благоприятные условия для концентрации полиметаллических и других руд телетермального происхождения.

II. Горные сводовые, глыбовые и сводово-глыбовые области. Среди горных областей с преобладанием изгибов большого радиуса (сводов), с четко выраженным глыбовым строением или с совмещенными сводами и глыбами выделяются структуры, почти целиком (на 80—90%) сложенные магматическими телами. Одни из них чрезвычайно долго развивались как области поднятия и периодически подвергались раздроблению и внедрению различных по составу интрузий, другие составляли линейные пояса, насыщенные вулканитами и интрузиями преимущественно кислого состава.

Примером первых на Востоке СССР является Становая область, окаймляющая с юга Сибирскую платформу. Эта область отличается автономностью тектонического развития. Ее фундаментом являются архейские глыбы (Могочинская, Тындинская, Чогарская и др.) и мощные складчатые образования раннего протерозоя (или позднего архея). В период от позднего протерозоя до кайнозоя она служила ареной проявления про-

цессов магматизма в интрузивной (преобладает) и эффузивной форме. Габбро-анортозиты и граниты протерозоя, гранитоиды позднего палеозоя, юры и мела, а также различные вулканиты (их немного) заполнили почти всю область, занимаемую ныне хребтами Становым и Джугджуром. Такие области специфической магматической активности, расположенные в зоне глубинных разломов, по-видимому, связаны с особым состоянием тектоносферы. Эти *плутонические области, рожденные глубинными магматическими процессами, могут быть, по предложению автора, названы «плутоногенами».* А. Л. Ставцев (1968 г.) считает, что магматогенные структуры Джугджуро-Станового плутоногена сформировались в результате трех магматических циклов, характеризующихся сменой интрузий основного состава кислыми и щелочными — среднепротерозойского, палеозойского и главного мезозойского. Первый и третий сопровождались орогенезом. В процессе развития плутоногена возрастала роль гранитоидов. Главные структурные особенности Станового плутоногена — наличие крупных субширотных разломов и ориентированных в этом же направлении гигантских трещинных интрузий, хорошо выраженных на картах магнитного поля.

Из крупных фрагментов других плутоногенных областей следует упомянуть о Сангиленском (Восточно-Тувинском) и Буреинском массивах, насыщенных магматическими телами разного возраста. Сюда же относится и о-в Мадагаскар, где А. И. Тугариновым и Г. В. Войткевичем (1966 г.) устанавливается такая последовательность магматических событий: на древнее основание (порядка 2400—2600 млн. лет) после длительных перерывов накладывались неоднократные процессы магматизма и связанной с ним минерализации, отмечаемой датами 1850±50; 1120; 830—920; 620 и 485 млн. лет.

Окраинноматериковые и внутриматериковые вулканогенные пояса составляют вторую категорию тектоно-магматических структур. Наиболее ярким примером вулканогенного пояса является Восточно-Азиатский. От Чукотки до Восточного Китая разобщенные звенья этой гигантской шовной структуры имеют сходные черты развития. Судя по охотскому звену (Охотскому вулканогену), структурный шов, вдоль которого в конце юры и особенно в мелу отмечена бурная вулканическая деятельность, существовал в позднем палеозое, триасе и ранней юре, что подтверждается стратиграфическими исследованиями А. Х. Калугина и Ю. М. Бычкова на Охотском водоразделе и М. С. Маркова и др. на восточной части п-ова Тайгонос. Новейшие сводные данные о структурных особенностях Охотского и Чукотского вулканогенов принадлежат Н. П. Аникееву, В. А. Титову, В. Ф. Белому и др.

История Восточно-Сихотэ-Алиньского вулканогена близка к Охотскому и Чукотскому, с той разницей, что здесь вулканическая деятельность проявилась несколько позднее. Общий объем

продуктов вулканизма в Охотском и Чукотском вулканогенах составляет около 1 млн. км^3, а в Восточно-Сихотэ-Алиньском в 10 раз меньше. В Юго-Западной Японии сохранился фрагмент Восточно-Азиатского пояса — вулканоген Чугоку длиной около 700 км и шириной 40—60 км (K. Itikava, 1968 г.). Этот вулканоген, вероятно, в мелу занимал значительную площадь современного Японского моря (M. Minato et al., 1965 г.). Юго-западный фланг этой вулканической структуры Чугоку прослеживается в Южной Корее (Пусанский вулканоген). Еще дальше на юг вырисовывается Катазиатский вулканоген, описанный М. С. Нагибиной и Ю. М. Пущаровским (1967 г.). Вулканогенные пояса прослеживаются в магнитном поле в виде аномальной зоны высокой и средней напряженности. В гравитационном поле с внутренней, притихоокеанской части проходит ясно выраженная гравитационная ступень (Б. А. Андреев, 1966 г.). Грандиозный линеамент, к которому приурочен Восточно-Азиатский вулканогенный пояс, имеет длину 8500 км. Он обозначает границу между континентальной корой и корой переходного типа от континента к океану. Минерагеническое значение пояса велико. Ведущими металлогенными элементами окраинноматериковых вулканогенных поясов (Восточно-Азиатского и Западноамериканского) являются Hg и Au (эпитермальные), Cu, Mo и S. Среди характерных элементов следует отметить: Sn, Hg, Li, Pb, Zn, Bi, Al (алунит) и Fe.

Различаются горные сводово-глыбовые области трех типов: станового, забайкальского (существенно западно-забайкальского) и тянь-шаньского. Первый был охарактеризован выше.

Забайкальский тип был недавно подробно описан М. С. Нагибиной, В. П. Арсентьевым, К. В. Боголеповым, А. Д. Щегловым, Д. И. Горжевским, В. Н. Козеренко, Н. А. Фогельман и Ю. В. Комаровым. В пределах Западного Забайкалья выделяются: 1) внешний Саяно-Байкальский пояс глыбовых поднятий и 2) внутренний Западно-Забайкальский вулкано-плутонический пояс. В Саяно-Байкальском поясе — в области преобладающего сводового воздымания в мезозое площади седиментации ограничивались небольшими межгорными впадинами, заложившимися вдоль разломов. В кайнозое фрагменты впадин, существенно уничтоженные денудацией, сохранились в виде отдельных грабенов и мульд синклинального строения. Крылья синклиналей пологие (до 30—40°). Интрузивная деятельность ограничивалась внедрением небольших штоков и даек гранитоидов. Западно-Забайкальская горная сводово-глыбовая область развивалась на фундаменте, сложенном позднебайкальскими (или каледонскими) структурами. Ведущей особенностью структуры Забайкальской области является наличие широких (75—85 км и более) горных поднятий и узких (5—15 км) линейновытянутых впадин, расположенных цепочками или кулисообразно. Поднятия выделяются под названием «глыбовых антиклиналей»,

«терраантиклиналей» (Ю. А. Косыгин и И. В. Лучицкий, 1962 г.), а впадины именуются «глыбовыми синклиналями» и «террасинклиналями». Всеми исследователями признается крупное значение разломов в формировании стуктур Западного Забайкалья. Происхождение складчатых дислокаций во впадинах является предметом дискуссии, освещенной подробно в работе К. В. Боголепова (1967 г.). В истории развития наложенных структур (депрессий и впадин) различаются пермский — раннеюрский этап и среднеюрский — раннемеловой этап (табл. 11).

Горная сводово-глыбовая область Тянь-Шаня сформирована на разновозрастных палеозойских складчатых структурах. К мезозою она целиком превратилась в область завершенной складчатости. В течение мезозоя и раннего кайнозоя это было сооружение с платформенным режимом. С конца палеогена резко усилились тектонические движения, приведшие к образованию горной сводово-глыбовой структуры. Большинством геологов признается, что горные поднятия составляют антиклинории. Последние системой разломов разбиты на блоки, надвинутые на межгорные и предгорные впадины, представляющие собой синклинории, заполненные континентальными молассами большой мощности (до 5000—6000 м). Магматизм неоген-четвертичного времени весьма слабый (небольшие потоки базальтов и щелочных базальтоидов). Намечается группа эндогенных месторождений (свинцовые, ртутно-свинцовые и флюоритовые), по-видимому, связанных с молодыми рудогенерирующими процессами (Е. Д. Карпова, 1968 г.). К экзогенной группе относятся месторождения солей и гипсов. Тянь-Шань, как известно, отличается весьма мощной (до 55—60 км) земной корой, возможно унаследованной еще от палеозойского времени, составляющей, по мнению Н. А. Беляевского (1969), большую внутриазиатскую депрессию в рельефе поверхности Мохоровичича.

Таблица 11

Особенности позднепалеозойских — мезозойских депрессий и впадин Западного Забайкалья
(по А. Д. Щеглову, 1967 г., с сокращениями и изменениями)

Характерные особенности	Этап развития вулканогенных прогибов	Этап развития „терригенных впадин"
Время развития	$P—J_1$	$J_2—K$
Форма наложенных структур и складчатые дислокации	Пологие широкие прогибы с интенсивной приразломной складчатостью. Линейные и брахиформные складки с различной крутизной (до 60—80°) крыльев. Разломы	Узкие линейные впадины, разделенные поперечными поднятиями, обычно синклинального строения. Различаются мульды (падение крыльев от 10 до 50°). Оконтурены разломами
Осадочные и вулканогенные формации	Наземные, вулканогенные серии (трахиандезитовая, андезитовая, андезит-дацитовая, дацитовая, дацит-липаритовая, липаритовая); редко континентальные пестроцветные, иногда молассовые	Угленосные, пестроцветные, реже наземные вулканогенные (серии: трахибазальт-трахитовая, липаритовая); молассы
Магматизм	Трещинные интрузии пестрого состава. Ведущие комплексы: а) лейкократовые граниты и гранит-порфиры; б) щелочные интрузии (нефелиновые сиениты, щелочные сиениты); поздние фазы — аляскиты	Основные щелочные интрузии (лимбургиты, тешениты, сиениты). Пластовые тела и дайки
Металлогения	W и Mo, часто комплексные месторождения	Эпитермальные месторождения и рудопроявления флюорита, Au, Sb и Hg

Систематика структур, образующихся в горных областях, только начинает разрабатываться. Так, В. П. Солоненко (1968), рассматривая современное развитие Байкальской рифтовой зоны, выделил следующие положительные структуры и впадины:

Поднятия	Впадины (эволюционный ряд)	
1) краевые щитовидные, 2) сбросово-сводовые, 3) сводово-блоковые, 4) глыбовые, 5) сводовые.	1) зарождающиеся 2) эмбриональные	} формируются в замковых частях сводово-блоковых поднятий
	3) зрелые, 4) отмирающие.	

III. Сводовые области и сопряженные с ними рифтовые структуры. Процессы мощного коробления земной коры, создающие гигантские сводовые воздымания и сопряженные с ними континентальные «большие грабены», особенно выразительны в Восточной Африке (см. рис. 76 в книге Л. Кинга, 1966 г.). На новой тектонической карте Африки от северной части Красного моря и до Мозамбикского пролива полосой шириной 600 км (средняя) и длиной 4500 км показаны «мозамбикские и другие омоложенные горные цепи» и обширный протяженный пояс вулканитов позднеюрского — кайнозойского возраста. Об активизации Мозамбикского пояса в раннем палеозое свидетельствуют данные абсолютного возраста — от 600 до 400 млн. лет (Дж. У. Паллистер, 1967 г.). Эта подвижная область Восточно-Африканского сводового поднятия была сушей в течение палеозоя. В ранней — средней юре здесь была небольшая трансгрессия и в поздней юре — раннем мелу — регрессия. После периода эрозии и планации произошло поднятие и была выработана предмиоценовая поверхность денудации, на которой залегают

осадки и вулканиты нижнего миоцена. Интенсивное поднятие прилегающих к рифту частей сводовой области развивалось в конце плиоцена — начале четвертичного периода. Одновременно происходило не менее энергичное опускание рифтовой впадины.

Рифтовые системы — линейновытянутые на многие сотни и первые тысячи километров щелевидные структуры глубинного происхождения, осложняющие сводовые поднятия. На материках главные элементы их — рифтовые долины и грабены-впадины, ограниченные нормальными сбросами. Выраженные в рельефе рифтовые впадины иногда выполнены озерными, реже лагунными осадками мощностью до 5—6 км. Они характеризуются преимущественно основным магматизмом с щелочным уклоном (рис. 11). Типичны представители оливин-базальтовой серии с сопровождающими базальты трахитами. Известны также щелочно-ультраосновные серии с карбонатитами. Рифтовые системы имеют отрицательные аномалии Буге. В южной части Красного моря наблюдаются положительные аномалии, вызванные, вероятно, основными интрузиями. Главное развитие рифтовых систем приурочено к кайнозою. Однако представление о рифтовых системах как структурах сравнительно недолговечных, по-видимому, неточно. Так, например, длительное унаследованное развитие рифта известно в пределах грабена Суэцкого залива, который сформировался в карбоне и представлял собой узкий локальный прогиб в течение юры, мела и позднее (Р. Саид, 1965 г.). Другим возможным примером долгоживущей рифтовой системы является Монголо-Байкало-Южноякутская (М. И. Ициксон, Л. И. Красный, 1970 г.), разные звенья которой развивались в юре, мелу и кайнозое. Поверхность Мохоровичича под рифтами, так же как и под авлакогенами, очевидно, приподнята. Они обладают повышенной сейсмичностью и тепловыми аномалиями (средний тепловой поток на оз. Байкал $11{,}7 \cdot 10^{-2}$ Втм^2, что значительно превышает средний континентальный тепловой поток, который равен $6{,}3 \cdot 10^{-2}$ Втм^2). Размеры континентальных рифтовых систем резко уступают соответствующим океаническим структурам. Известны переходные зоны от континентальных рифтов к океаническим (Красное море, Аденский залив). Рифтовые системы, порожденные растяжением (и обрушением?) сводов, в дальнейшем приобретают автономные глубинные связи. Измерения теплового потока на оз. Байкал привели Е. А. Любимову к выводу, что обнаруженная при геотермических исследованиях «... аномалия теплового потока не может быть приписана каким-либо поверхностным эффектам, а имеет глубинное происхождение, связанное с особым состоянием мантии в области байкальского рифта» (1968, стр. 165). Такое же заключение на основании сейсмотектонического анализа Байкальской рифтовой системы делает и В. П. Солоненко (1968 г.). По его мнению, поля напряжения рождаются в самой рифтовой системе и должны быть связаны

с процессами в верхней мантии. Отсюда следует, что все объяснения происхождения рифтов — восходящими ли ветвями конвекционных течений или разломами, проникающими в верхнюю мантию Земли,— однозначно свидетельствуют о подкоровом автономном развитии этих структур.

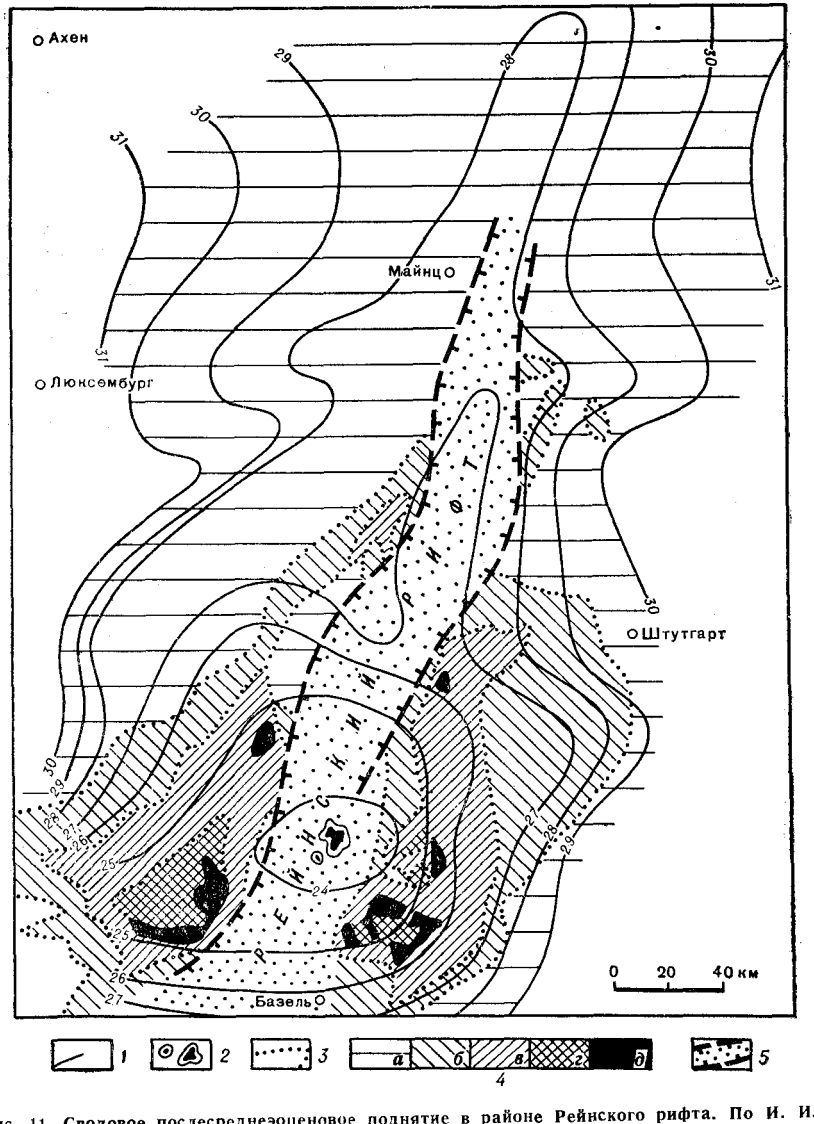


Рис. 11. Сводовое послесреднеэоценовое поднятие в районе Рейнского рифта. По И. Иллиесу (1975), с изменениями

1 — контуры границы земной коры (глубина в км); *2* — миоценовые вулканы щелочного состава; *3* — контуры изобаз послесреднеэоценового поднятия; *4* — поднятие (в м): *а* — <1000, *б* — 1500, *в* — 2000, *г* — 2500, *д* — >2500; *5* — рифт

Современные сводки, посвященные рифтовым системам, принадлежат В. В. Белоусову и Ю. М. Шейнманну (1968 г.), Н. А. Флоренсову (1968 г.), Е. Е. Милановскому (1969 г.) и др. Уже упоминалось, что примером классической рифтовой системы является Восточно-Африканская (точнее Аравийско-Восточно-Африканская). Доказано, что главные крупные молодые разломы, к которым приурочена эта система, унаследованы от соответствующих дизъюнктивных структур докембрийского фундамента. Наиболее характерной структурой системы следует считать грабен, ограниченный сбросами и обрамленный приподнятыми блоками-плечами. Мощность неоген-четвертичных осадков достигает 2—3 км. Дно Красного моря опущено на 1—2 км, а Аденского залива до 3—4 км. Плечи рифта приподняты здесь на 2 км. Среди грабенов выделяются простые и сложные. В последних наблюдается постепенное ступенчатое опускание к осевой зоне грабена. Особый тип структур рифтовой системы представляют участки, заключенные между несколькими рифтами. Это слабо деформированные в позднекайнозойское время блоки, сложенные древнейшими образованиями (например, блок оз. Виктория). Помимо новейших вертикальных движений наблюдаются признаки горизонтальных смещений с амплитудой до 10—20 км.

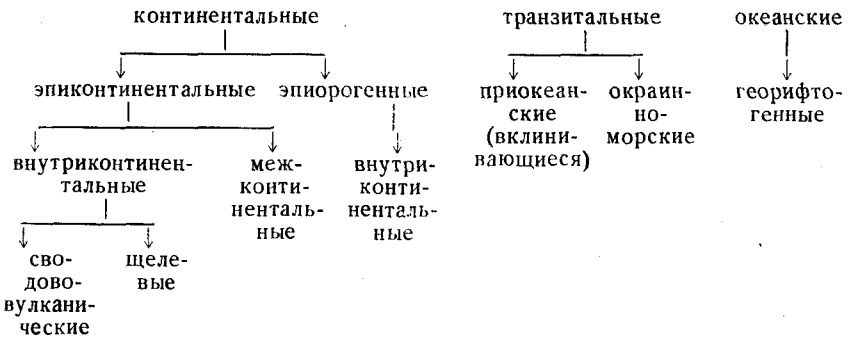
Восточно-Африканские рифтовые впадины имеют отрицательные аномалии силы тяжести с редукцией Буге. То же относится к рифту залива Акаба. К осевой глубоководной полосе Красного моря приурочена серия узких линейных положительных аномалий. На основании сейсмического профиля, пересекшего рифт Красного моря, установлено, что под осевым глубоководным желобом мощность осадков составляет 2—2,5 км и они подстилаются породами со средней скоростью «базальтового» слоя (скорость порядка 6,7—7,3 км/с). Осевая зона рифта характеризуется весьма высоким тепловым потоком. Все это дает возможность предполагать растяжение земной коры в осевой зоне рифта Красного моря. Эта рифтовая система характеризуется значительной сейсмической активностью. Очаги землетрясений имеют магнитуды 6—7,5. Среди рифтов выделяются сильно вулканические, слабо вулканические и невулканические. Первые фазы извержения характеризуются излиянием основных лав (иногда с повышенной щелочностью). В южной части Восточно-Африканской рифтовой системы излияния базальтов со временем начинают чередоваться с игнимбритовыми извержениями пантеллеритовой магмы, а в Йемене — с внедрением гранитоидов. В ее кенийско-северотанзанийской части широко развиты дифференцированные серии пород с отчетливым щелочным уклоном (базальты, трахибазальты, нефелиниты, трахиты, фонолиты, комендиты и пр.).

Байкальская (точнее Монголо-Байкальско-Южноякутская) рифтовая система крупнейшая в СССР и вторая по размерам

на континентах, за последние годы изучена в ее главном, центральном байкальском звене довольно подробно. Н. А. Флоренсов (1968 г.) дает следующую общую характеристику байкальской системы: 1) сводовый характер общей поверхности, охватывающей всю совокупность хребтов и опусканий; 2) густая сеть продольных разломов, рассекающих докембрийский фундамент; 3) активность этих разломов, совпадающая по времени с активностью подобных разломов в других рифтовых системах планеты; 4) крутые наклоны сместителей разрывов нормальных сбросов; 5) наличие голоценовых и современных вертикальных разрывов, свидетельствующих о направленном развитии системы; 6) расщепление единой системы разломов и впадин на ветви; 7) неравномерные проявления трахибазальтового вулканизма; 8) высокий уровень сейсмичности при нормальной глубине очагов землетрясений; 9) обилие выходов термальных глубинных вод, связанных с подъемом слоя высоких температур.

В работе «Проблемы рифтогенеза» (Н. Н. Пузырев и др., 1975 г.) подведены итоги изучения глубинного строения Байкальской рифтовой системы. Выявлено наличие внутрикорового волновода и области аномально-низких (7,7—7,8 км/с) скоростей в верхней мантии. Собственно Байкальская впадина — неоднородная по простиранию приразломная структура с резкими колебаниями мощностей земной коры (35—44 км). Предполагается, что в верхах мантии происходит частичное плавление ее вещества, подъем и растекание которого у подошвы земной коры является вероятной причиной рифтогенеза.

Изложенные выше представления о связи сводообразования и рифтогенеза обычно сопровождаемого специфическим вулканизмом (основным с щелочным уклоном), определяют рифтовую структуру как существенно континентальную и восстанавливают приоритет в применении этого термина (А. Л. Яншин, 1975 г.). Однако в зарубежных работах, по-видимому, опираясь на буквальное значение этого слова в английском языке (rift — щель, трещина), рифтами называют и крупные трещины на склонах вулканов (например, Гавайских) и различные, близкие по форме к рвам, впадины. С рифтами в последние годы стали отождествляться не только структурные формы, образующиеся при различного масштаба раздвигах, но и геосинклинальные, межгорные, окраинно-материковые и другие относительно узкие приразломные или межразломные образования. Нельзя не считаться с тем, что весьма широкие размеры приняло применение термина рифт (с различными его модификациями) к структурам растяжения в океанах и транзиталях. Отсюда следует предложение о следующей систематике рифтовых структур, учитывающей и некоторые предложения Е. Е. Милановского (1976):



В целом, все рифтовые структуры характеризуются особым утоньшенным строением земной коры и верхней мантии (разуплотнение, частичное плавление и растекание подкорового вещества). Разрывы в сводах, а иногда возможно и их обрушение, сопровождающееся основным (нередко щелочным) магматизмом — важнейшие процессы, связанные с рифтообразованием.

Таким образом, в структуры негеосинклинального ряда входят:

1. Группа пограничных структур (вероятно, для нее следует иметь специальный термин), развивающаяся между платформами и геосинклиналями. В период осадконакопления преобладают прибрежно-морская и лагунная обстановки. Магматизм в этой группе структур небольшой по объему. Обычно это дайки и силлы основного состава.

2. Группа континентальных структур. Для этой обширной группы, как было показано выше, имеется много названий. Наиболее приемлемой представляется номенклатурная основа, предложенная Ю. А. Косыгиным и И. В. Лучицким (1962 г.). Последние от латинского слова terra (земля, суша) образовали термины «террасинклинали» (континентальные гомологи геосинклиналей) и разделяющие их поднятия — «терраантиклинали». Эти термины пока почти не применяются. Геологи предпочитают более простые названия — континентальные впадины и сводовые (или глыбовые) поднятия. Автору представляется целесообразным, используя принципиальную основу предложения Ю. А. Косыгина и И. В. Лучицкого, назвать всю группу континентальных структур «террагенальной» или «террагенной», т. е. имеющей континентальное происхождение.

ДОКЕМБРИЙСКИЕ СТРУКТУРЫ

Исходя из направленности необратимого процесса развития Земли, с этого раздела следовало бы начинать книгу. Однако, как мы видели, понятия «геосинклиналь», «авлакоген» и многие

другие были разработаны впервые при наблюдениях в областях развития палеозойских и более молодых толщ. Поэтому оказалось логичнее дискуссионные вопросы, связанные с тектоникой докембрия, рассмотреть вслед за обсуждением проблем систематики геосинклинальных и платформенных структур.

Неповторимое своеобразие геологической истории тектоносферы в раннем докембрии привело многих исследователей (Ю. К. Дзевановский, Н. Г. Судовиков, 1960 г.; Е. В. Павловский, 1962 г.; Е. В. Павловский, М. С. Марков, 1963 г.; Ч. Б. Борукаев, Ю. А. Косыгин и др., 1969 г.; Л. Н. Белькова, В. Н. Огнев, 1968 г.; Ю. К. Дзевановский, Е. П. Миронюк, 1968 г.; К. А. Шуркин, Ф. П. Митрофанов, 1968, 1969 гг.; Л. И. Салоп, 1968 г.) к выводам о специфичности тектонических структур протогея. Раскрывая главные особенности геологии и тектоники древнейших толщ Земли, часть исследователей пыталась не только обосновать введение соответствующих понятий, но и предложить термины, оттеняющие особенности докембрийских структур.

Установлено, что в протогее существовала тектоническая обстановка с особым тепловым режимом. Обращает на себя внимание известная гомогенизация раннедокембрийских комплексов — отсутствие перерывов, монотонность значительных по мощности разрезов (тысячи метров), иногда тонкая ритмичность. На многие тысячи километров протягивались мелководные бассейны с широко (но не повсеместно) развитыми полями основных вулканитов. Среди этих бассейнов то появлялись, то вновь исчезали изометрические или укороченные овальные поднятия, игравшие роль крупных срединных масс или ядер, на месте которых позднее сформировались новообразованные сиалические глыбы. Этот первичный этап, прогрессивно развиваясь, достиг особого термодинамического уровня, при котором в дальнейшем на огромных площадях образовались регионально гранитизированные высокотемпературные метаморфические комплексы. Последнее было связано с подъемом геоизотерм, сопровождающимся перемещением в верхние горизонты тектоносферы высоконагретых масс глубинного вещества (Д. С. Коржинский, 1952 г.; Б. Я. Хорева, 1969 г.).

В настоящее время существует несколько вариантов систематики древнейших структур (табл. 12). Как видно из этой таблицы, сколько-нибудь согласованная терминология для структур докембрия пока отсутствует. Рассмотрим некоторые основные термины. Так, выдвинутый В. Е. Хаиным (1964 г.) термин «ультрагеосинклиналь» (латинское ultra — сверх), по-видимому, как слишком общий, употреблялся редко. В дальнейшем появилось понятие «прогеосинклиналь» (греческое pro — прежде) — табл. 13. Однако геосинклинали, с учетом данного выше определения (с какой приставкой мы бы их ни рассматривали), не могут характеризовать ту особую тектоническую обстановку,

Таблица 12

Термины и названия структур и этапов развития раннего докембрия

Структуры	Этапы и стадии тектонического развития
Е. Вегманн (1935 г.) Инфраструктуры **В. А. Николаев** (1954 г.) Пангеосинклиналь **В. Е. Хаин** (1954 г.) Ультрагеосинклиналь **Ю. К. Дзевановский, Н. Г. Судовиков** (1960 г.) Литоплинт **Е. В. Павловский** (1962 г.), **Е. В. Павловский, Н. С. Марков** (1963 г.) Нуклеарный комплекс Протогеосинклинали Протоплатформы Шовные структуры **Б. М. Келлер, К. О. Кратц, А. Н. Неелов** (1968 г.) Первичные платформы Ранние авлакогены Геосинклинальные и складчатые области и системы Срединные массивы **А. Н. Неелов** (1968 г.) 1. Относительные стабилизированные участки (внешние прогибы): первичные плиты 2. Внутренние прогибы **Л. Н. Белькова, В. Н. Огнев** (1968 г.) Протомиогеосинклиналь	**К. А. Шуркин, Ф. П. Митрофанов** (1968—1969 гг.) 1. Прогеосинклинальный этап (прогеосинклиналь) 2. Протогеосинклинальный этап (первичногеосинклинальные системы: а) материковые, б) окраинные 3. Протоплатформенный этап (первичные срединные массивы) **Ю. К. Дзевановский, Е. П. Миронюк** (1968 г.) 1. Литоплинтовый этап (литоплинты первой генерации, литоплинты второй генерации) 2. Перилитоплинтовый этап (перилитоплинтовые зоны, троги) 3. Эоплатформенный этап (эоплатформенные прогибы и поднятия) **Л. И. Салоп, Ю. М. Шейнманн** (1969 г.) Пермобильная стадия

которая была присуща начальному периоду геологической истории нашей планеты. Е. В. Павловский (1962 г.) предложил этот древнейший период именовать нуклеарным (от латинского nucleus — ядро), понимая под ним начальную стадию развития земной коры континентов, характеризующуюся массовыми излияниями лав базальто-андезитового состава, накоплением грауваккових толщ и незначительным образованием хемогенных отложений. Отсюда тектонические области и системы, образованные в этот этап, можно называть нуклеарными.

Таблица 13

Характеристика древнейших подвижных областей

Ультрагеосинклиналь (В. Е. Хаин, 1954 г.)	Прогеосинклиналь (К. А. Шуркин, Ф. П. Митрофанов, 1968—1969 гг.)
Высокоподвижные тектонические структуры, характерные для древнейшего (архейского) времени. Ультрагеосинклинали отличаются легкой проницаемостью для магматических расплавов формирующейся земной коры; в них широко развиты вулканиты. Интенсивная складчатость течения указывает на весьма пластичное состояние вещества. Сложные изгибы складок и интрузий в плане отличают ультрагеосинклинали от четко линейных складчатых форм позднейших геосинклиналей	Наиболее древние (3500—2600 млн. лет), тектонически обособленные структуры, возникшие на месте обширных первичных бассейнов, в которых формировались фациально выдержанные толщи с заметно различимой осадочной дифференциацией. Эти области представляли сочетание мобильных регионов более или менее изометричных очертаний с повышенным тепловым режимом и гипотетических ядер начальной стабилизации, которые, возможно, имели в одних регионах кислый (судя по наличию обломочных цирконов) состав, в других основной — базальтово-андезитовый состав вулканитов и грауваккового — обломочных накоплений. Характерен высокотемпературный тип прогрессивного регионального метаморфизма супракрустальных пород (амфиболитовая и гранулитовая фации) с повсеместным развитием в них ультраметагенеза

Общая высокая подвижность (но не контрастность) в нуклеарную стадию сопровождалась процессами оседания * и возникновением более или менее постоянных или временами появляющихся и затем размываемых выступов. Последние названы литоплинтами (от греческого lithos — камень, plinthos — плита). Литоплинты (Ю. К. Дзевановский, П. Г. Судовиков, 1960 г.) в эпоху складкообразования играли роль упоров, конформно которым моделировались архейские структуры. Разрабатывая концепцию литоплинтов, Ю. К. Дзевановский и Е. П. Миронюк (1968 г.) пришли к выводу, что тектонические структуры литоплинтового этапа образовались в две стадии. В первую — возникли «острова» земной коры сиалического профиля. К ним относится Иенгрский и Уянский литоплинты архея алданской системы (рис. 12). Во вторую, вслед за накоплением осадочно-

* Движение оседания (субсидентные), по мнению Н. С. Шатского, связано с изменением вещества Земли в ее глубоких оболочках. В процессах оседания «... основную, ведущую роль играет уменьшение объема мантии ...» (Н. С. Шатский, «Избранные труды», т. IV, стр. 73, 1965).

вулканогенных пород, к первичным литоплинтам присоединились новые области стабилизации (иенгрено-тимптонский литоплинт второй генерации). Площадь крупнейших литоплинтов

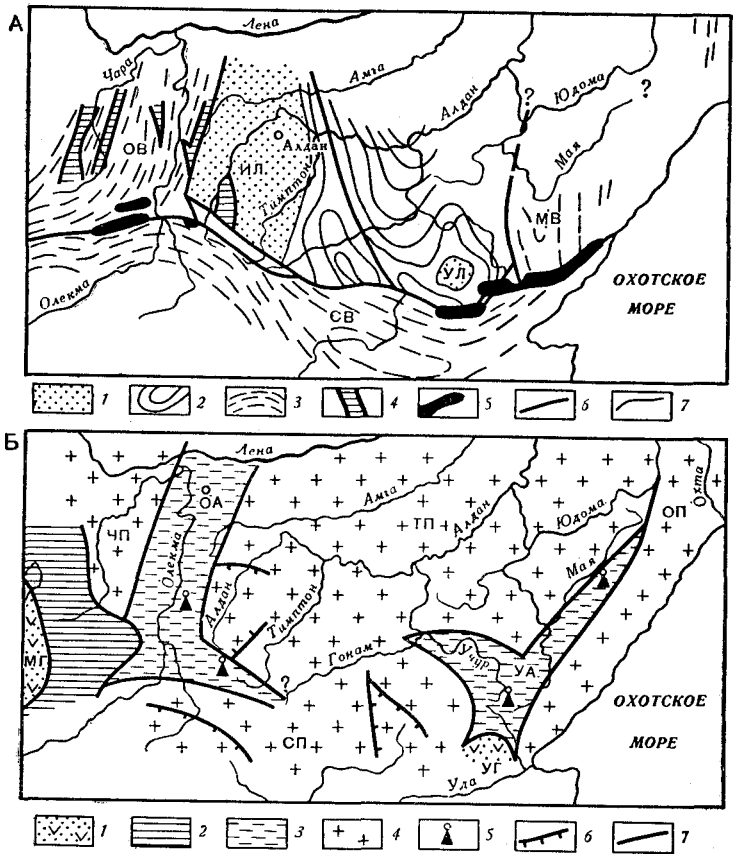


Рис. 12. Палеотектонические схемы юго-востока Сибири. По Ю. К. Дзевановскому и Е. П. Миронюку (1968)

А. Структуры литоплинтового этапа (AR_1): *1* — литоплинты (ИЛ — Иенгрский, УЛ — Уянский); *2—3* — перилитоплинтовые зоны [*2* — Тимптоно-Джелтулинская, *3* — Олекмо-Становой региона (СВ — Становая ветвь, ОВ — Олекминская ветвь, МВ — Маймаканская ветвь]; *4* — троги завершающего этапа; *5* — интрузии анортозитов; *6* — главнейшие разломы; *7* — границы геологических структур. Б. Структуры эоплатформенного этапа (PR_{1-2}): *1* — геосинклинали (МГ — Муйская, УГ — Удская); *2* — Удоканский эоплатформенный прогиб; *3* — авлакогены (ОА — Олекминский, УА — Уянский); *4* — поднятия (ЧП — Чарское, ТП — Тимптонское, ОП — Охотское, СП — Становое); *5—6* — районы развития магматизма (*5* — эффузивного, *6* — гранитоидного); *7* — границы геологических структур

(например, Иенгрского) достигает 100 000 км². По-видимому, внутреннее строение литоплинтов было сложным; в нем различались неправильные брахиформные структуры с быстро меняющимися углами и азимутами падения. Более мелкие складчатые структуры (100—40 км длиной) имели линейную ориентировку, концентрически облекающую края литоплинта. Эта краевая система складок иногда осложнена короткими и широкими складками, оси которых быстро погружаются в сторону от литоплинта.

Основываясь на детальном анализе материалов по истории развития и структурным особенностям раннего докембрия, Е. В. Павловский и М. С. Марков (1963 г.) в постнуклеарном периоде различают протогеосинклинальный и протоплатформенный этапы. В первый из них сформировались геосинклинальные прогибы, обладавшие очень большими размерами. Образованные в их пределах складчатые дислокации относительно простые. Они образуют системы куполовидных, отчасти линейных складчатых структур. В протогеосинклиналях имели место фациальная устойчивость осадочных накоплений и сходная с геосинклиналями неогея эволюция магматизма — от основных и ультраосновных магм к кислым. Характерны процессы анатексиса, палингенеза, мигматизации и высокотемпературного регионального метаморфизма. Примерами огромных протогеосинклинальных прогибов являются прогибы Сибири (Алданский щит). Фундамент протоплатформ может быть в одних случаях сложен складчатым, гранитизированным протогеосинклинальным комплексом, а в других — тоже гранитизированным нуклеарным комплексом. Чехол платформы — слабо метаморфизованный или неметаморфизованный — сохраняется в прогибах типа синеклиз. С осадочными породами чехла в ряде районов земного шара связаны месторождения урановых и железных руд и золота. Е. В. Павловский предполагает, что в ятулийское время существовала большая Северо-Балтийская протоплатформа, охватывающая всю современную северо-восточную часть Балтийского щита. В протоплатформах различаются древнейшие трогообразные прогибы, напоминающие авлакогены.

Несколько позднее К. А. Шуркин и Ф. П. Митрофанов (1968 г.) в краткой сводке, посвященной эволюции метаморфизма в раннем докембрии, показали на примерах Северо-Запада СССР и Восточной Сибири схему развития главнейших структур этого времени. По их представлениям, в конце прогеосинклинального этапа образовались относительно устойчивые, но еще не полностью консолидированные протоплатформы с маломощным гранито-гнейсовым слоем. Позднее — на Балтийском щите — на рубеже архея — раннего протерозоя (2600± ±100 млн. лет), а в Восточной Сибири древнее (около 3000 млн. лет) различаются протогеосинклинальные системы двух типов: а) материковые, заложенные на гранито-гнейсовом фундаменте, б) окраинные, или межматериковые, в которых выделяются периферические и внутренние прогибы. В последних не установлен гранито-гнейсовый фундамент и предполагается, что они развивались на коре субокеанского типа. Магматические формации

прогеосинклинального и протогеосинклинального этапов приведены на табл. 14 и 15.

Таблица 14

Магматические формации прогеосинклинального этапа
(по К. А. Шуркину и Ф. П. Митрофанову, 1968 г.)

Формация	Фация метаморфизма	Предполагаемое отношение к складчатости
Перидотит-габбро-диабазовая (малых трещинных интрузий)	—	Позднe- и послескладчатая
Перемещенных мигматитообразующих плагиомикроклиновых гранитов, аляскитов, пегматитов	—	Позднескладчатая
Ультраметагенных мигматит-гранитов, разнообразных гранитоидов, пегматитов	Амфиболитовая	Соскладчатая
Чарнокит-мигматитов, чарнокитов	Гранулитовая	
Гипербазит-габбро-анортозитовая	Гранулитовая	Раннескладчатая
Интрузивно-вулканогенная основного состава		Доскладчатая

К. Стоквелл (1967 г.) под общим названием «краевая моноклиналь» выделил на Канадском щите системы асимметричных прогибов, выполненных граувакками, доломитами, железистыми породами и вулканитами среднего и основного состава. Эти краевые моноклинали по его хронотектонической номенклатуре принадлежат к эфебийской эре и развиваются в области кенорианской орогении на древнейших толщах консолидированных в архейский эон. Породы, слагающие краевые моноклинали, он относит к ненарушенным или слабо нарушенным комплексам послекенорианского чехла. Эпиархейские протоплатформенные структуры, развитые на Канадском щите, могут представлять перикратонные зоны (краевые моноклинали в их чистом виде) и различные прогибы — широкие, типично платформенные и узкие шовные зоны, напоминающие авлакогены.

На южной окраине Сибирской платформы примеры протоплатформенных и протоавлакогенных (палеоавлакогенных)

Таблица 15

Магматические формации протогеосинклинального этапа
(по К. А. Шуркину и Ф. П. Митрофанову, 1969 г., с сокращениями)

Первичные геосинклинальные системы								Относительно стабильные структуры	
Внутренние прогибы окраинных геосинклинальных систем				Периферические прогибы окраинных геосинклинальных систем и геосинклинальные прогибы материкового типа				Краевые части протоплатформ, первичные срединные массивы, геоантиклинали I рода	
Формация	Фация метаморфизма	Отношение к складчатости		Формация	Фация метаморфизма	Отношение к складчатости		Формация	
—	—	—		Метасоматических мигматит-гранитов и интрузивных плагиомикроклиновых и микроклиновых гранитов, аляскитов	—	После- и позднескладчатая		—	
Габбро-плагиогранитовая	—	Раннескладчатая		Ультраметагенных и интрузивных гранодиоритов, плагиогранитов, мигматитов	—	Складчатая		Регенерированных гранитоидов и мигматитов. Интрузивных (регенерированных) чарнокитов	
Гипербазит-габбровая	Эпидот-амфиболитовая, реже зеленосланцевая	Раннескладчатая		Габбро-анортозитовая, кератофиро-спилитовая	Эпидот-амфиболитовая, амфиболовая, реже зеленосланцевая	Раннескладчатая		Габбро-норит-анортозитовая	
Основных эффузивов	Эпидот-амфиболитовая, реже зеленосланцевая	Доскладчатая		Лептитовая (вулканиты основного, среднего, кислого состава)	Эпидот-амфиболитовая, амфиболитовая, реже зеленосланцевая	Доскладчатая		Габбро-диабазовая (дайковая)	

структур были описаны в Олекмо-Витимском районе (В. С. Федоровский и А. М. Лейтес, 1968 г.). Здесь реконструирован раннепротерозойский протоплатформенный Кадаро-Удаканский прогиб (по А. М. Лейтесу, эндоплатформенный), выполненный неравномерно метаморфизованными осадочно-вулканогенными толщами мощностью до 8000 м.

Для протоавлакогенов Олекмо-Витимского района характерны линейные синклинальные структуры, не сочетающиеся с равновеликими сопряженными с ними антиклиналями. Уместно поставить вопрос, не следует ли к этому же типу структур отнести заложенные вдоль глубинных разломов и глубоко врезанные в архейский фундамент Криворожскую (точнее Кировоградско-Криворожско-Херсонскую) и другие борозды в пределах Украинского щита. Эти борозды имеют длину свыше 300—400 км и ширину 40—50 км. По набору формаций принято считать, что их образование происходило в геосинклинальных условиях. Однако обращает на себя внимание, что эти древние приразломные системы имеют синклинальное строение, нехарактерное для настоящих геосинклиналей. А. С. Новиковой (1968 г.) описаны «вулканические борозды», возникшие около 1800—1700 млн. лет назад на юго-востоке Балтийского щита. Эти борозды могут быть отнесены к числу протоавлакогенов. Они прослеживаются на 500—600 км и имеют ширину от первых километров до 60—70 км (рис. 13).

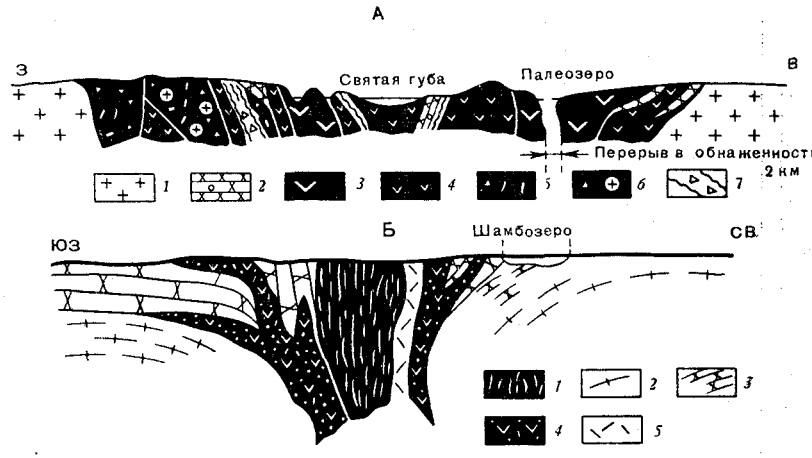


Рис. 13. Профили протоавлакогенов (вулканических борозд) в восточной части Балтийского щита. По А. С. Новиковой (1969)

А — Палеозерский протоавлакоген: *1* — гранитоиды (до PR_2); *2* — кварциты, конгломераты сегозерской серии; *3—4* — вулканиты PR_2 (*3* — метагаббро-диабазы, *4* — метадиабазы, метапорфириты, метамандельштейны); *5—6* — вулканические брекчии (*5* — мономиктовые, *6* — полимиктовые); *7* — зоны милонитизации, рассланцевания, дробления. Б — Шамбозерский протоавлакоген: *1* — пара- и ортоамфиболиты (до PR_2?); *2* — гранитоиды беломорского комплекса; *3* — кварцито-песчаники сегозерского типа (PR_2); *4—5* — вулканиты (PR_2) (*4* — метадиабазы, метапорфириты, брекчии, *5* — кварцевые порфиры)

Анализ новой «Тектонической карты фундамента территории СССР» привел ее авторов (К. О. Кратц и др., 1974 г.) к выводу о заметно неравномерном развитии территории Советского Союза в раннем докембрии. Крупные стабильные области («массивы») в Сибири возникли к концу раннего архея. Позднеархейские и раннепротерозойские подвижные пояса закладывались на их периферии. В фундаменте Европейской платформы наиболее ранняя обширная консолидация наступает лишь к концу позднего архея. Возникшая стабильная область не была устойчивой и в раннем протерозое раздробилась на огромные глыбы (геоблоки), разделенные узкими карельскими подвижными зонами.

В. И. Казанский (1975 г.) акцентировал внимание на интенсивных блоковых перемещениях кристаллического фундамента платформ в раннем и среднем протерозое. Эти перемещения сопровождались мощным разломообразованием, формированием узких трогов, выполненных осадочно-вулканогенными отложениями, внедрением интрузий (ультраосновных, основных и щелочных, реже кислых). Это резкое изменение тектонического режима, раздробление консолидированной земной коры, переход ее в новое состояние были названы В. И. Казанским протоактивизацией.

Возникшие на месте протогеосинклинальных областей и протоавлакогенов складчатые сооружения подверглись консолидации и превращению в неустойчивую платформенную структуру. Не везде и не сразу на них сформировался платформенный чехол. Нередко между поднятиями образуются плоские или не очень глубокие прогибы и впадины, иногда в поперечном направлении переходящие в платформенные структуры. Эти впадины и прогибы одними исследователями относятся к эоплатформенному этапу, являющемуся как бы предвестником платформенного развития, другие рассматривают их как образования сводово-глыбового этапа. На Русской платформе это мульды и грабен-синклинали, заполненные ятулием.

Принимая во внимание, что региональные стратиграфические шкалы для раннего докембрия нередко строятся на основе рубежей между важнейшими тектоническими событиями, следует признать, что повсюду намечается чрезвычайно резко выраженное несогласие между древнейшей — архейской — группой и более молодыми образованиями. Одни исследователи (А. А. Богданов, Л. И. Салоп) считают, что на всех материках этот диастрофизм проявился примерно одновременно, другие (Е. В. Павловский, М. С. Марков, Н. А. Штрейс и др.) признают, что в разных регионах существовала асинхронность главнейших тектонических событий (отсюда выделение групп платформ Лавразийской и Гондванской). Ч. Б. Борукаев, Ю. А. Косыгин и Л. М. Парфенов (1969 г., стр. 4) указывают, «... что установление при составлении тектонической карты Евразии значительного скольжения во времени рубежей этапов складчатости еще

Таблица 16

Докембрийские структуры

Этапы	Структуры	Краткая характеристика	Минерагения	Примеры
Эпиплатформенный	Эоплатформенные впадины и прогибы	Впадины и прогибы между эоплатформенными поднятиями. Дельтовые и лагунные отложения умеренной и значительной мощности	Осадочные медь, железо Древнейшие россыпи (Ti, Au и др.)	Удоканский прогиб (Западное Забайкалье)
	Эпиплатформенные поднятия	Поднятия в пределах неустойчиво стабилизированных более древних структур. Умеренно кислые и кислые вулканиты	?	Чарское поднятие (Северное Прибайкалье)
Протогеосинклинальный	Складчатые области и системы	Линейные и брахиформные складчатые структуры с изменчивой интенсивностью пликативных форм (прямые, опрокинутые, линейные, пережатые, изоклинальные и другие складки)	Редкие металлы, золото, молибден, колчеданные руды	Становая складчатая область
	Прогибы	Древнейшие первичные геосинклинальные прогибы: 1) возникшие на гранито-гнейсовом фундаменте на краю платформы (периферические протогеосинклинали), 2) унаследованно развивающиеся на не вполне стабилизированной базальтово-андезитовой коре. В осадочно-вулканогенных толщах наблюдается ритмичность и в целом устойчивость фациальных обстановок	Хром, железо — титан	Карельская складчатая область (Карелия)
			Кобальт — медь — никель Джеспилиты	Криворожская складчатая система (Украина)
ный	Протоавлакогены	Первичные борозды в пределах формирующихся протоплатформ, выполненные продуктами размыва	Железо	Тиминскамингский щит (Канада)
Протоплатформен		последних, а также вулканитами основного и среднего состава	Колчеданные руды?	Таллаинский и Каларский щиты (Восточная Сибирь)
	Протоплатформы	Относительно стабилизированные крупные блоки неравномерно-гранитизированной коры, возникшие в условиях увеличения ее мощности и жесткости; характерны силлы, дайки и экструзии основного состава, местами спокойный подъем и совершенная дифференциация крупных масс основной, а иногда и гранитоидной магмы. Сложные структуры изолированных гранито-гнейсовых куполов. Локальный метаморфизм чехла	Железо Медь	Протоплатформы постархейской консолидации: Алданская, Беломорско-Кольская и др.
Нуклеарный	Нуклеарные области и системы	Складчатые структуры, сформированные в условиях высокой пластичности архейских толщ. Обычна тесная связь складчатости с процессами гранитизации. Широко развиты крупные (до 200—250 км в поперечнике) изометричные структуры с крыльями, образованными линейными изоклинальными складками. В ядрах нередки конформные, иногда секущие плутоны аляскитовых гранитов. Характерен диапировый подъем сиалических масс	Графит, высокоглиноземистое сырье Апатитоносные кристаллические сланцы Слюда Железо	Беломорская нуклеарная область (Карелия)
	Нуклеарные оседания и прогибы	Обширнейшие (сотни тысяч квадратных километров) оседания и прогибы, формирующиеся в морской обстановке, заполненные фациально выдержанными толщами существенно базальтово-андезитового состава. Характерен повышенный тепловой режим		Архейские прогибы (Беломорье)
	Литоплинты	Первичные, часто затопляемые отмели неустойчивой конфигурации, преобразующиеся в ядра с гранитной корой. Для них типичны кварциты, образованные в результате перемыва кор химического выветривания		Иенгрский литоплинт (Алданское нагорье)

более возрастает при рассмотрении материала по всем континентам. Это явление свидетельствует об отсутствии общепланетарных эпох складчатости». Однако и последняя позиция, логически вытекающая из особенностей глубинного строения разных материков, не исключает того, что сходные тектонические процессы в раннем докембрии охватывали все континенты, хотя и не одновременно (табл. 16).

Рассматривая металлогенические аспекты докембрия, следует подчеркнуть значение складчато-блоковых и блоковых сооружений. «Под металлогенической провинцией понимается группа мегаблоков или блоков земной коры различного структурно-вещественного состава, характеризующаяся определенным типом геологического развития и определенной металлогенической специализацией» (Т. В. Билибина и др., 1975 г., стр. 9). Главными металлами докембрия являются железо, золото, уран, никель, кобальт, медь, свинец, цинк. Характерны месторождения неметаллического сырья — мусковит, флогопит, высокоглиноземистое сырье, асбест, драгоценные камни, горный хрусталь, абразивное сырье. В докембрийских толщах присутствуют рассеянные концентрации редких земель и тория.

СТРУКТУРЫ ПЕРЕХОДНОЙ ЗОНЫ МЕЖДУ КОНТИНЕНТОМ И ОКЕАНОМ

Переходная зона между континентом и океаном (транзиталь) * занимает около 32 млн. км^2. Она распространена неравномерно в областях сочленения земной коры континентального и океанского типов и наиболее полно и разнообразно представлена в западной части Тихого океана вдоль Азиатского материка и вблизи Австралии, а также в двух районах западной части Атлантического океана (Карибское море и море Скотия). Последние районы тесно связаны с Тихим океаном.

Проблемы переходных зон между континентами и океанами рассматривались в трудах А. Н. Заварицкого, Г. Штилле, Ф. Вейниг-Мейнеца, Р. Ван Беммелена, Г. Г. Хесса, Ф. Г. Кюйнена, Г. Беньофа и др. Особое внимание геологов Советского Союза привлекла в последние годы транзиталь в пределах северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. Существенный вклад в комплексное изучение этого региона внесли и ученые Японии. Специфичность транзитали подчеркнута сейсмологами, установившими наличие сейсмического и вулканического поясов, обрамляющих Тихий океан. По своим металлогеническим особенностям эта же зона была еще в 1946 г. объединена С. С. Смирновым под наименованием внутренней части Тихоокеанского рудного пояса, а по концентрации в ней месторождений нефти и газа — И. О. Бродом и др. в 1960 г. были намечены в ее пределах Западно- и Восточнотихоокеанский нефтегазоносные пояса.

Транзиталь можно определить как область взаимопроникновения континентальных и океанских типов земной коры (табл. 17). *В ее пределах острова и полуострова перемежаются с обширными акваториями. Рядом с высокими хребтами располагаются узкие очень глубокие желоба. Это — область максимального вертикального расчленения земной поверхности.* Так, например, в районе Курильских островов предел колебания высот и глубин превышает 12 км. Мозаичности распределения суши и моря соответствует мозаичное распределение типов земной коры. Единство транзитали доказывается также ее весьма высокой сейсмичностью. Здесь располагаются эпицентры неглубоких землетрясений (40—300 км) и землетрясения с глубиной очагов до 720 км. Очаги землетрясений размещаются местами в пределах фокальной зоны, наклоненной под соседние материки. Толщина ее колеблется от 50 до 300 км. Углы наклона составляют от 30 до 60° (в среднем 45°).

Рассматривая островные дуги как важнейший структурный элемент транзитали, автор не отбрасывает известной концепции, разделяемой многими исследователями (М. С. Марковым, М. В. Муратовым, Ю. М. Пущаровским, Г. Б. Удинцевым, А. Л. Яншиным и др.), что многие островные дуги вместе с глубоководными желобами относятся к ранней стадии развития геосинклинальных систем. Однако для них свойственны специфические особенности. Повсюду прослеживается закономерное утонение земной коры от континентов к океану через переходную зону. В том же направлении происходит нарастание положительных значений аномальной силы тяжести с редукцией Буге. Вместе с этим дифференциация локальных форм и неоднородность строения земной коры в пределах транзитали установлены весьма отчетливо (см. табл. 17).

Чередование блоков с разнотипной корой согласуется с приуроченными к ним гравитационными и магнитными аномалиями. В результате расчетов магнитных аномалий в транзитали (И. К. Туезов и др., 1967 г.) в ее пределах выделяются магнитовозмущающие тела, верхняя часть которых располагается в юре, а нижняя — в верхней мантии.

Магматизм транзиталей специфичен и весьма сложен. Инициальный магматизм, связываемый обычно с геосинклинальным этапом развития островных и полуостровных сооружений, проявлен весьма интенсивно и разнообразно. Здесь известны подводные спилито-диабазовые комплексы, чередующиеся с кремнистыми осадками, имеющими общую мощность 3000—5000 м.

* «Переходная зона между континентом и океаном» — название очень длинное и неудобное. Автор перебрал ряд терминов — «геолатераль» (от латинского lateralis — бок, сторона), «геомаргиналь» (от латинского margo — край), «геотранзиталь» (от латинского transitus — переход). Представляется наиболее удобным, ближе отвечающим смысловому значению, понятие «переходная зона» ... употреблять термин «транзиталь».

Таблица 17

Глубинное строение земной коры

Зоны	По И. П. Косминской и др. (1964 г. с изменениями) и по Б. А. Андрееву и др. (1968 г.)		По П. Н. Кропоткину (1962 г.)	По Г. Б. Удинцеву и А. Л. Яншину (1966 г.)
	Тип коры, мощность	Слои		
Континент	Континентальный H=20—70 км	Три слоя: 1) O 2) «β» 3) «γ»	Континентальная кора H=15—40 км от +100 до —100 мгл	Континентальная кора
Транзиталь	Субконтинентальный H=15—20 км	Два слоя: 1) O 2) «γ» — «β»	Кора внутренних морей H=20—30 км Δg от +200 до —50 мгл Глубокие части окраинных морей H=7—25 км Δg от +50 до +400 мгл	Внутренних хребтов островных дуг и одиночных островных дуг O—1,6—1,7; до 1 км «β» — 6,4—6,7 H=15—20 км Mt—7,7—8,3; H=15—20 км
	Субокеанический H=10—15 км	Два слоя: 1) мощный O 2) «β»	Кора материкового склона и подводных хребтов H=10—20 км Δg от +50 до +200 мгл Кора глубоководных желобов H=5—17 км Δg▷+250 мгл	Геосинклинальных котловин Тихоокеанского пояса O—1,6—2,3; 2—6 км «β» — 6,1—6,7 H=6—10 км Mt—8,0—8,3; H=10—15 км Геосинклинальных котловин Альпийского пояса O—1,6—3,5; 5—20 км «β» — 6,4—6,8 H=10—20 км Mt—8,2—8,4; H=20—40 км
Океан	Океанический H=10—15 км	Два слоя: 1) маломощный O 2) «β»	Кора глубоких частей Мирового океана H=3—15 км Δg от +150 до +450 мгл	Океаническая кора

O — осадочный; «γ» — гранитный; «γ»—«β» — гранитно-базальтовый неразделенный; «β» — базальтовый; Δg — сила тяжести в редукции Буге; H — суммарная мощность коры. Скорость продольных сейсмических волн в км/с (например — 1,6); Mt — мантия.

Характерны интрузии ультрабазитовой и ультрабазитово-габбровой магмы. На западной периферии Тихого океана прослеживается перидотитовый (по Г. Хессу) или точнее ультрабазитовые пояса. Они известны в Карякском нагорье, на Камчатке и Восточном Сахалине, на Японских островах, островах Рю-Кю, Филиппинских и Зондских, на Новой Гвинее и Соломоновых островах. В состав пояса, наряду с пироксенитами, перидотитами, дунитами, входят и тесно с ними связанные комагматические интрузии габбро, габбро-диоритов, диоритов, кварцевых диоритов и иногда плагиогранитов. Любопытно отметить, что даже на наиболее выдвинутых к собственно океанским структурам Тихого океана островах Фиджи обнаружены (У. Р. Дикинсон, 1967 г.) роговообманковые тоналиты, содержащие биотит, местами переходящие в роговообманковые диориты, а также небольшие штоки габбро. Этот гипербазитовый пояс является образованием планетарного масштаба, отмечающим трансрегиональный разлом, входящий в общую систему крупнейших дислокаций Западно-Тихоокеанского линеамента, ограничивающего Тихоокеанскую впадину (М. И. Ициксон, 1964 г.).

Магматизм поздних стадий развития островов транзиталей характеризуется некоторым ослаблением интрузивного магматизма. С конца олигоцена и в течение почти всего неогена происходило формирование эффузивных и субвулканических образований пород щелочно-известковой (андезито-базальтовой) серии и в весьма ограниченном объеме наземной липаритовой формации. Синхронные магматические образования районов более ранней консолидации представлены интрузивами и экструзивами щелочных и субщелочных пород (йолит-уртиты, шонкиниты, лейцитовые трахиты, кринаниты, эссекситовые диабазы, монциниты, сиениты). Они известны в западных районах п-ова Камчатка и о-ва Сахалин.

Для транзиталей свойственны плиоцен-антропогеновые вулканические дуги, составляющие цепь действующих и недавно потухших вулканов «орогенного пояса» Тихого океана, характеризующегося излияниями преимущественно андезитового и андезито-базальтового состава. Это так называемая «андезитовая граница» (или андезитовая линия) отделяет область распространения пород «континентального типа» и область преимущественно андезитового вулканизма от океанской впадины с развитием пород «океанского типа». Эта граница особенно четко намечается цепью кайнозойских и отчасти современных вулканических сооружений, прослеживающихся вдоль Алеутской дуги, Камчатки, Курильской и Японской островных дуг, Филиппин, о-ва Палау, вдоль берега Новой Гвинеи на протяжении более 11 000 км; далее она наблюдается и вдоль впадин Тонга и Кермадек в Новой Зеландии. На всем своем огромном протяжении андезитовая линия занимает весьма четкое положение в транзитали, являясь устойчивым звеном в общей системе геоло-

гических явлений и объектов, отмечающих эту зону. Вулканические цепи андезитовой линии тесно связаны в своем развитии с системой глубоководных впадин и островных дуг и поясом высокой сейсмичности.

Со стороны континента граница транзитали обрамляется горными цепями, существенно сложенными мезозойскими и кайнозойскими вулканитами наземного происхождения. Полосы таких вулканитов отчетливо намечаются по окраине материка Азии от Чукотского полуострова до Индокитая. Прерывистые цепи вулканитов того же возраста (наземных, отчасти подводных) прослеживаются вдоль восточного побережья Тихого океана в пределах окраины Северной и Южной Америки.

В Азии крупнейшие, планетарного масштаба, вулканогенные пояса Тихоокеанского кольца существенно андезито-риолитового и андезитового состава, ограничивают с обеих сторон динамичный блок перестраивающейся коры. Они отмечают важнейшие, принципиального характера рубежи, отделяющие глубоководный Тихоокеанский бассейн с корой океанского типа от материка Азии с корой континентального типа. Это западное (тыловое) ограничение транзитали, примыкающее к континенту, отмечено системой пограничных окраинноматериковых разломов, фиксирующихся гравитационной ступенью и возникшим на их основе Восточно-Азиатским вулканогенным поясом. К восточному ограничению зоны тяготеют пояса сейсмичности, глубоководные впадины, островные дуги и вулканический пояс «андезитовой линии».

В Австрало-Новозеландском регионе западную границу транзитали можно провести вдоль Большого барьерного рифа, приуроченного к зоне крупного пограничного регионального разлома и далее на юг по границе глубоководной котловины («Tasman abyssal plain»).

Граница транзитали со стороны Американского континента менее определенна. О. К. Леонтьев относит к рассматриваемой зоне глубоководные желоба (Центральноамериканский и Атакамский) и сопряженные с ними окраинноконтинентальные молодые горные цепи Анд. По мнению автора, транзиталь вблизи побережья Южной Америки чрезвычайно узка и практически ограничивается глубоководными желобами. На севере она выклинивается в южной части Калифорнийского залива. Крутые склоны Анд, обращенные к океану, нельзя отделять от всей системы горных сооружений окраин материка и они не должны включаться в транзиталь.

В пределах транзитали имеются многочисленные и разнообразные структурные элементы, номенклатура которых еще не устоялась (табл. 18). Выделяется следующая триада: 1) котловина окраинного глубоководного моря, 2) островная дуга и 3) глубоководный желоб. В пределах котловин наблюдаются поднятия разного типа. Из них наиболее протяженными явля-

Таблица 18

Термины и названия структур островных дуг и переходных зон

Элементы структур островных дуг		Типы островных дуг	Переходные зоны
Р. Ван Беммелен (1954 г.) Тыловой прогиб Вулканическая внутренняя дуга Внутренний прогиб Невулканическая внешняя дуга Передовой прогиб **П. Н. Кропоткин, К. И. Шахварстова** (1965 г.) Тыловой прогиб Впадина глубоких окраинных морей Островные дуги: 1) внутренняя геоантиклиналь 2) внешняя геоантиклиналь Глубокие океанические желоба **О. К. Леонтьев** (1968 г.) Глубоководные котловины окраинных морей Островные дуги Глубоководные желоба	**Г. Б. Удинцев, А. Л. Яншин** (1966 г.) Геосинклинальные котловины краевых морей Внутрикотловинные геоантиклинали Геоантиклинали островных дуг: 1) одинарные островные дуги 2) двойные островные дуги Глубоководные океанические геосинклинальные желоба: 1) периферические, на океанической стороне островных дуг 2) внутренние, в пределах глубоководных котловин **Г. М. Власов** (1968 г.) Тыловой (краевой) прогиб Внутренняя вулканическая дуга Центральная депрессия Внешняя складчатая дуга Фронтальный прогиб **Д. Е. Кариг** (1971 г.) Подводная дуга Междуговой бассейн Фронтальная дуга Глубоководный желоб	**В. В. Белоусов, Е. М. Рудич** (1960 г.) Островные дуги I рода Островные дуги II рода **В. Е. Хаин** (1964 г.) Юные островные дуги Зрелые островные дуги	**Д. Г. Панов** (1963 г.) Переходная текстура: 1) материковый склон 2) океаническое плато 3) геосинклинальные моря: а) окраинноматериковые б) межматериковые архипелаговые **О. К. Леонтьев** (1968 г.) 1. Западно-Тихоокеанский тип, состоящий из глубоководных котловин, островных дуг и глубоководных желобов (с подтипами — курильским, японским и марианским) 2. Восточно-Тихоокеанский тип, включающий глубоководные желоба и молодые горные цепи, обращенные в сторону океана 3. Индонезийский тип, состоящий из расчлененных глубоководных котловин, петлевидно изогнутых островных дуг и глубоководных желобов с внешней стороны дуг и внутри зоны

Продолжение табл. 18

Элементы структур островных дуг	Типы островных дуг	Переходные зоны
		4. Средиземноморский тип, отличающийся реликтовым характером глубоководных котловин и слабой выраженностью глубоководных желобов

ются геоантиклинали типа Кюсю — Палау с вулканическими островами; меньшими по размеру — подводные системы, не увенчанные вулканическими островами и, наконец, в виде вытянутых овалов подводные группы с сиалической корой.

Многие зарубежные и советские исследователи (Д. Берд, У. Диккенсон, Д. Дьюи, Л. П. Зоненшайн, Д. Кариг, П. Н. Кропоткин, Д. Паккэм, О. Г. Сорохтин, С. А. Ушаков, Д. Фальви и др.) рассматривают тектонические процессы в транзитали исходя из гипотезы новой глобальной тектоники. Особо их внимание привлекает обращенный в сторону континента край «океанской плиты». Модель тангенциального перемещения такой плиты, ее поддвигание (субдукция) под островные дуги имеет множество вариантов. Принятые при этом понятия представлены на табл. 19. Заслуживают внимания представления Д. Карига (1971 г.) на происхождение окраинных бассейнов Западного Притихоокеанья от Алеутской дуги до Новой Зеландии, который связывает их формирование с грандиозными процессами растяжения земной коры. При этом он выделяет окраинные бассейны активные, с продолжающимся растяжением коры (междуговые бассейны Тонга, Кермадек, Марианский, Новогебридский и др.) и бассейны с завершенным растяжением коры — Японский и Охотский (с высокими значениями теплового потока) и Южно-Фиджийский и Алеутский (с нормальными значениями теплового потока). По мнению Д. Карига, геологические и геофизические данные, полученные за последние годы по транзитали, могут быть объяснены наличием под ней аномально высокотемпературной и низкоплотностной мантии, всплывающей из-под литосферы. Растяжение коры и всплывание мантийного диапира способствует образованию дугообразной формы островных систем.

Таблица 19

Терминология			Интерпретация	Осадки	Примеры
Ортогеосинклиналь	Эвгеосинклиналь	Идиогеосинклиналь	Статичный малый океанский бассейн, расположенный между окраиной континента и островной дугой	Пелагические осадки — удаленные турбидиты (принесенные с континента), флиши и пепловые осадки с островной дуги	Японское море
			Сокращающийся малый океанский бассейн, расположенный между островными дугами	Пелагические осадки, флиш и пепловые осадки с островных дуг	Филиппинское море
		Островная дуга	Энсиматический ортотектонический ороген, возникший в результате соскабливания океанских осадков, проявления вулканизма, деформаций и метаморфизма		Японская, Курильская, Алеутская дуги
		Океанский желоб	Место поглощения плиты	Пелагические осадки, чешуйчатые глины, флиш	Японский, Курильский, Перуанско-Чилийский желоба

СИСТЕМЫ ОСТРОВНЫХ ДУГ

При полном развитии эти структуры представляют ординарную или двойную, реже тройную цепи островных дуг, а также обычно и подводных возвышенностей, глубоководного желоба, расположенного с внешней (океанской) стороны дуги и глубоководных котловин краевых морей.

Для большинства островных дуг в настоящее время характерны высокая сейсмическая активность и вулканизм. Осадконакопление в пределах современных островных дуг линейно-зональное, с резкой изменчивостью типов осадков вкрест простирания зоны и устойчивостью вдоль их простирания. Существенно преобладают осадки терригенные, вулканогенные, биогенно-кремнистые и карбонатные (в тропической зоне). На крутых склонах поднятий развиты подводные оползни и отложения суспензионных потоков (турбидитов). К системам островных дуг приурочено большинство действующих вулканов Земли. Вулканы преимущественно располагаются на внутренних дугах, обращенных в сторону континента (табл. 20). Они имеют андезитовый и андезито-базальтовый (известково-щелочной) состав лавовых излияний, варьирующий в широком диапазоне от оливиновых базальтов до риолитов. Строение тектоносферы в островных дугах по геофизическим данным весьма сложное

Таблица 20

Сравнительная характеристика внутренних и внешних зон двойных островных дуг северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса
(по Г. М. Власову, 1965 г., с сокращениями)

Главные особенности		Зоны	
		внутренние (ближайшие к материку)	внешние (прилегающие к океану)
Формационные ряды		Спилито-кератофировая, андезитовая, вулканогенная, молассовая (среднего и кислого состава); платобазальты	Терригенная (песчано-сланцевая), спилито-кератофировая, флишевая, молассовая; платобазальты
Магматические проявления	Эффузивные	Подводные излияния основных лав, сменяющиеся андезитовым вулканизмом островных дуг, а затем континентальными извержениями кислых лав, туфов, игнимбритов, пемз. После складкообразовательных движений — кратковременные излияния основных лав	Преимущественно подводные излияния основных лав; в последующем незначительное развитие субаэральных извержений вулканических продуктов среднего и кислого состава
	Интрузивные	Гранодиориты, диориты, монцониты (много небольших субвулканических массивов). Обилие экструзивных куполов	Ультраосновные интрузии, габбро-диориты, диориты, сиениты (сравнительно редкие тела)
Преобладающие постмагматические изменения пород		Вторичные кварциты (преимущественно сернокислого ряда). В глубинных условиях — пропилитизация	Пропилитизация
Структура		Пологое сводообразное поднятие, нарушенное разломами. Отчетливая связь с глубинными разломами	Складчатая с надвигами, связанная с глубокими разломами, уходящими в мантию
Полезные ископаемые	Эндогенные	Mo, Cu, полиметаллические руды Au и Ag, Hg, Sb, As, S	Fe, Cu, Cr, Ni, Co, Pt, асбест
	Осадочные и эффузивно-осадочные	?	Гематит-кремнистые руды, марганцевые руды, бентониты

Продолжение табл. 20

Главные особенности	Зоны	
	внутренние (ближайшие к материку)	внешние (прилегающие к океану)
Примеры	Центрально - Камчатская вулканическая зона, Большая Курильская дуга, внутренняя зона Северо-Восточной Японии	Восточная Камчатка, Малая Курильская дуга, внешняя зона Юго-Западной Японии

(рис. 14, 16). Наблюдается резко выраженная контрастность и дифференцированность физических свойств коры, а также изменчивость ее мощности и состава. Характерно чередование клиньев и блоков различных типов коры от континентального до океанского со всеми промежуточными подтипами. В зоне развития островных дуг происходят многочисленные разрывы, сопровождающиеся землетрясениями, очаги которых составляют фокальную зону, погружающуюся под континент. Этой фокальной зоне (зоне Беньофа — Заварицкого) уделяют в настоящее время много внимания геофизики, тектонисты и металлогенисты. Ее называют зоной: повышенной подвижности, активных скалывающих напряжений, вязкого разогрева, магмогенерирующей. Над зоной Беньофа — Заварицкого устанавливается полоса метаморфизма, высоких температур — низких давлений, предполагается наличие вдоль нее эклогитизированной коры. Большая группа исследователей связывает наличие рассматриваемой зоны с погружением литосферных плит под островные дуги или континенты. Зона Беньофа — Заварицкого имеет значительную толщину и глубину. В некоторых детально исследованных транзиталях устанавливается сложное (многоастеносферное) строение верхней мантии как раз в тех регионах, где обнаруживается зона Беньофа — Заварицкого. По мнению автора, потребуются специальные дополнительные исследования, чтобы определить истинную природу этого очень важного тектонически активного глубинного клина.

Системы островных дуг обычно относят к современным геосинклиналям. Различаются островные дуги зрелые и молодые. К первым принадлежат дуги Индонезийская, Филиппинская, Японская, Хоккайдо-Сахалинская, Камчатская, а также Антильская и др. В зрелых островных дугах наблюдается структурный комплекс, состоящий из фрагментов ранее существовавших сложно построенных складчато-глыбовых сооружений, прошедших через два или более цикла геосинклинального складчатого развития, разобщенных и переработанных молодыми (кайнозойскими) и современными тектоническими движениями. Так, например, в Японской островной дуге в юго-западной части

о-ва Хонсю отчетливо прослеживается герцинский структурный комплекс, на Филиппинских островах известны чрезвычайно сильно деформированные доюрские образования, тоже относится к Индонезии, Новой Гвинее, Новой Зеландии и другим зрелым островным дугам.

Молодые островные дуги составляют протяженные гирлянды относительно небольших островов, сложенных юными кайнозойскими породами, покоящимися на цоколе из более древних, существенно верхнемезозойских и палеогеновых образований. К ним относятся Курильская (рис. 14) и Алеутская дуги в северо-западной и северной частях Тихого океана и дуги Бонин-Марианская и Меланезийская в западной и юго-западной его частях, а также, вероятно, вулканическая дуга Малых Антильских островов.

Глубоководные котловины (глубоководные впадины, геосинклинальные котловины) окраинных морей имеют площадь от 0,6 до 5 млн. км² (Филиппинская — 4,8 млн. км², Беринговоморская — 1,1 млн. км², Колумбийская и Венесуэльская — 1,2 млн. км²). Это обширные депрессии шириной от многих десятков до нескольких сотен километров, а длиной не менее нескольких сотен километров. Глубины котловин колеблются в широких пределах — от 3,5—4 до 6,5—7,5 м. Дно глубоководных котловин на больших участках выравнено и сходно с абиссальными равнинами океанов. Однако не исключено, что под осадочным чехлом находятся раздробленные глыбы фундамента. Так, например, в Центральной котловине Японского моря известны изолированные подводные вулканы. В середине южной части этой котловины находится возвышенность Ямато (см. ниже). Относительно сложное расчленение дна наблюдается в котловине Карибского моря и моря Скотия (рис. 15).

По периферии котловин обычно прослеживаются крутые, нередко сейсмически активные склоны, на которых развиты супензионные потоки. Гравитационное поле с редукцией Буге в пределах глубоководных котловин положительное. Оно имеет сходство с полем силы тяжести океанских плит (талассоплен ов). В большинстве котловин гравитационные аномалии достигают +200—+250 мгл. Исключением является Филиппинская котловина, где отмечаются аномалии в +400 мгл, что, возможно, объясняется ее реликтовым (по отношению к океану) происхождением.

Магнитное поле глубоководных котловин изучено недостаточно. В Японском море в Центральной глубоководной котловине наблюдается заметное преобладание отрицательных магнитных полей над положительными. Последние обычно более или менее изолированы. Их интенсивность достигает 500 гамм. Часть из них тяготеет к периферии котловины, вдоль границ которой они образуют протяженные аномальные зоны. Установлено отсутствие осевой симметрии в магнитных аномалиях глубо-

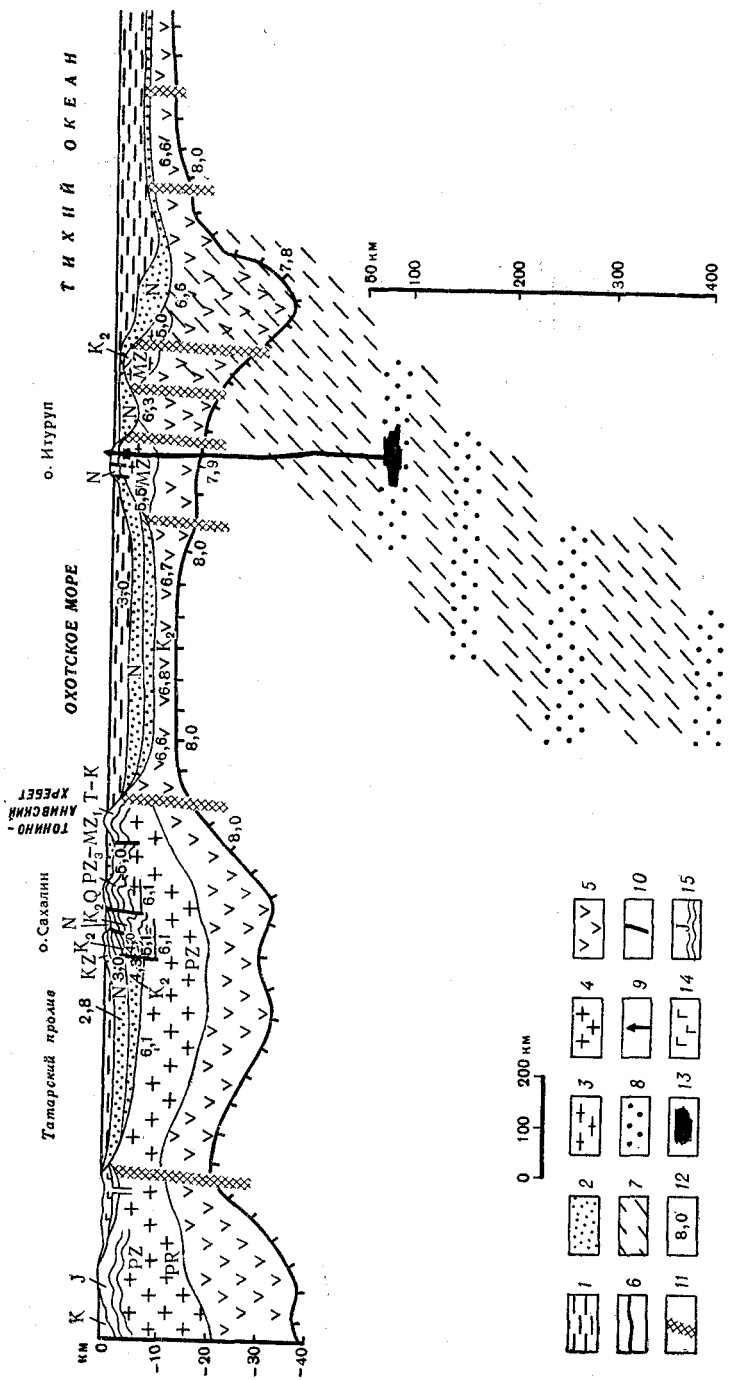


Рис. 14. Геолого-геофизический разрез по линии: Сихотэ-Алинь — Сахалин — Курильские острова — Тихий океан. По А. Г. Родникову, Р. Д. Родниковой (1974)

I — Сихотэ-Алиньская складчатая система; II — Охотоморская транзиталь (*а* — Сахалинский мегантиклинорий, *б* — Южно-Охотская впадина, *в* — Курильская островная дуга, *г* — Курило-Камчатский прогиб); *III* — Тихоокеанский кратон. *1* — вода; *2* — осадочный слой; *3—4* — «гранитный слой» (*3* — верхняя часть, *4* — нижняя часть); *5* — «базальтовый слой»; *6* — поверхность Мохо; *7* — фокальная зона; *8* — астеносферные слои; *9* — вулканические аппараты; *10* — разломы; *11* — зоны глубинных разломов; *12* — граничные скорости продольных волн; *13* — магматические очаги; *14* — вулканогенные пояса; 15 — литолого-стратиграфические комплексы осадочного слоя

ководных котловин (М. Л. Красный, 1968, 1975 гг.; С. Уеда и В. Вакье, 1968 г.).

Земная кора в глубоководных котловинах субокеанского типа. В них наблюдается осадочный слой изменчивой мощности, полностью отсутствует «гранитный» слой и умеренной мощности (8—10 км) «базальтовый» слой. Так, глубоководная котловина

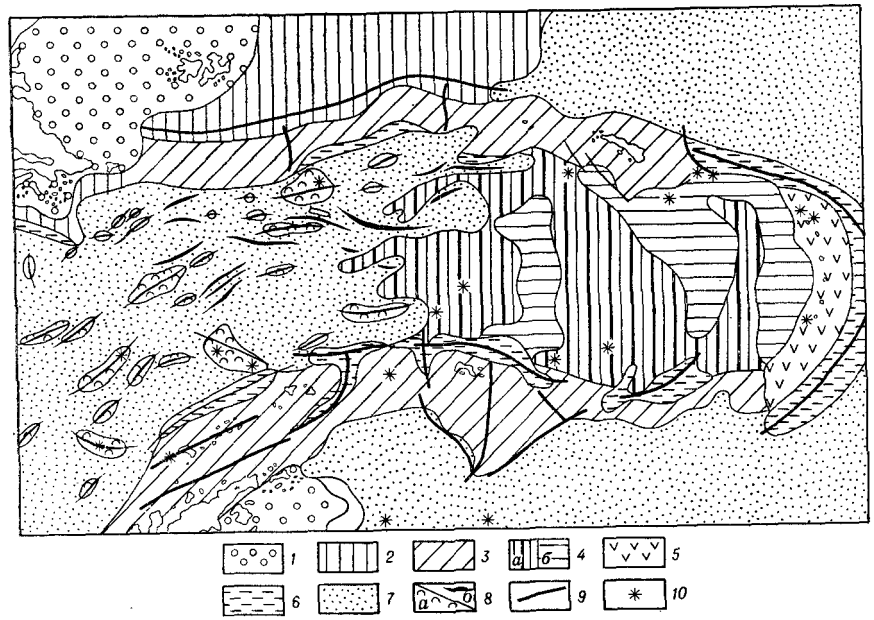


Рис. 15. Тектоническая схема моря Скотия. По Д. Е. Гершановичу и А. И. Дмитриенко (1975), с изменениями

Континентальные структуры: *1* — шельф; *2* — континентальный склон; *3—4* — мезо-кайнозойские структуры (*3* — Южно-Антильского хребта, *4* — восточной части моря Скотия (*а* — погруженные хребты, *б* — котловины); *5* — Южно-Сандвичева островная дуга; *6* — глубоководные желоба; *7* — абиссальные равнины ложа океана; *8* — области тектоно-вулканической активизации (*а* — поднятия, *б* — желоба); *9* — разломы; *10* — вулканы

Японского моря (А. П. Милашин и др., 1968 г.) имеет осадочный слой, который разделяется на две толщи: верхняя содержит 8—10 отражающих границ протяженностью 10 км и более и имеет мощность 0,7 км; в нижней толще всего 3—5 отражающих границ, мощность ее 0,8—1,0 км. Границы внутри толщ располагаются почти повсюду горизонтально. Лишь в одном случае намечено пологое антиклинальное поднятие. В основании осадочного слоя отмечена опорная поверхность, характеризующаяся падениями под углами 5—7°. Она образует пологие обширные прогибы с амплитудой 0,5—0,6 км. Предполагается, что эта опорная поверхность отвечает поверхности «базальтового» слоя с граничными скоростями 6,4—6,6 км/с.

В Алеутской глубоководной котловине (Sholl et al., 1966) Берингова моря мощность осадочного слоя (скорость продольных волн 2,2—2,9 км/с) достигает 4 км. Залегающий ниже слой со скоростями 3,2—5,5 км/с имеет мощность 2,5—4 км; ниже идет слой с «нормальной» океанской корой мощностью 3,5—7,0 км. Сходная картина вырисовывается и в Мексиканском заливе.

Несмотря на известное сходство коры в глубоководных котловинах разного размера, автор считает необходимым различать по крайней мере два их типа — филиппинский с абиссальными холмами, почти не отличимый от настоящих океанских равнин — талассопленов (см. ниже), и япономорский — с более резко выраженным рельефом. К последнему относятся глубоководные котловины сравнительно небольшого размера обычно с явно наложенными границами. Первые, вероятно, могут рассматриваться как крупные останцы океанской платформы (талассократона), а вторые — как новообразованные структуры, возникшие при энергичных тектонических движениях, сформировавших системы островных дуг. К япономорскому типу котловин относится и небольшая по размерам котловина моря Банда в Индонезии. Подобные «микроокеаны» расположены среди структур с субконтинентальной корой (в системах островных дуг) и среди структур континентального типа (Средиземное море, Каспийское море).

В глубоководных котловинах заметное место принадлежит линейновытянутым, иногда дугообразно изогнутым, подводным поднятиям, возможно заслуживающим выделения в самостоятельную группу структур. Эти поднятия (их обычно называют геоантиклинальными) имеют протяженность во многие сотни километров.

Намечается три типа подводных поднятий: 1) погруженные ниже уровня моря складчатые или складчато-глыбовые системы, 2) подводные геоантиклинальные валы и 3) поднятия существенно вулканогенного происхождения. К первому типу, вероятно, относится поднятие, расположенное к югу от о-ва Минданао. Сходную структуру, вероятно, имеет хр. Беата, разделяющий Колумбийскую и Венесуэльскую котловины Карибского моря (рис. 16). Второй тип представлен геоантиклинальным валом Кюсю — Палау (Филиппинское море), покоящимся на широком сводовом поднятии; его длина 3000 км, ширина 90 км. По своим морфологическим особенностям и некоторым другим признакам (асейсмичность, отсутствие активных вулканов) поднятие Кюсю — Палау напоминает глыбовые океанские хребты. В нем, так же как и в последних, известны хорошо выраженные крупные блоки и вулканические пики. Третий тип внутрикотловинных поднятий известен в Японском море. К нему принадлежит возвышенность Ямато (Б. И. Васильев, Б. Я. Карп, Ю. В. Шевалдин, Г. Рикитаке и др.) длиной 350 км и шириной

140 км, состоящая из двух скалистых хребтов — Северного и Южного, разделенных глубокой (до 2 км) депрессией (рис. 17). В аномальном магнитном поле эта возвышенность выделяется значительной дифференцированностью положительных аномалий. Ширина их от 1—2 до 25—30 км и интенсивность до 500 гамм. Разрез земной коры, наиболее детально изученный на Южном хребте, следующий: 3,6 км/с — 1,0 км; 4,9 км/с — 2,0 км; 6,2 км/с — 4,0 км; 6,8 км/с — приблизительно 10 км.

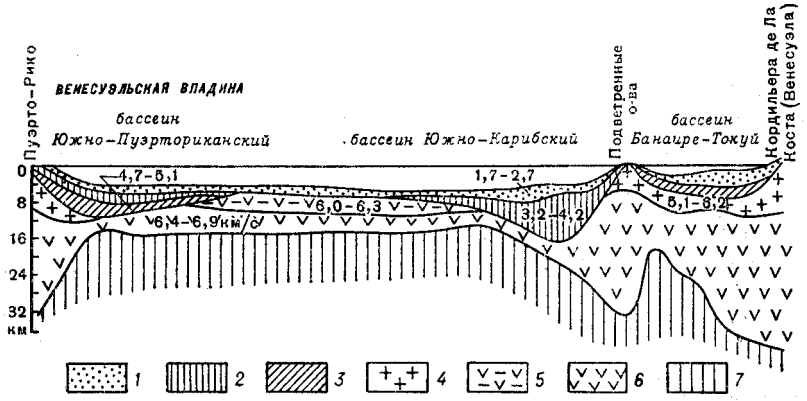


Рис. 16. Разрез Карибской транзитали. По Д. В. Несмеянову (1973)

1—3 — осадки (*1* — рыхлые, *2* — полууплотненные, *3* — весьма уплотненные осадочные и вулканогенные породы); *4* — «гранитный слой»; *5* — верхняя часть «базальтового слоя»; *6* — «базальтовый слой»; *7* — мантия

В пределах возвышенности драгированием подняты разнообразные горные породы. Предположительно к наиболее древнему комплексу относятся: 1) зеленые метаморфизованные диабазовые порфириты, 2) розовые лейкократовые граниты, гранитосиениты и аплиты. Эти породы встречаются в гальке конгломератов. Конгломераты, песчаники, кремнистые породы, по-видимому, имели активный контакт с серыми биотитовыми и лейкократовыми гранитами и гранито-диоритами, имеющими, по данным М. Озима, возраст, определенный радиогенным методом, от 195 до 220 млн. лет. Верхний вулканогенно-осадочный комплекс состоит из андезитов и их туфов, песчаников, алевролитов, туффитов и базальтов (32—34 млн. лет). Это обычный для Япономорского региона кайнозойский комплекс пород.

Приведенные данные о возвышенности Ямато не оставляют сомнений о существовании в позднем палеозое — раннем мезозое континентального блока, объединявшего Южное Приморье, хребты возвышенности Ямато и Юго-Западную Японию. Строение земной коры в пределах перечисленных положительных структур, судя по далеко не полным данным, субконтинентальное.

Глубоководные желоба (глубоководные океанические геосинклинальные желоба, по Г. Б. Удинцеву и А. Л. Яншину, 1966 г.) — это сильно вытянутые, в плане дугообразные (Алеутский, Пуэрто-Рико), слегка изогнутые (Курило-Камчатский, Центральноамериканский) или реже прямолинейные (Тонга, Филиппинский) узкие асимметричные прогибы, активно развивающиеся вдоль разломов в периферических частях талассократонов. Они составляют обычно часть системы островных дуг,

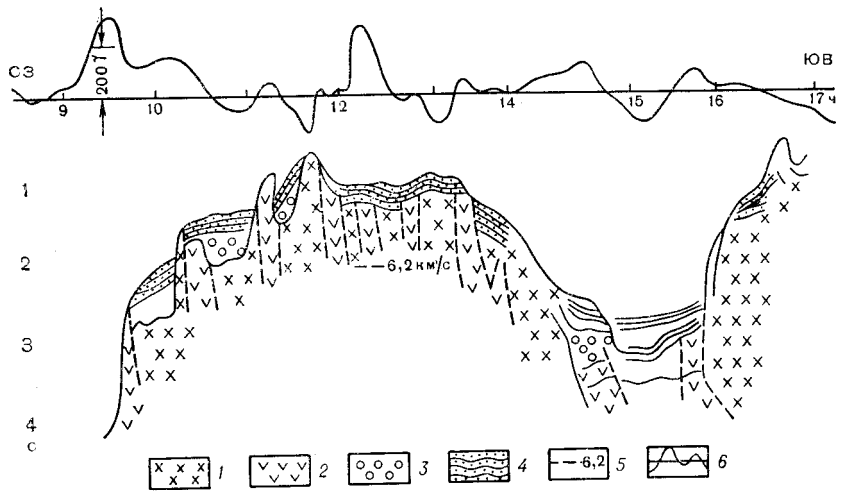


Рис. 17. Схематический геолого-геофизический разрез через возвышенность Ямато. По Б. И. Васильеву и др. (1972)

1 — гранитный интрузивный комплекс; *2* — вулканогенные и интрузивные породы основного состава; *3* — базальные конгломераты; 4 — песчаники, алевролиты, туфопесчаники; *5* — положение преломляющих границ и величина граничной скорости (по данным ГСЗ); *6* — аномальное магнитное поле

наиболее приближенную к океану. В этой системе они могут быть выражены очень резко (например, Алеутский, Курильский, Филиппинский и другие глубоководные желоба), либо слабо (желоба Кюсю, Новогвинейский и др.). Иногда глубоководные желоба располагаются не с обращенной к океану стороны островной дуги, а лежат в пределах глубоководной котловины краевого моря (желоба моря Банда, в Южно-Китайском море к западу от о-ва Лусон). Не менее характерны глубоководные желоба, примыкающие непосредственно к континенту (Перу-Чилийский и др.). Глубина глубоководных желобов колеблется от 5 до 11 км. В Марианском желобе отмечена рекордная глубина — 11,022 км. Длина крупных желобов составляет тысячи километров (2000—4000 км), ширина желоба (измеряемая по изобате 6,5 км) — несколько десятков километров. Дно глубо-

ководного желоба является зоной относительно интенсивного (по сравнению с океаном) осадконакопления. Мощность рыхлого осадочного покрова на дне достигает 2—3 км, на океанских склонах желоба — значительно меньше. Поперечный профиль желобов асимметричен. Он имеет форму, близкую к грабенообразной. Склоны его крутые. Там, где они совпадают с разломами, — уступообразные, отвесные. В наиболее глубоких частях желобов находится узкая (5—20 км) полоса плоского аккумулятивного дна. Склон глубоководного желоба, обращенный в сторону островных дуг, обладает особо высокой сейсмической активностью, при этом близкие к поверхности очаги землетрясений группируются в вертикально ориентированной зоне. Строение земной коры под глубоководными желобами отличается сложностью и наличием слоев с различной скоростной характеристикой, приближаясь то к субконтинентальному, то к субокеанскому типам. Исследование Курило-Камчатского желоба показало, что его подстилают субконтинентальный (со стороны Курильских островов) и океанский (со стороны Тихого океана) типы коры. Мощность базальтового слоя под осью желоба достигает 7—9 км.

Глубоководные желоба, несмотря на существующее представление о них, как о современных геосинклинальных прогибах, — структуры особого рода. Их тектоническая специфика только начинает познаваться геофизическими и другими методами. Для них характерны: сбросовые ступени, флексурные прогибы, локальные горсты и грабены; оползни и обвалы; сочетание слоистых и неслоистых «сгруженных» мутьевых осадков и вулканитов. Нередко наблюдается резкое различие геологических процессов на внешнем океанском и внутреннем континентальном или островном склонах. Присутствуют отдельные вулканические конусы. Вероятно, недалеко то время, когда тектонисты выделят элементы глубоководных желобов и дадут им свои названия. Время заложения некоторых (а может быть, и большинства) глубоководных океанских желобов, возможно, относится к мелу — периоду, когда в западной Притихоокеанской области произошли крупнейшие разломы, сопровождавшиеся внедрением (или выдавливанием) серпентинитов. Тектоническая активность глубоководных желобов часто проявлялась в течение всего кайнозоя и сохраняется и в настоящее время. Многие геологи высказывают мысль о значительной древности глубоководных желобов, ограничивающих с запада собственно Тихоокеанскую геотектоническую зону.

Гипотез о происхождении глубоководных желобов несколько. Предполагают, что они образовались либо в результате растяжения земной коры, либо крупного надвига или сбросов (сбросовый грабен). Хорошо известны также представления о связи глубоководных желобов с нисходящими ветвями конвекционных потоков. Недавно Дж. Л. Уорзел * (1969 г.) подробно осветил вопрос о происхождении глубоководных желобов. По его мнению, небольшое расширение коры и сбросовое погружение узкого блока (или клина) коры могут вызвать возникновение глубоководного желоба и пояса отрицательных аномалий силы тяжести (с редукцией за свободный воздух).

Еще в начале XX столетия в палеогеографических построениях Ч. Шухерта бордерленды (border — окраина, land — страна) описывались как части суши с ясно выраженной тенденцией к неравномерному поднятию. Временами это были области, откуда поступал в море обломочный материал. Сейчас представление о бордерлендах усложнилось. Под ними в настоящее время понимают особый тип структур переходной зоны, выделенный геологами и океанологами США вблизи Южной Калифорнии. Для этого участка подводной окраины континента предлагалось несколько названий: континентальная окраина (continental margin), предконтинент (pre-continent), континентальный бордерленд (continental borderland). Во время дискуссии на Международном коллоквиуме в Ницце в 1955 г. (см. «Рельеф и геология дна океанов», 1964 г.) вопрос о необходимости выделения особого калифорнийского типа подводного рельефа вызвал разногласия. Рельеф бордерленда весьма сложен. Это по существу затопленная складчато-глыбовая горная страна, напоминающая некоторые подводные окраины островных дуг Восточной Азии и Западной Атлантики. Ширина бордерленда достигает 250—280 км, длина 500—600 км. На батиметрической карте, составленной К. О. Эмери (1954 г.), — рис. 18, хорошо видно, что в составе бордерленда различаются вытянутые в северо-западном направлении продольные поднятия и погружения (бассейны), расчлененные поперечными ложбинами. По данным глубинного сейсмического зондирования, в пределах бордерленда (в направлении от континента к океану) континентальная кора на протяжении 300 км уменьшается от 31 до 18 км, что свидетельствует о наличии здесь широкой зоны коры переходного типа. Эти данные, а также сведения о геологической истории бордерленда, излагаемые К. О. Эмери (табл. 21), противоречат представлениям Г. Менарда (1966, стр. 242), что бордерленд Нижней Калифорнии и Северной Мексики «... напоминает маленький шельф, разбитый сбросами на мелкие острова и котловины». Нельзя также относить бордерленды к генетическим типам рельефа материкового склона (Д. Г. Панов, 1963 г.).

По геологическим особенностям и геологической эволюции бордерленды являются погруженными аналогами зрелых остров-

* Фамилии, переведенные с английского языка, в наших изданиях не унифицированы. В одних изданиях Worzel переведен как Ворцель, в других — как Уорзел, в третьих — как Уэрзел. — *Прим. автора.*

Таблица 21

Сравнительная характеристика геологической истории Южнокалифорнийского бордерленда и Хоккайдо-Сахалинской основной дуги

Южнокалифорнийский бордерленд (*по К. О. Эмери, 1964 г.*)	Хоккайдо-Сахалинская островная дуга
Q_1 — признаки складкообразования; $N_2 — Q_1$ — мощная толща сланцев (банка Коронадо)	Q_1 — отложения террас, местами с пепловыми и туфогенными прослоями
N_1^3 — осадочные толщи с фосфоритами (острова и мели)	N_1^3 — осадочные толщи морские, иногда континентальные
N_1^2 — вулканогенные образования (туфы и слои пепла, дайки)	N_1^2 — морские и вулканогенные (лавы и туфы) отложения
N_1^1 — морские отложения (сланцы с тонкими кремнистыми прослоями)	N_1^1 — мощные морские и вулканогенные отложения, нередко кремнистые опоковидные туфодиатомиты
P_3 — морские (на севере) и континентальные отложения	P_3 — морские, реже континентальные отложения
P_{1-2} — местами поднятия, размыв	P_{1-2} — грубообломочные, нередко угленосные толщи, местами поднятия, размыв
K_2 — морские отложения	K_2 — мощные морские эв- и миогеосинклинальные отложения
K_2 — поднятия, складчатость и метаморфизм	K_1^2 — поднятия, складчатость и метаморфизм
$J_3 — K_1$ — геосинклинальный прогиб, выполненный мощными толщами осадочных и вулканогенных пород	$J_3 — K_1$ — геосинклинальный прогиб, выполненный мощными осадочными и вулканогенными породами остринской и хойской свит и их аналогами на о-ве Хоккайдо

ных дуг. Хотя выделение бордерлендов как особых структур оправдано, имеются и противники их обособления. Как показано на табл. 21, история геологического развития Хоккайдо-Сахалинской островной дуги весьма близка к последовательности событий в Южнокалифорнийском бордерленде.

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ СКЛОНЫ

Существуют разные взгляды на место континентальных склонов в глобальных структурах Земли. Одни включают их в переходную зону от континента к океану, другие причленяют к континентальным тектоническим сооружениям. Речь идет о структурах весьма крупных как по протяженности, так и по площади. Общая площадь, занимаемая континентальными склонами, составляет 12 млн. км², а континентального подножия 22 млн. км². Если добавить сюда, что континентальные склоны высоко оцениваются по перспективам нефтегазоносности (М. К. Калинко, 1969 г.), то придется признать незаслуженно

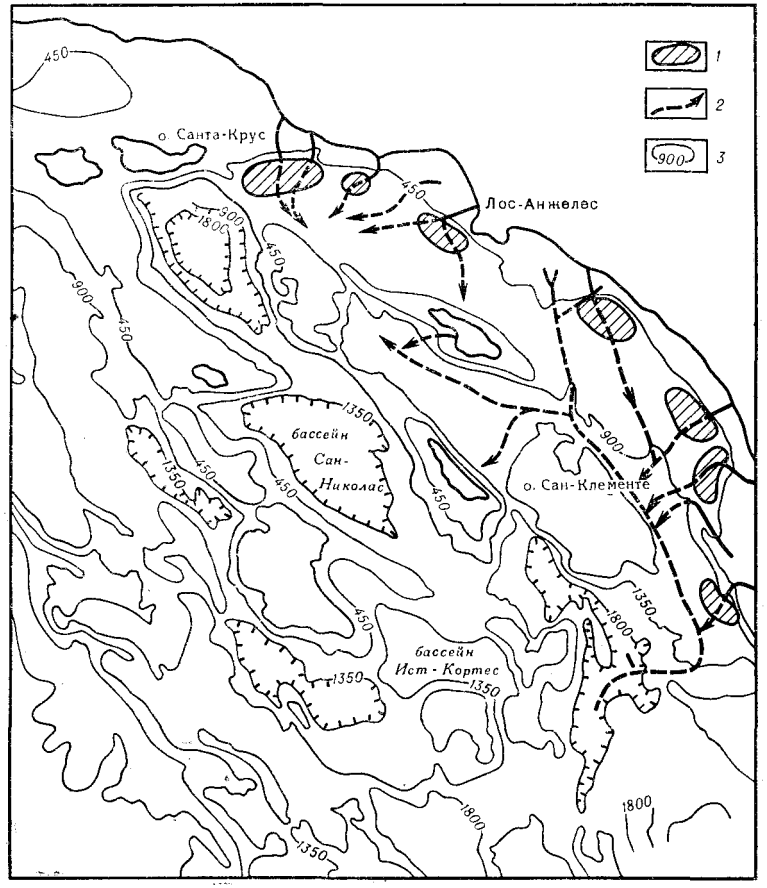


Рис. 18. Подводный рельеф бордерленда Южной Калифорнии. По К. Эмери (Emery, 1954), с упрощением

1 — зоны подводных дельт; *2* — вероятные направления мутьевых потоков; *3* — изобаты (в м)

малое внимание, которое уделялось до сих пор тектонистами этим структурам.

Чтобы ответить на вопрос, куда следует относить континентальные склоны, обратимся к геофизическим данным. Исследование континентальной окраины Атлантического океана (А. Г. Гайнанов, Е. Д. Корякин, 1967 г.) показало, что при переходе от океана к континентам магнитное поле приобретает не-

спокойный характер. Аномалии ΔT становятся резче и их амплитудные значения изменяются заметно сильнее, чем над талассопленами. Из табл. 22 видно, что средние изменения амплитудных значений региональных аномалий ΔT в переходных зонах примерно в два раза больше, чем в талассопленах. Проведенные А. Г. Гайнановым расчеты глубин залегания нижних кромок магнитовозмущающих масс для Атлантического и Тихого океанов показали, что при переходе от материков к океанам формирование аномального магнитного поля обусловлено неоднородной намагниченностью вещества верхней мантии. Близкие результаты получены И. К. Туезовым и др. (1967 г.) по структурам транзитали (в том числе и по континентальному склону) на крайнем Востоке СССР. По их подсчетам магнитовозмущающие тела здесь приурочены либо к верхней мантии, либо их нижняя кромка располагается в верхней мантии, а верхняя — в земной коре. Не менее показательны данные по аномалиям силы тяжести. А. Г. Гайнанов и Е. Д. Корякин указывают, что изоаномалы силы тяжести с редукцией Буге в пределах переходной полосы сгущаются и создается значительный гравитационный градиент. Так, например, юго-восточнее Рио-де-Жанейро эти аномалии изменяются от +268 до +75 мгл (19 этвеш). Все это свидетельствует о необходимости относить континентальные склоны к переходной зоне. Этому не противоречат имеющиеся немногие данные о мощности земной коры (20—15 км для континентального склона). Дж. Уорзел (1965 г.) считает, что мощности земной коры 20—30 км, свойственные шельфам, на протяжении 100—150 км резко сокращаются (рис. 19). Обычно наиболее интенсивные изменения мощности коры наблюдаются в 30—50 км по обе стороны от изобаты 1800 м. Постепенное изменение мощности коры чаще отмечается в сторону океана, чем в направлении к материку. Магматизм континентальных склонов почти не изучен. Есть лишь сведения о выходах гранитов и базальтов. Континентальные склоны отличаются повышенной сейсмической активностью.

Таблица 22

Изменение амплитудных значений региональных аномалий в переходных зонах
(по А. Г. Гайнанову и Е. Д. Корякину, 1967 г., с сокращениями)

Переходная зона	Географический регион	Средняя амплитуда (ΔT гамм)	
		Регионы	
		глубоководные	переходные (континентальный склон и др.)
Североамериканская Южноамериканская	Галифакс (2)* Северное побережье То же (4) Монтевидео Буэнос-Айрес	Среднее 240 65 135 95 130	560 265 305 155 210
Африканская	Кейптаун (4) Фритаун (3)	Среднее 121	234
Антарктическая	Лютцов-Хольм (1)	Среднее 114 90	228 175

* Число измерений.

Постепенно отпали сомнения в тектонической природе континентальных склонов, и они в настоящее время рассматрива-

Сравнительно полное представление об особенностях континентального склона получено недавно американскими исследователями (Sholl, Buffington, Hopkins, 1966) и Д. Е. Гершановичем для Берингова моря и залива Аляска; краткая современная сводка сделана О. К. Леонтьевым (1968). При региональных различиях отдельных звеньев континентального склона он в целом выступает в виде контрастной и сравнительно узкой пограничной планетарной зоны дна океана высокой тектонической подвижности. В пределах континентального склона сочетаются элементы линейные и блоковые. Последние заметно усложняют его строение (рис. 20). Склон в целом представляет собой опускающуюся от края шельфа наклонную, обычно расчлененную каньонами и долинами равнину, более крутую до глубины 2000—2700 м, со средними углами 3—8° (местами до 15—25°). Эта верхняя часть склона называется материковым уступом. Ширина уступа составляет обычно десятки километров. Основание склона — материковое подножие — окаймлено слабо волнистой равниной с уклоном от 0,1 до 0,001. Здесь наблюдаются значительные (2—3 км) мощности осадков. В пределах материкового подножия выклинивается «гранитный» слой земной коры. В заливе Аляски в пределах подножия известны вулканические подводные горы.

На хорошо изученном материковом склоне Атлантического побережья США до глубины 1800—2000 м наблюдаются довольно крутые (от 7 до 15°) откосы. Верхняя его часть нередко обнажена. Нижняя часть склона более отлогая. Поверхность склона расчленена подводными каньонами. Последние привлекли внимание океанологов и некоторые из них исследованы детально.

ются либо как гигантский флексурный перегиб («континентальная флексура» Ж. Буркара), либо как не менее крупная сбросовая дислокация (Ф. Шепард). При региональных разли-

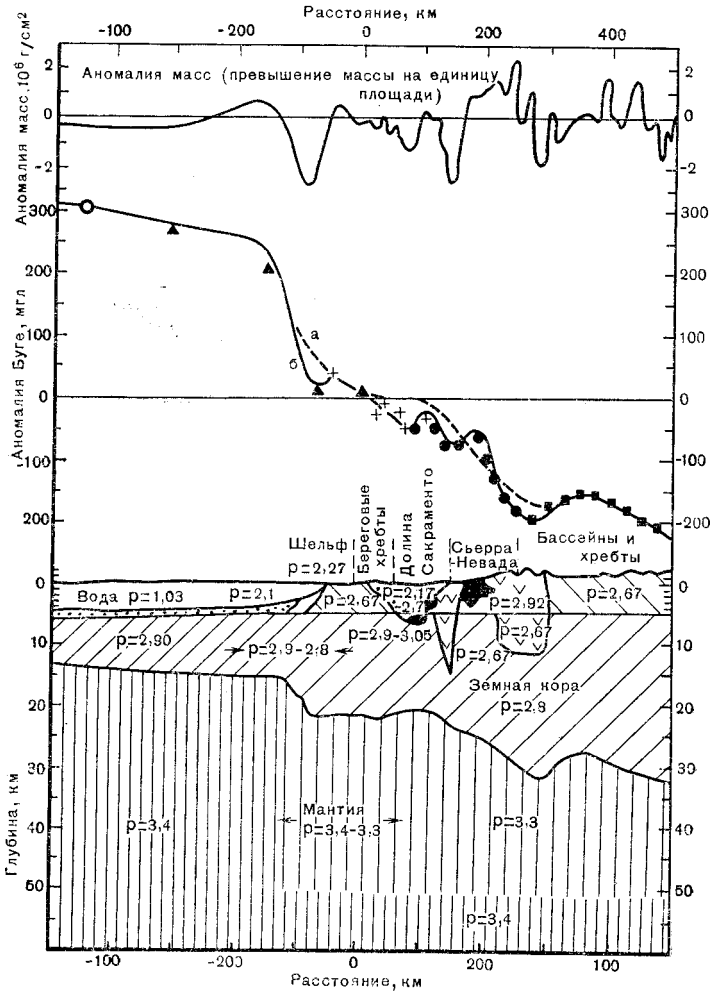


Рис. 19. Разрез земной коры через окраину материка близ Сан-Франциско. По Дж. Л. Уорзел (Worzel, 1965)

а — региональная аномалия силы тяжести; *б* — общая аномалия силы тяжести

чиях отдельных звеньев континентального склона, которые могут быть связаны с флексурами, сбросами и сбросо-сдвигами, в целом он составляет планетарный структурный пограничный линеамент — *зону приконтинентального опускания и активных тектонических движений.* В этом отношении представляется

справедливым предположение Г. А. Сафьянова (Леонтьев, 1968) о размещении подводных каньонов, расчленяющих континентальный склон вдоль концентрически и радиально расположенных разрывов по отношению к центрам поднятий. Другими словами, формирование континентального склона — это особый тектонический процесс, развивающийся в сравнительно

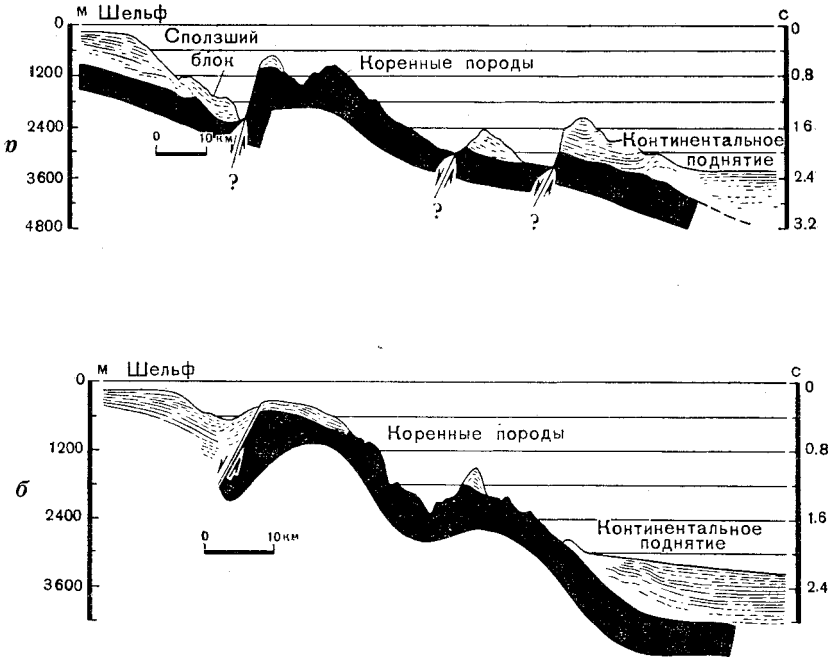


Рис. 20. Геологическая интерпретация сейсмоакустического профиля через Беринговоморский континентальный склон (к западу от островов Прибылова). По Д. Шоллу, Е. Баффингтону, Д. Гопкинсу (Sholl, Buffington, Hopkins, 1966)

а — Берингово море, б — залив Аляска

узкой зоне контрастного сочленения континентов и океанов или (в частном случае) континентальных и островных поднятий и рядом расположенных глубоководных впадин или глубоководных желобов. К этому нас приводят и немногие пока геологические и геофизические данные. На примере эволюции морфоструктур дна Берингова моря и залива Аляска (Д. В. Гершанович, 1969 г.) показано, что для этого региона характерно, с одной стороны, расширение континентальной зоны в результате геосинклинального процесса, а с другой — вовлечение в приконтинентальные опускания и перестройку в структурные элементы переходной зоны вновь возникших образований. Последний процесс предположительно связан с развитием материкового склона. Материковый склон при этом выступает как одна

из наиболее существенных и активных структурных зон океанского дна.

Приведенные геологические и геофизические данные свидетельствуют о правомерности выделения континентального склона в группу самостоятельных пограничных структур.

СТРУКТУРЫ ОКЕАНОВ

Наряду с континентами океанские впадины, или короче океаны (от греческого okeanos — беспредельное море), составляют важнейшие глобальные структуры Земли, обладающие специфическим глубинным строением и нередко весьма сложным рельефом. Полученные за последние годы данные (геофизические, глубоководного бурения, драгирования и др.) привлекли внимание широких кругов геологов всех специальностей. Отважные исследователи проникли непосредственно в ущелья срединноокеанских поднятий. Сейчас уже никто не сомневается, что особенности строения океанской и континентальной коры отражают различное их происхождение. А. П. Виноградов доказал, что дифференциация Земли на оболочки и геохимическая эволюция первичного мантийного вещества привели к единому геологическому процессу образования океана, его особой океанской коры, водной и солевой массы. В результате геофизических исследований установлено, что для всей площади океанов характерны высокие положительные аномалии силы тяжестей с редукцией Буге, превышающие +150 мгл. Под океанской корой мощность волновода (слоя пониженной вязкости) составляет около 300—350 км (под материками 100—150 км). Начинается волновод на глубине 50—60 км и распространяется до глубины 350—400 км. В основании океанской коры давление составляет не более 2 кбар, температура 150—200°. Границами океанов являются подножия материкового склона, а там, где проходят глубоководные желоба (см. выше), — их внешняя (океанская) сторона.

Эволюция тектоносферы привела к расчленению океанов на крупные практически асейсмические области (талассократоны) и области срединноокеанских подвижных поясов, включающих георифтогенальные системы. Эти пояса имеют огромную протяженность (до 80 тыс. км) и значительную ширину, а также высокую сейсмичность. Океаны — это области грандиозного базальтового «наводнения». В этом отношении они, отдаленно конечно, напоминают платформы континентов с их массовым развитием в определенные этапы траппового (т. е. тоже базальтового) магматизма. Внутриокеанские вулканогенные пояса, обозначающиеся на поверхности океанов цепочками островов, подводные нагорья, усеянные конусами вулканов, и десятки тысяч разбросанных по всему океану вулканических построек — все

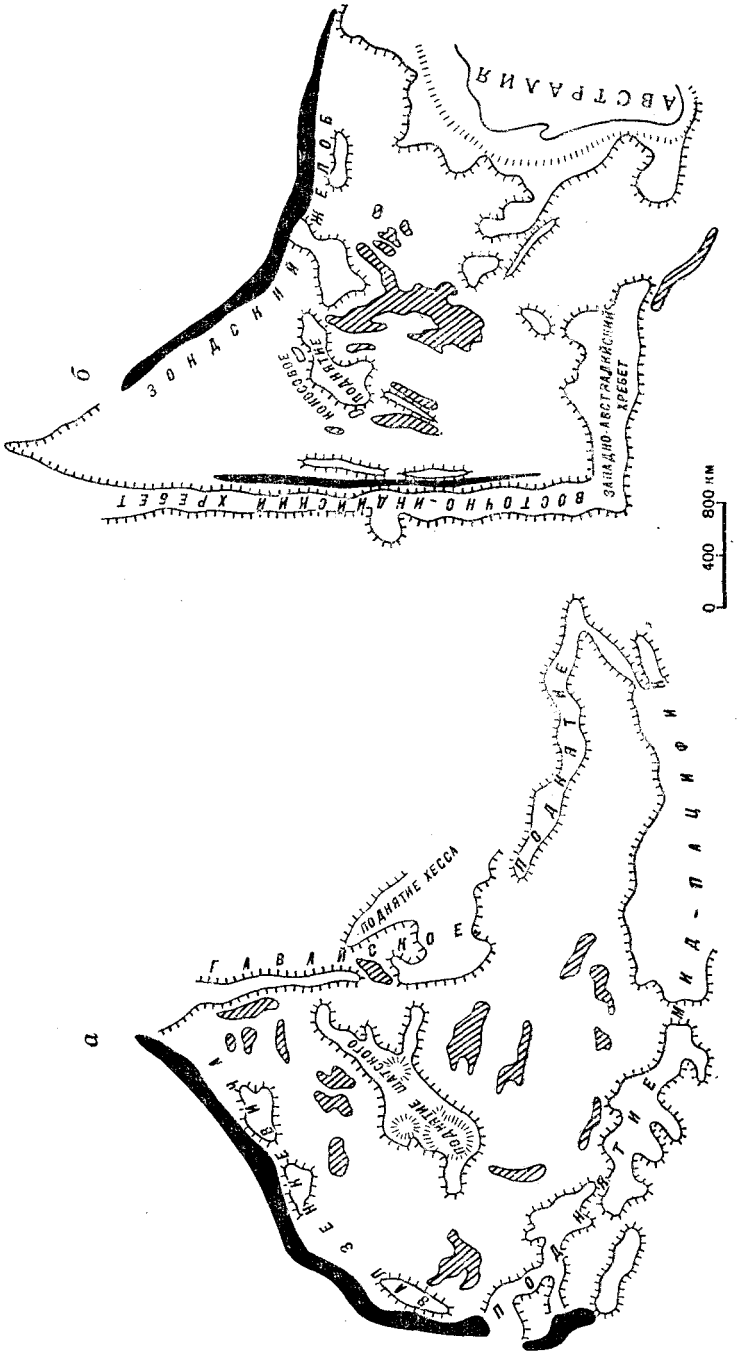


Рис. 21. Типы океанских геоблоков:
а — северо-западный (Тихоокеанский), *б* — юго-восточный (Индоокеанский). Сплошная заливка — глубоководные желоба; косая жирная штриховка — абиссальные депрессии

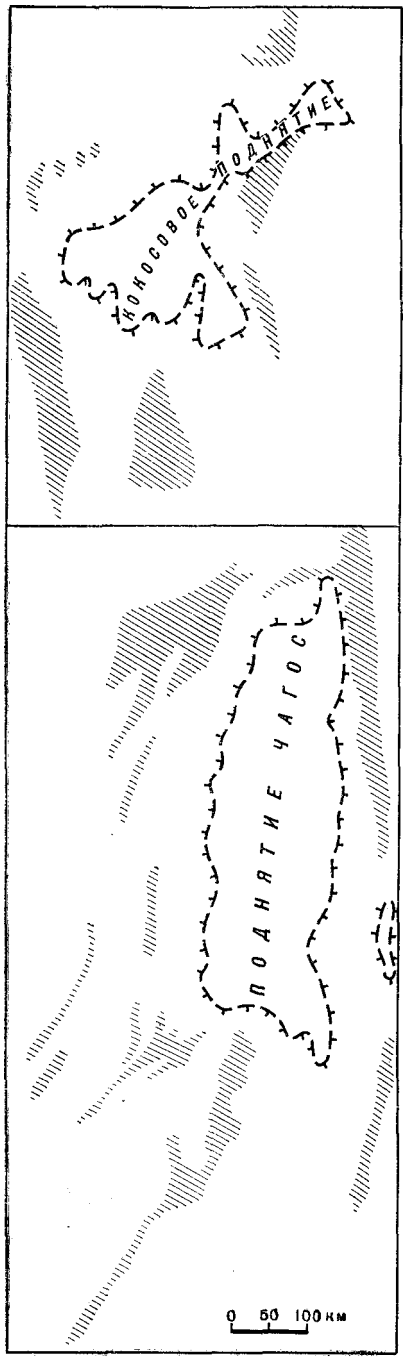


Рис. 22. Сводовые (сводово-глыбовые) поднятия в Индийском океане, обрамленные абиссальными депрессиями и трогами. Из «Геолого-геофизического атласа Индийского океана» (1975)

это создает особую величественную картину, которую можно видеть на картах дна океана, составленных Б. Хейзеном и М. Тарп, Г. Менардом и Н. А. Маровой.

Эпитеты «грандиозные», «огромные», «колоссальные» невольно постоянно применяются к океанским структурам. Это относится и к линеаментам (зонам разломов) восточной части Тихого океана, где недавно за короткий срок были выявлены крупнейшие (длиной в несколько тысяч километров) регматические структуры Земли (трансформные разломы), а также многочисленные зоны дробления. Это, несомненно, не последние важные тектонические открытия в океанах.

Все четче выявляется деление океанов на крупные блоки (геоблоки, см. ниже) или «малые плиты», обладающие не только структурным обособлением (граничные поднятия, желоба, разломы), но и специфическими особенностями внутреннего строения (рис. 21). Особенности тонкой земной коры, существенно отличающейся по мощности и составу от континентальной, обусловливают развитие характерных «океанского типа» структурообразующих деформаций. *Реакция симатической океанской коры на изменение поля напряжения, вызванного*

Таблица 23

Термины и названия структур и географических подразделений дна океана

Тектонические	Географические и аккумулятивные	Смешанные географические и тектонические
Г. Б. Удинцев, А. Л. Яншин (1966 г.) Талассократоны: а) валы (внутренние) б) краевые валы в) хребты глыбовой структуры; подводные поднятия; горстовые зоны г) срединноокеанические хребты д) океанические плиты	**Дамиани** (1968 г.) Абиссальная равнина Бассейн Впадина Поднятие Подводный массив Плато Хребет Возвышенность Порог Подводный обрыв Уступ Подводный пик Подводная гора	**Д. П. Панов** (1963 г.) Абиссальные равнины Срединные хребты Зоны разломов
Г. Б. Удинцев, В. Ф. Канаев (1967 г.) Океаническая платформа: а) древние талассократоны б) молодые талассократоны в) сводовые поднятия г) глыбовые хребты Георифтогеналь: а) рифтовые ущелья	**О. К. Леонтьев** (1968 г.) Котловина Гряда вулканических гор Окраинный океанический вал Плато Подводное ущелье Подводный хребет Островной шельф Срединноокеанический хребет Ложбина (каньон)	**И. П. Атласов и др.** (1967 г.) Океанические впадины Рифтовые вулкано-тектонические поднятия (вулканории)
К. В. Боголепов, Б. М. Чиков (1972 г.) Океанские плиты Области и пояса вулканических структур Пояса внутриокеанических рифтовых структур	**О. К. Леонтьев** (1975 г.) Конусы выноса Аккумулятивные равнины материкового подножья Гигантские косы и пересыпи Гигантские валы	**Р. Фейрбридж и др.** (1968 г.) Главные равнины низкого рельефа (general plain of low relief) Подводные конусы выноса (submarine fans) Архипелаговые чехлы (фартуки) — archipelagic aprons Срединноокеанские поднятия (mid-oceanic ridge) Зоны разломов (линейные эскарпы) — fracture zones linear escarpments
Д. В. Несмеянов, А. Г. Гайнанов (1973 г.) Талассократоны: талассосинеклизы океанические своды поднятия: валообразные горстовые приразломные		**П. Фогт, Е. Шнайдер, Г. Джонсон** (1969 г.) Дно океанского бассейна Окраинные поднятия Континентальные поднятия Бассейны вдоль внешней части поднятия Абиссальное дно Абиссальные равнины Абиссальные холмы Океанские поднятия Фланги Плато Асейсмические хребты

Продолжение табл. 23

Тектонические	Географические и аккумулятивные	Смешанные географические и тектонические
		Зоны разломов Срединноокеанские хребты Фланги Нижняя ступень Средняя ступень Верхняя ступень Гребень Рифтовые горы Подводные горы и острова Островной склон Архипелаговый шлейф

нагрузкой или разгрузкой, оттоком или притоком мантийного вещества, создает в океанах свои специфические структурные формы. Это касается не только срединноокеанских поднятий, которым посвящена обширная литература, но и других океанских геологических конструкций (разломов, сводово-глыбовых поднятий). Нарушение стабильности талассократона вследствие тонкости коры, большой мощности под ней астеносферного слоя, близости к поверхности Мохоровичича очагов расплавленного вещества ведет к формированию новых структур. При сравнении карт рельефа дна океанов (см. «Геолого-геофизический атлас Индийского океана» под редакцией Г. Б. Удинцева, 1975 г.; «Топографическая карта океанов», Т. Ченс, 1975 г.) установлена почти постоянная сопряженность положительных и отрицательных морфоструктурных форм. Так, например, глыбовые и сводовые поднятия обрамляются на периферии впадинами, желобами и трогами (рис. 22); может быть, именно «антиформность» окажется одной из характернейших особенностей океанских структур. Для характеристики особенностей структур океанского дна нами широко используются работы: Г. Менарда (H. Menard, 1964 г.); П. Н. Кропоткина, К. М. Шахворстовой (1965 г.), Г. Б. Удинцева (1968, 1972 гг. и др.), Р. М. Деменицкой (1975 г.), В. В. Белоусова (1975 г.), В. Ф. Канаева (1964 г.), О. К. Леонтьева (1968, 1975 гг.), словарь «Oceanology» под редакцией Фейрбриджа (русский перевод, 1974 г.), К. В. Боголепова и Б. М. Чикова (1972 г.).

Насколько не усовершенствована терминология структур океанов видно из табл. 23. В ней приведены некоторые системы обозначений, применяемых в различных сводках и на тектонических схемах и картах, а также и морфологические классификации.

ТАЛАССОКРАТОНЫ

Термин талассократоны предложен в 1955 г. Фейрбрижем (talasa — море, kraton — сила) для тектонически устойчивой области океанского ложа, испытывающей преимущественно нисходящие движения. В зарубежной и советской литературе можно часто видеть названия: «талассократон Тихого океана», «талассократон Атлантического океана» и пр. Но как очень четко показал Г. Менард (H. Menard, 1964 г.), из понятия собственно Тихоокеанской впадины подлежат исключению Восточно-Тихоокеанское поднятие, а также области переходной зоны от континента к океану. Такое ограничение понятия «талассократон», на наш взгляд, правомерно. Для океанского дна, расположенного вне срединноокеанских поднятий, термин «талассократон» подвергается справедливой критике. Особенности симатической океанской коры, ее реакция на возникающие динамические напряжения свидетельствуют о значительной подвижности и разнообразии структур в пределах ложа океана. Еще в 1966 г. Г. Менард подчеркнул, что в «Тихом океане практически не существует обширных областей с плоским дном, однообразной по толщине корой и нормальными значениями теплового потока. Здесь нет и элементов, которые можно было бы отнести к совершенно ненарушенной коре океанского типа» (стр. 46). Возможно, в этой характеристике имеется некоторое преувеличение, но в целом мысль Г. Менарда, учитывая все выше сказанное об активности океанских структур и их мощном вулканизме, кажется справедливой.

Талассократоны практически асейсмичны. Глубинное строение их характеризуется наличием «базальтового» слоя (скорости продольных волн 6,2—7,4 км/с, обычное 6,7 км/с) мощностью 4—6 км, перекрываемого так называемым «вторым» или «надбазальтовым» слоем (скорости продольных волн порядка 4,0—6,2 км/с, обычные 5 км/с) мощностью 1—2 км и осадочного покрова, мощность которого согласно измерениям с помощью сейсмоакустического метода изменяется значительно (от нескольких десятков метров до 0,5—1,0 км). Иногда осадочный покров на поверхности талассократонов отсутствует и на значительных пространствах выходит коренное вулканическое ложе. «Надбазальтовый» слой интерпретируется либо как слой существенно туфогенных пород, либо как слой уплотненных осадочных пород, возможно, пронизанный или перекрывающийся с вулканическими породами. Слои осадков и вулканитов залегают в океанах спокойно, практически горизонтально. Мощность их невелика. Наиболее значительная в пределах котловин (до 600 м) толща осадков наблюдалась в экваториальной зоне Тихого океана к юго-востоку от Гавайских островов (рис. 23). Как считает О. К. Леонтьев, здесь наблюдается гигантский вал, обусловленный накоплением мощной толщи косослоистых осад-

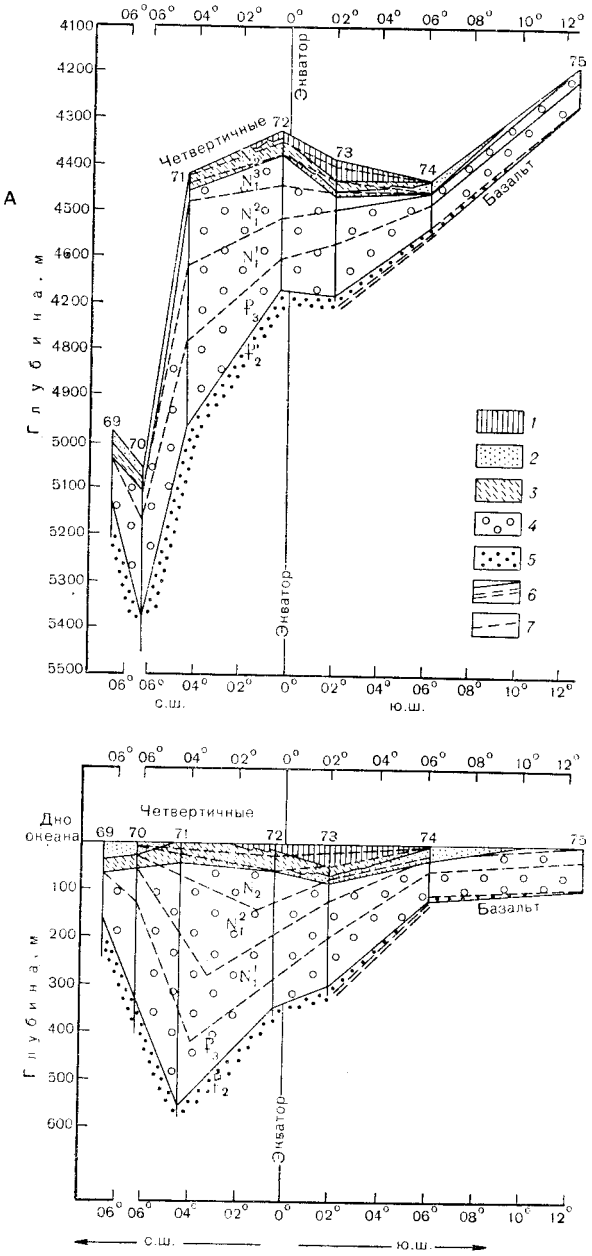


Рис. 23. Донные осадки экваториальной зоны Тихого океана по данным глубоководного бурения. По Г. В. Менарду (1970)

1—3 — компоненты илов: *1* — фораминиферо - нанопланктонные, *2* — радиоляриевые, *3* — радиоляриевые и нанопланктонные (чередование); *4* — нанопланктонные илы; *5* — нанопланктонные и кремнесодержащие илы и кремнистые известняки; *6* — литологические границы (*а* — установленные, *б* — предполагаемые); *7* — геохронологические границы. А — в соответствии с глубинами океана; Б — при выровненном уровне океанического дна

ков в зоне действия Тихоокеанского экваториального противотечения. Не меньшего внимания заслуживает другая точка зрения, рассматривающая восточно-экваториальный район как крупнейшую синеклизу, в центральной части которой развиты наиболее молодые неогеновые осадки и на периферии более древние палеоценовые. Области, относящиеся к талассократонам, лежат в основном на глубинах 3—5 км. Площадь этой части дна океана составляет примерно 55—60% всей площади океанов, или около 40% поверхности Земли. Весьма своеобразно магнитное поле талассократонов. Как отмечают Р. М. Деменицкая (1975 г.), К. А. Гафаров (1971 г.), Хертлер и др. (1968 г.), оно имеет преимущественно неспокойный характер, что, видимо, зависит от сложной гипсометрии магнитовозмущающего «базальтового» слоя коры, пронизанного различного размера дайками и силлами основного состава, а также от ультраосновных пород, подстилающих базальтовый слой. Отсюда значительное число аномалий может быть объяснено различиями в магнитной восприимчивости геологических тел, расположенных в пределах земной коры. Обширные площади океанов (например, северо-восточная часть Тихого океана) характеризуется единой однородной «волокнистой» в целом меридиональной весьма упорядоченной структурой полосовых магнитных аномалий. Последние однородны также по интенсивности (от 500 до 1000 гамм). Аномальное магнитное поле нередко нарушено поперечными разрывами, которые трактуются как сдвиги блоков океанского дна. Отдельные крупные участки дна океана характеризуются спокойным магнитным полем. В восточной части океана такая обширная область находится вблизи экватора.

Как показал А. М. Городницкий (1975 г.), подводные вулканические горы, развитые вдоль региональных разломов глубоководных регионов океанов, характеризуются высоким (до 1000 гамм) аномальным магнитным полем, тогда как в пределах срединноокеанских поднятий аномалии составляют обычно 400—600 гамм (табл. 28). Для океанского ложа свойственны высокие положительные аномалии силы тяжести с редукцией Буге. На участках с глубиной дна свыше 400 м обычны аномалии от +200 до +400 мгл. Аномалии в свободном воздухе в целом близки к нулю, но преобладают небольшие отрицательные величины (до 14—20 мгл). Океаны близки к изостатическому равновесию. Для нижних частей вулканических гор, развитых в талассократонах, характерны примитивные малокалиевые толеитовые базальтовые лавы. Вулканические острова и вершины многих подводных вулканических гор сложены лавами, более богатыми щелочами.

В пределах талассократонов установлены: огромные выровненные пространства талассоплены (Г. Б. Удинцев, 1968 г.), а также системы положительных структур: океанские валы, глы-

бовые океанские поднятия, крупные купола (например, Чукотский купол) и зоны разломов различного типа.

Талассоплены (Г. Б. Удинцев применяет также сокращенную форму — талаплены) — наиболее устойчивые части талассократонов, называемые также океанскими плитами и океанскими котловинами. В пределах всей нашей планеты они описаны О. К. Леонтьевым (1968 г.). По мнению Н. А. Маровой (1969 г.), различаются талассоплены (равнины) волнистые, мелкохолмистые и крупнохолмистые. Наиболее распространены холмы куполообразной формы высотой от нескольких десятков до 0,5 км и диаметром от 1,5 до 15 км. В целом талассоплены, представляющие собой самые выровненные участки нашей планеты (уклон их составляет всего лишь несколько десятков секунд или несколько минут), встречаются как в океанах, так и в переходной зоне, например в Филиппинском и Беринговом морях. В приэкваториальных районах ниже уровня 4,6—4,7 км равнинные талассоплены резко сменяются холмистыми, что объясняется растворением фораминиферовых остатков относительно холодными водами. Отсюда становится ясным, почему ближе к краевым частям океанов, в областях повышенного сноса осадков с континентов холмистый рельеф вуалируется. П. Л. Безруков, А. П. Лисицын, В. П. Петелин и др. отмечают, что для талассоплленов характерны осадки различных генетических групп и типов, что отражает климатическую вертикальную и горизонтальную зональность их распределения. Пелагические донные осадки и в особенности глубоководная красная глина обычны для рассматриваемых структур.

Г. Менард (1966) приводит следующие данные о мощностях отдельных слоев земной коры для талассоплленов: осадочный слой 0,3 км, «надбазальтовый» слой 1,3 км, «базальтовый» слой 5,2 км. Средняя мощность коры (без водной оболочки) 6,3 км. На основании изучения Тихого океана этот исследователь подчеркивает, что даже самые спокойные области только кажутся с первого взгляда однородными.

Краевые океанские валы (перикратонные океанские валы) обычно вытянуты с океанской стороны глубоководных желобов. Это невысокие (относительная высота 0,2—0,4 км) и пологие сводовые поднятия океанской коры, развивающиеся на краю талассократонов (Г. Б. Удинцев, А. Л. Яншин, 1967 г.). Краевые валы часто бывают асимметричны — склон со стороны глубоководного желоба значительно круче, чем со стороны ложа океана. Возможно, это своеобразные компенсационные формы по отношению к глубоководным желобам. Ширина их достигает 300—500 км, а длина соответствует первой тысяче километров. Крылья краевых океанских валов часто осложнены сбросами. По своей структуре валы представляют собой воздымание «базальтового» слоя, вызванное поднятием подошвы земной коры. В нескольких случаях в них обнаружены максимумы положительных гравитационных аномалий (Алеутский вал, вал Минданао) и высокая скорость продольных сейсмических волн вдоль поверхности Мохоровичича до 9,0—9,1 км/с (вал Зенкевича). Кроме отмеченных к краевым океанским валам относятся Идзу-Бонинский, Зондский и другие, развитые в западной части Тихого океана.

Глыбовые океанские поднятия (глыбовые океанские хребты, океанские хребты глыбовой структуры) по морфологии резко отличаются от описанных выше краевых океанских валов. В большинстве это узкие, обычно прямолинейные, высоко поднятые горстообразные структуры с крутыми склонами, возвышающиеся над талассоплленами на многие сотни метров и даже на километры. Длина их составляет первые тысячи километров и резко превышает ширину (100—200 км). Для этих поднятий характерно сочетание взброшенного гребня с опущенными краями талассоплена, что придает резкую асимметрию рассматриваемым структурам. К глыбовым океанским поднятиям нередко приурочены вулканы. В строении земной коры под поднятиями принимает участие сравнительно маломощный (несколько сотен метров) покров рыхлых осадков или коралловых построек, «надбазальтовый» слой мощностью 2—4 км и «базальтовый» слой мощностью 4—7 км. С краевыми разломами этих поднятий связаны аномалии магнитного поля. Примерами линейных океанских поднятий служат хребты Ломоносова, Восточно-Индоокеанский и Чагос-Ликадивское поднятие. Поднятие Шатского скорее напоминает сводообразное воздымание.

ВНУТРИОКЕАНСКИЕ ВУЛКАНОГЕННЫЕ ПОЯСА И ПОДВОДНЫЕ ВУЛКАНОГЕННЫЕ НАГОРЬЯ

В океанах с особой отчетливостью прослеживаются тектонические формы, образующиеся под непосредственным воздействием глубинного магмообразования. Выделяются горные хребты щитовых вулканов (например, Гаваи, Самоа). Они образовались в мезозое — кайнозое на фоне огромнейшего поднятия (вздутия), которое претерпело сложную эволюцию. Целесообразно этот тип вулкано-тектонических структур выделить под названием «внутриокеанских вулканогенных поясов», вдоль которых на расстоянии до 1000 км (редко до 2000 м) прослеживается цепь вулканических конусов. Наиболее высокие из них достигали поверхности океана в виде редких островов, остальные формировали подводные вулканические гряды. Эти весьма крупные пояса несомненно приурочены к линейным нарушениям (разломам), проникающим в верхнюю мантию. Вулканические постройки, составляющие цепь океанских архипелагов, могут быть расположены близко друг к другу, не соприкасаясь своими основаниями, либо образовывать общий цоколь. В последнем случае вокруг групп вулканов образуется

краевая депрессия (рис. 24), по периферии которой формируются валы (Менард, 1966; Malahoff, Woolard, 1968 г.).

Итак, намечаются по крайней мере два типа внутриокеанских вулканогенных поясов: а) составляющие узкие линейные цепи небольших островов и б) широкие валообразные поднятия, увенчанные щитовыми вулканами. Однако и те, и другие располагаются на так называемом «архипелаговом подножие». Их склоны покрыты вулканическим материалом, образующим как бы «фартуки» (aprons — по Менарду). Поперечный профиль подножий вулканических поясов — Маркизских, Самоа, Лайн и других — имеет вид плавной кривой, сливающейся вверху с линией профиля склона островов. В верхней части зоны подножия архипелагов уклоны дна достигают 1—2°. На расстоянии 70—90 км от островов уклон уменьшается до 0,002, и дальше наблюдается ровное дно океана. В западной и центральных частях Тихого океана эти пояса располагаются прямолинейными субпараллельными цепями вулканических островов, атоллов и подводных вулканических гор. Некоторые пояса двойные. Одни из них высокие (например, пояс Таити), а параллельные им низкие, вероятно, затопленные, составляющие цепь атоллов (Туамоту).

Не менее важны нелинейные вулканогенные структуры океанов, составляющие обширные нагорья, усеянные вулканическими конусами. На «Физиографической карте западной части Тихого океана» (Н. А. Марова, 1969 г.) видно несколько таких нагорий, расположенных между Северо-Западным и Меланезийским талассоплена́ми. Так, например, вулканогенное нагорье к юго-востоку от островов Маркус состоит из 50—60 вулканических конусов разного размера и форм, «выросших» на едином, слегка приподнятом над дном соседних котловин, цоколе. Талассоплены и вулканогенные нагорья * западной части Тихого океана отдаленно напоминают некоторые формы поверхности Луны. Вулкано-нагорья, по-видимому, составляют значительный по объему блок ложа океана, расчлененный по определенным направлениям трещинами, вдоль которых располагаются цепи вулканов.

Океанские вулканогенные пояса, подводные вулкано-нагорья и отдельные вулканические постройки составляют в совокупности океанскую базальтовую вулканическую провинцию. В северо-западной и западной частях Тихого океана ее размеры по площади $44 \cdot 10^6$ км^2 (длина свыше 11 000 км, ширина свыше 4000 км). По подсчетам Г. У. Менарда, общий объем базальтовой лавы здесь превышает $2 \cdot 10^7$ км^3. Вероятно, действительный объем мезозойско-кайнозойских базальтоидов должен быть значительно большим.

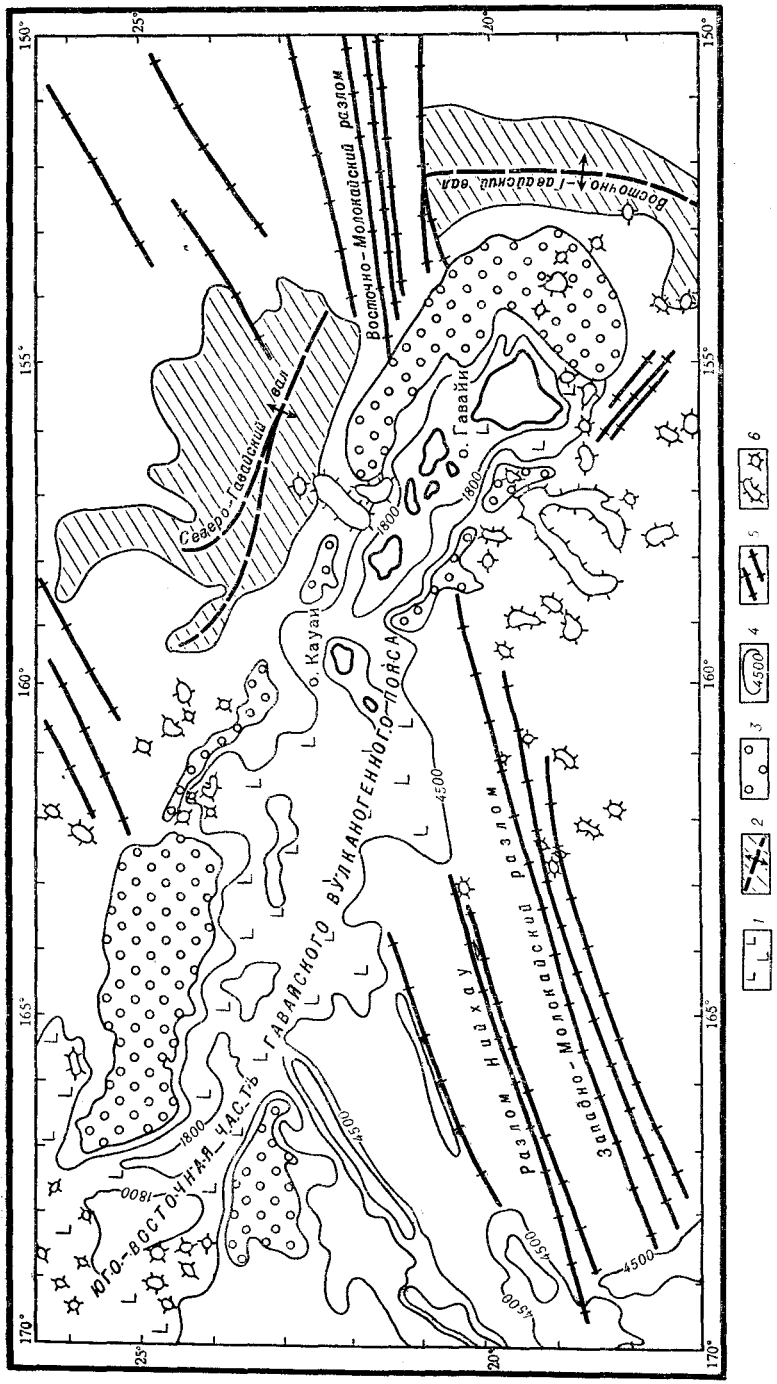


Рис. 24. Геолого-структурная схема юго-восточной части Гавайского вулканогенного пояса. По А. Малахову и П. Вуларду (Malahoff, Woolard, 1968)

1 — поднятие Гавайских островов; *2* — валы, окаймляющие поднятие; *3* — краевая депрессия; *4* — изобаты (в м); *5* — разломы; *6* — подводные горы

* Возможна сокращенная форма «вулкано-нагорья». — *Прим. автора.*

Возраст многих гавайских лав изменяется от позднего плиоцена до современного. Радиохронологические определения показали, что очаги извержений Гавайской цепи смещались по направлению с северо-запада на юго-восток (табл. 24). По предположению Дж. Г. Уилсона, гавайские вулканы питались за счет постоянного источника магм в ядре конвекционной ячейки и каждый очаг извержения перемещался конвекционным тепловым потоком после затухания вулкана. Подсчеты показывают, что скорость такого потока составляет несколько сантиметров в год.

Таблица 24

Характеристика	Острова		
	Оаху	Мауи	Гавайи
Преобладающие вулканические серии, их возраст и состав (снизу)	1. Ваианае (верхний плиоцен) — толеитовые и оливиновые базальты и океаниты 2. Коолау (нижний плейстоцен) — то же, вверху риодациты 3. Обрамляющие рифы (средний — верхний плейстоцен)	1. Хономану (нижний плейстоцен) — толеитовые и оливиновые базальты 2. Кула (средний плейстоцен) — щелочные оливиновые базальты, анкарамиты, муджериты, гавайиты и трахиты, риодациты 3. Хана (верхний плейстоцен) — щелочные оливиновые базальты, анкарамиты и гавайиты	Мауна Кеа 1) Хамакуа (средний — верхний плейстоцен) — толеитовые и оливиновые базальты и океаниты 2) Лаупахоехое (верхний плейстоцен — голоцен) — щелочные оливиновые базальты, анкарамиты, муджериты, гавайиты Мауна Лоа Верхняя серия — Кау (голоцен) — толеитовые и оливиновые базальты и океаниты
Возраст, определенный радиометрическим методом, преобладающих вулканогенных пород (млн. лет)	Западная часть — 3,4—2,7 Восточная часть — 2,5—2,2	Западная часть — 1,3—1,15 Восточная часть — 0,8	Гора Кохала $<1{,}0$ Мауна Кеа 0,6 Мауна Лоа $<0{,}5$
Размеры кальдер (в км): 1) длина, 2) ширина	Коолау — 9,6×6,4 Ваианае — 8,0×4,8	Халеакала — 12,0×4,0 Иао Вэлли — 3,2×2,4	Килауеа — 4,8×3,2 Мауна Лоа — 5,9×2,7

СРЕДИННООКЕАНСКИЕ ПОДВИЖНЫЕ ПОЯСА

Особое положение в океанах занимают весьма протяженные линейно-вытянутые структуры со специфическим типом коры и верхней мантии. Они представляют собой широкие (сотни и до 1000—4000 км) подводные поднятия, опоясывающие земной шар в виде единой планетарной системы на расстоянии свыше 70 000—80 000 км. Для них предложены разные названия: срединные океанические хребты, срединные океанические поднятия, геотафрогены, талассоарсисы и георифтогенали, пояса внутриокеанских рифтовых структур и др. *Эти структуры несомненно представляют собой внутриокеанские мобильные (или подвижные) пояса — огромные сравнительно недавние вспучивания морского дна.* По Б. Хейзену и М. Юингу (Heezen, Ewing, 1963), впервые их описавшими, а также по Г. Б. Удинцеву (1968 г.), посвятившему им специальные исследования, срединные океанические пояса характеризуются: а) повышенной тектонической активностью, особенно четко проявленной вдоль осевой зоны; б) высокими значениями теплового потока от 23,4 до $33{,}4 \cdot 10^{-2}$ Вт/м^2, т. е. в 5—8 раз выше, чем в окружающих пространствах талассократонов; в) повышенной сейсмичностью с концентрацией в их пределах мелкофокусных землетрясений; г) разуплотненной верхней мантией в пределах гребня поднятия (скорость продольных сейсмических волн вдоль поверхности Мохоровичича 7,3—7,7 км/с; д) базальтовым вулканизмом, приуроченным к вершинам и местами к склонам пояса; е) находками ультраосновных пород, выходящих в рифтовых ущельях; ж) региональным зеленокаменным метаморфизмом; з) весьма слабым осадочным покровом, распространенным крайне неравномерно, преимущественно в понижениях; и) специфическим полосатым аномальным магнитным полем с интенсивностью аномалий до $3{,}2—6{,}4 \cdot 10^{-4}$ А/м. Главнейшими признаками магнитных аномалий срединноокеанских подвижных поясов являются: 1) упорядоченность (регулярность); 2) билатеральная симметрия относительно оси пояса; 3) наличие осевой магнитной аномалии; 4) знакопеременность (определенная последовательность максимумов и минимумов); 5) анизотропность — нарушенность разломами (поперечные трансформные разломы обусловливают сдвиги осевой зоны); 6) слабо выраженными гравитационными аномалиями в свободном воздухе (умеренные положительные и отрицательные величины) и более четко обозначенными положительными аномалиями с редукцией Буге (+150—+200 млг).

Срединным океанским подвижным поясам соответствуют подводные хребты: Срединно-Атлантический (рис. 25), Срединно-Индоокеанский, Восточно-Тихоокеанский (рис. 26), Гаккеля. Они характеризуются сложно расчлененным вулкано-тектоническим рельефом. В этих подвижных поясах резко выделяются

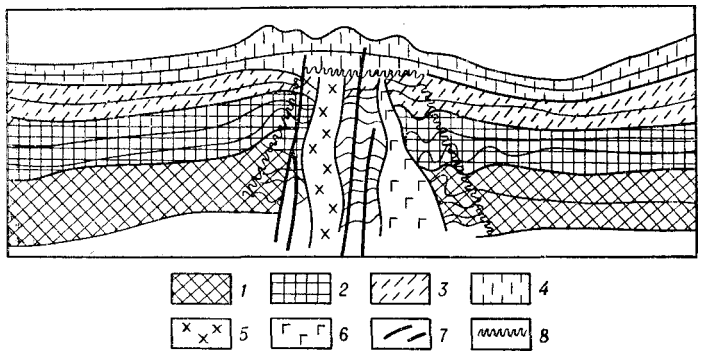


Рис. 25. Модель строения Срединно-Атлантического хребта. По А. В. Пейве (1975)

1 — юра; *2* — мел; *3* — палеоген; *4* — неоген; *5* — интрузии габбро; *6* — протрузия серпентинизированных ультрабазитов; *7* — дайки диабазов; *8* — границы метаморфического комплекса (третий слой)

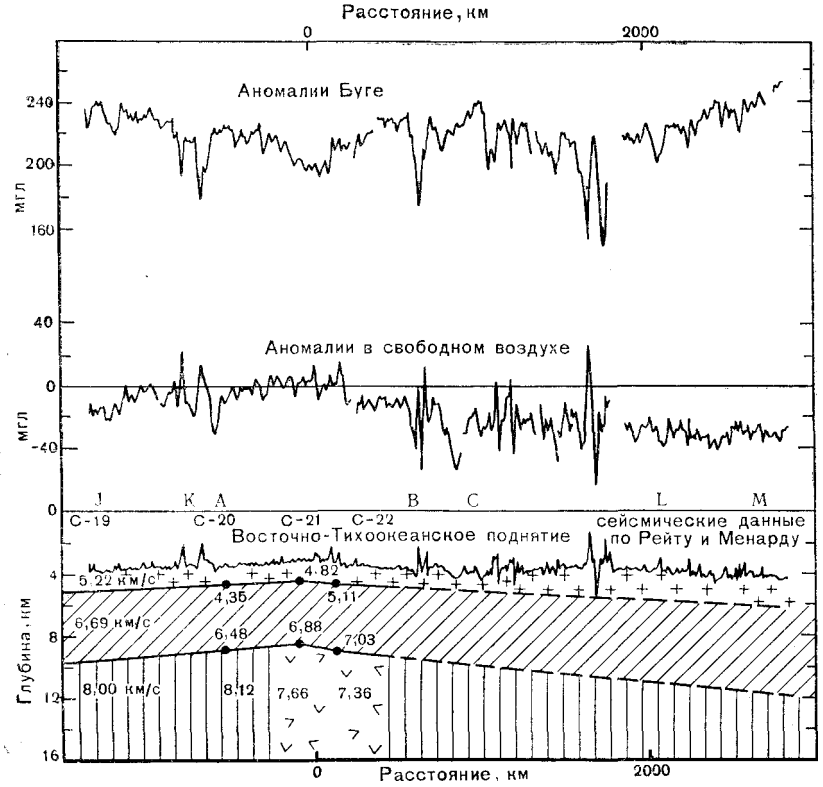


Рис. 26. Разрез Восточно-Тихоокеанского поднятия, построенный по данным сейсмических измерений и аномалий силы тяжести. По Дж. Уорзел (Worzel, 1965)

осевые зоны, образованные вулканическими грядами с острыми гребнями, и разделяющие их рифтовые долины с крутыми бортами. Амплитуда рельефа в этих зонах достигает 2—4 км. Горы и гребни осевой зоны срединноокеанских подвижных поясов постепенно к их флангам снижаются, сменяясь абиссальными равнинами смежных океанских котловин — талассопленов. *Эта осевая рифтовая зона является наиболее активной частью пояса и заслуживает выделения под специальным названием.* Именно к ней, как представляется автору, должен относиться термин «георифтогеналь», предложенный Г. Б. Удинцевым. Последний считает, что в этих зонах разломообразования происходит интенсивный процесс тектонического и физико-химического преобразования земной коры, вызываемого вторжением масс глубинного вещества мантии Земли. Известно, что георифтогеналь Индоокеанского подвижного пояса продолжается в пределы рифтовых впадин Аденского залива и Красного моря. В Восточно-Тихоокеанском поясе, несколько сдвинутом в целом к юго-востоку от центральной части Тихого океана, черты георифтогенальных структур обнаруживаются в молодой впадине Калифорнийского залива.

Существует ряд гипотез происхождения внутриокеанских подвижных поясов. Согласно одной из них возникновение этих структур связано с явлением серпентинизации мантии, согласно другой — с конвекционными течениями в мантии, согласно третьей — с современными процессами базификации и согласно четвертой — с общим расширением внутренних частей Земли.

Исходя из гипотезы подкоровых конвекционных течений повышенный тепловой поток обусловлен вспучиванием мантии и проникновением масс перегретого глубинного вещества вдоль систем крупных разломов (Менард, 1966). При этом образуется вздутие, отражающееся в рельефе дна океана. Г. Б. Удинцев (1968 г. и др.) отмечает динамичность и активность георифтогеналей. По его данным, в рифтовых ущельях обнажается разрез коры океанского типа. Породы из наиболее глубоких частей ущелий, возможно, относятся к верхней мантии. При этом гребни рифтовых гряд оказываются сложенными толеитовыми примитивными базальтами, подстилаемыми габбро, перидотитами и серпентинитами. Эти основные и ультраосновные породы, выходящие в бортах рифтовых ущелий, существенно серпентинизированы. Предполагают, что поднятия глубинных пород в виде «кристаллической каши» происходят с глубины около 10—12 км. Установлено, что под осевой частью хребта происходит подъем недифференцированной лерцолитовой мантии, от которой при ее частичном плавлении на глубине 30—60 км отделяется легкоплавкая базальтовая фракция с образованием в остатке более тугоплавких гарцбургитов. В благоприятных условиях происходит аккумуляция базальтового расплава или эффузивный процесс, сопровождающийся базальтовы-

ми излияниями, перекрывающими комплекс ультраосновных пород («Геолого-геофизический атлас Индийского океана», 1975 г., стр. 117). Выжимание глубинных пород является следствием раздвижения блоков тектоносферы в стороны от оси георифтогенали. Как было показано выше, аномалии силы тяжести в пределах срединноокеанских поясов, оставаясь положительными (с редукцией Буге), имеют в целом меньшую величину, чем над талассоплепами. Эти аномалии, по мнению ряда геологов и геофизиков (М. Тальвани, Дж. Уорзел, Б. Хейзен и др.), вызваны массами, находящимися на сравнительно небольшой (25—30 км) глубине.

ОКЕАНСКИЕ ЛИНЕАМЕНТЫ

Важными структурными элементами, весьма четко распознаваемыми в восточной части Тихого океана, являются «крупные разломы» (Менард, 1966), вытянутые на расстояние в несколько тысяч километров при ширине от 100 до 200 км. Для этих линеаментного типа структур еще нет удовлетворительного термина. Л. Кинг (1967 г.) называет их «уступами», а Р. Фейрбердж и другие (1968) «линейными эскарпами» (linear escarpments). Последнее название наиболее точно отвечает морфологии этих структур, что хорошо видно из их поперечных профилей. Заслуживает внимания представление В. В. Белоусова (1975) об отнесении зон широтных разломов восточной части Тихого океана к категории односторонних горстов с пологими и крутыми склонами. В океанах существуют и другого, более сложного, типа линеаменты. Это, во-первых, «полосы интенсивного глыбового расчленения», описанные Н. А. Маровой (1969 г.) в западной части Тихого океана, где океанологами, плавающими на «Витязе», были открыты протяженные и широкие зоны, состоящие из отдельных глыб и пиков, разделенных узкими, глубокими ущельями, вытянутыми параллельно простиранию зоны. Профиль поверхности дна этой зоны напоминает пилу с высотой зубьев от 1 до 2,5 км. Характерны крупные существенно широтные расщелины — сквозные поперечные глубокие долины, прорезающие срединные подвижные пояса. Они описаны Б. Хейзеном и другими в экваториальной зоне Атлантического срединного пояса между 0 и 12° с. ш. Крупная расщелина «Вема» (рис. 27) имеет глубину около 5200 м, а примыкающие к ней горы поднимаются над ней на 3000 м. На ее плоском дне современные отложения залегают на эоценовых образованиях. Сходные линеаменты Индийского океана, рассекающие Срединно-Индоокеанский подвижной пояс (Аравийско-Индийский хребет), вытянуты в северо-восточном направлении. Это зоны разломов Витязь, Арго, Мария-Целеста и др. Их длина достигает 500—600 км и ширина 20—40 км. Эти разломы заметно выражены в поле силы тяжести резким гравитационным

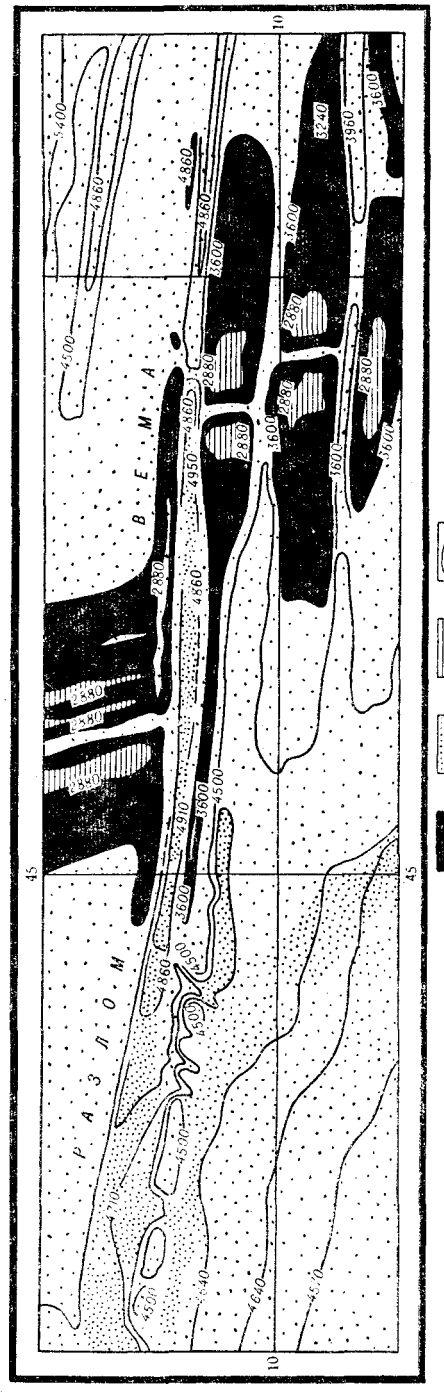


Рис. 27. Батиметрическая схема района Вема. По Б. Хейзену и У. Юингу (Heezen, Ewing, 1963), **с упрощением**
1 — хребты; *2* — абиссальная равнина; *3* — наиболее высокие части хребта; *4* — изобаты (в м)

градиентом. В Индийском океане отчетливо трассируются и более протяженные линеаменты — зоны разломов Оуэн (длина 2800 км), Маврикий (1600 км) и Диамантина (2200 км). Первый из них выражен узкими гребневидными возвышенностями. Для южной части разлома характерны положительные (+25—+100 млг) аномалии в свободном воздухе, а для северной — отрицательные и близкие к нулю. В том же Индийском океане В. Ф. Канаев (1964 г.) выделял приуроченные к разломам желоба (Восточно-Индийский, Оби, Диамантины) с плоским дном и характерным ступенчатым профилем. Так, например, в средней части желоб Оби имеет дно шириной 12,6 км и крутые (около 15°) склоны. С внешней стороны желоба наблюдается вал высотой 0,5—1,0 км, над которым поднимаются горы. Одна из них возвышается над дном почти на 4,0 км. В целом глубины океанских желобов Индийского океана имеют 5,5—6,8 км. Характеристика океанских линеаментов представлена в табл. 25.

Изученные в последние годы восточнотихоокеанские широтные разломы получили собственные географические названия (с севера на юг): Мендосино, Пайонир, Мёррей, Кларион, Клиппертон и некоторые другие. Вдоль них дно океана более расчленено, чем в соседних районах. Обычно зоны этих разло-

Таблица 25

Океанские линеаменты

Краткая характеристика	Главные типы			
	Эскарпы восточно-тихоокеанского типа	Зоны глыбово-щелевого расчленения западно-тихоокеанского типа	Расщелины атлантического типа	Океанские желоба индо-океанского типа
Перепады глубин	Сравнительно небольшие (от сотен метров до 1 км)	Резкие — от 1,0 до 2,5 км	Умеренные — от 0,5 до 1,5 км	Весьма резкие — от 3,0 до 4,5 км
Морфологические особенности	Невысокие асимметричные хребты с продольными депрессиями между ними	Сочетание плосковершинных глыб с узкими глубокими щелями	Поперечные глубокие ящикообразные долины с плоским дном, рассекающие срединноокеанские поднятия	Сочетание узкого рва (желоба) с рядом расположенными валами и пиками. Профиль резко асимметричный
Примеры	Мёррей, Клиппертон и др.	Соролская зона	Вема и др.	Восточно-Индоокеанский, „Оби" и др.

мов служат границами обширных подводных площадей, лежащих на разных уровнях. Рельеф дна в полосе, занимаемой зонами разломов, характеризуется чередованием асимметричных хребтов и узких долинообразных депрессий. Иногда прослеживаются цепи вулканов. Наиболее изученные зоны разломов прямолинейны. Различаются два типа рельефа зон крупных разломов: с одним асимметричным хребтом и с двумя хребтами.

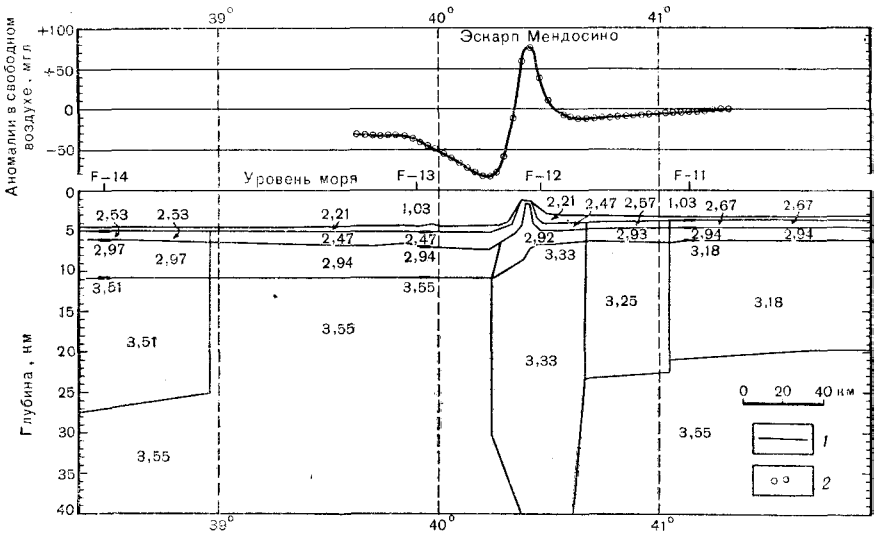


Рис. 28 Разрез через эскарп Мендосино вдоль 127° 30′ з. д. Построен по значениям аномалий в свободном воздухе, результатам сейсмических исследований методом отраженных волн (Р. Райтт, 1963 г.) и данным измерения глубин (Делингер и др., 1967)

1—2 — аномалии в свободном воздухе (*1* — наблюдаемые, *2* — вычисленные). F — 11, F — 12, F — 13, F — 14 — положение сейсмических профилей, по которым определены глубины слоев. На разрезе указаны значения плотностей, принятые для расчета

К первому из них принадлежит разлом Мендосино, а ко второму — разлом Мёррей. Оба эти разлома изучены глубинным сейсмическим зондированием. Детальные исследования зоны разлома Мендосино (П. Делингер, 1972 г.) показали, что здесь соприкасаются два блока тектоносферы (рис. 28), которые находятся в почти полном изостатическом равновесии. Довольно большие аномалии в свободном воздухе обусловлены местным рельефом и изменением геологического строения, которые захватывают и верхнюю мантию.

В районах, расположенных между зонами разломов, аномальное магнитное поле полосчатое, с полосами, расположенными в направлении, близком к меридиональному. Отдельные аномалии достигают нескольких сотен гамм в пределах поясов длиной около 1000 км и шириной в несколько десятков километров. Предполагается, что магматические тела, являющиеся

источником этих аномалий, находятся в пределах второго слоя. Это, вероятно, дайки, силлы и линейно вытянутые покровы вулканитов основного состава. Анализируя аномалии, В. Вакье пришел к выводу о значительных сдвигах вдоль зон разломов. Этим вопросом также занимались Г. Менард (1966 г.) и В. В. Белоусов (1968 г.).

СТРУКТУРЫ, ОБЩИЕ ДЛЯ ВСЕЙ ЗЕМЛИ

К числу тектонических структур, представляющих собой результаты проявлений на поверхности Земли ее глубинных движений и обладающих общими признаками, относятся, с одной стороны, вулкано-тектонические структуры, а с другой — блоковые структуры или структуры общей делимости тектоносферы. Обсуждение проблем тектонической систематики по отношению к этим структурам не менее важно, чем изложение материалов по специфическим структурам континентов, океанов и транзиталей. Особенно это существенно для геоблоков и близких к ним глыбовых образований. Эти положения, хотя и не новые, но пока мало разработанные, не ослабляют классических представлений о платформах и геосинклиналях. Имеется своя делимость в континентальных платформах и талассократонах, а также в переходных зонах. Геосинклинальные складчатые системы и массивы в ходе геологической истории объединяются в сложный, с внутренней мозаикой, нередко полигональных очертаний геоблок, границы которого, вероятно, определяются первичной делимостью тектоносферы.

ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ

Вопрос о самостоятельном ряде вулкано-тектонических структур дискуссионен. С одной стороны, возможен широкий подход к выделению вулкано-тектонических структур, учитывая возможность формирования их при непосредственном влиянии тектонических процессов: разломообразовании, контрастных поднятиях и опусканиях, а также при обрушениях, взрывах и пр. Существует и более узкая трактовка термина, когда под вулкано-тектоническими структурами понимаются только локальные структуры, сформированные под механическим воздействием движений магматических масс в пределах самой верхней части земной коры. Автор предпочитает первую трактовку понятия. Разработкой вопросов происхождения и номенклатуры, в основном кайнозойских и современных вулкано-тектонических структур в островных дугах, на континентах и в океанах занимались В. И. Влодавец, А. Н. Заварицкий, А. Ритман, Р. Ван Беммелен, Г. Менард, В. А. Апродов, Е. Е. Милановский, А. Е. Святловский, Э. Н. Эрлих и др. (табл. 26).

Таблица 26

Систематика вулкано-тектонических структур

По структурно-морфологическим признакам	На основе выделения провинций и областей	На основе выделения вулкано-тектонических поясов	
Р. Ван Беммелен (1949 г.)	**В. А. Апродов** (1965—1966 гг.)	**А. Е. Святловский** (1967 г.)	**Г. М. Фремд** (1969 г.)
Тектоно-вулканическая группа	Вулканическая провинция (панрегиональные структуры)	Вулкано-тектонические пояса:	Вулканические пояса:
Класс А. Возвышенности или положительные формы (объем поднявшейся магмы больше объема вулканического материала, выходящего на поверхность):	Вулканический участок (региональные структуры)	А. Связанные с разломами океанического типа:	Вулкано-тектонические структуры:
1. Куполообразные поднятия над батолитовыми интрузиями	**Е. Е. Милановский** (1968—1969 гг.)	1. Океанические валы, увенчанные подводными и островными вулканами	первого типа — а) возникающие при погружении блоков фундамента, б) вулкано-тектонические депрессии; второго типа — кальдера оседания
2. Куполообразные поднятия или горсты над лакколитовыми интрузиями	А. Вулканические области:	2. Срединноокеанические хребты, прорезанные вдоль сводов грабенами	**В. Е. Хаин** (1970 г.)
3. Геоантиклинальное поднятие над астенолитовой массой	1. Сводового типа:	3. Вулканические острова, рассеченные грабенами	Вулканические пояса:
Класс Б. Углубления или отрицательные формы:	а) сводово-глыбовые поднятия	Б. Связанные с разломами континентального типа:	1. Срединноокеанические
I. Рифтовые структуры, образованные вследствие:	б) вулкано-тектонические проседания	1. Рифтовые долины	2. Нормально-океанические
1) боковых скольжений частей конуса (баранкосы, секторные грабены)	2. Тылового типа:	2. Окраинноконтинентальные пояса	3. Геосинклинальные: а) ранние и б) поздние
2) вулканических куполообразных поднятий конуса	а) вулканические подобласти	3. Подводные геосинклинальные троги с вулканами, сопряженными со структурными поднятиями	4. Эпигеосинклинальные орогенные: а) осевые и б) поперечные
3) тектонических сводовых поднятий конуса		4. Увенчанные вулканами подводные кордильеры, поднимающиеся из геосинклинальных трогов	5. Краевые: а) внешние и б) внутренние
4) наклона вулканических блоков		5. Наложенные и унаследованные структурные и вулканические депрессии раннеорогенной стадии	6. Континентальных платформ
			В. Ф. Белый (1972 г.)
			Вулканические пояса мезозоид:
			1. Эпигеосинклинальные
			2. Краевые (Восточно-Азиатские)
			3. Вулканические зоны

Продолжение табл. 26

По структурно-морфологическим признакам	На основе выделения провинций и областей	На основе выделения вулкано-тектонических поясов	
II. Структуры проседания, вулкано-тектонические депрессии		6. Грабены и вулкано-тектонические депрессии, наложенные на сводовые части поднимающихся орогенов **К. И. Дворцова, М. В. Тащинина, А. И. Семенов** (1969 г.) Палеовулканические пояса: А. Геосинклинальной стадии Б. Позднеорогенной стадии В. Платформенного периода Г. Периода активизации	**Г. М. Фремд** (1972 г.) 1. Унаследованные (геосинклинальные) 2. Наложенные (негеосинклинальные) 3. Унаследованно-наложенные (геосинклинально-орогенные)

Проблемы палеовулканологии разбирались И. В. Лучицким, Е. К. Устиевым, Г. М. Фремдом, В. Ф. Белым, А. А. Моссаковским, М. С. Нагибиной, Ю. М. Пущаровским и др. Вулканизм является важным рудообразующим процессом. За последние годы В. Н. Котляром, В. И. Смирновым, И. Г. Магакяном, А. И. Семеновым, М. А. Фаворской, Г. М. Власовым, Г. С. Дзоценидзе, М. И. Иициксоном, Д. И. Горжевским и другими доказана ведущая роль процессов вулканизма в образовании большой группы эндогенных полезных ископаемых.

Представляется возможным выделить вулкано-тектонические структуры планетарные, региональные и локальные (табл. 27). К числу планетарных структур относятся отмеченные ранее вулканогенные пояса. На платформах региональными вулкано-тектоническими структурами являются наложенные синеклизы типа Карру и Тунгусской, в пределах которых широко развиты явления траппового вулканизма. Приуроченность максимальных объемов вулканического материала к отрицательным платформенным формам свидетельствует о важной роли процессов растяжения коры и ее оседания, сопровождаемых образованием обильных трещин (В. Л. Масайтис, 1969 г.). В ходе эволюции вулкано-тектонических структур иногда про-

Таблица 27

Типы вулкано-тектонических структур

Планетарные	Региональные	Локальные
Вулканогенные пояса Окраинноматериковые и внутриматериковые (андезито-риолитовые) Периокеанские (андезитовые) Внутриокеанские (базальтовые) Срединноокеанские (примитивные ? базальты)	Вулканогенные цепи и вулканогены 1) геосинклинальной стадии (существенно подводные) 2) постинверсионной стадии (существенно наземные) а) области сводового типа б) области тылового типа *Вулканогенные нагорья* 1) материковые (наземные) 2) внутриокеанские (подводные) 3) вулкано-синеклизы	Вулканарии 1) стратовулканы и их некки 2) щитовые вулканы 3) вулкано-тектонические депрессии а) кальдеры б) вулкано-тектонические впадины в) вулкано-тектонические проседания 4) вулкано-тектонические грабен-синклинали 5) вулкано-тектонические горсты 6) эксплозивные рвы 7) эксплозивные трубки 8) криптовулканические купола

исходит смена отрицательных и положительных структурных форм, отражающая тесное переплетение воздымания и обрушения при вулканических процессах. Локальные вулкано-тектонические структуры отражают напряжения в пределах подводящего канала вулкана. Таковы трещины растяжения, фиксирующиеся в виде систем радиальных конических и кольцевых даек вокруг вулкана, куполовидные поднятия фундамента под вулканами и т. д. Отмечается четкая зависимость степени развития локальных вулкано-тектонических структур от интенсивности региональных тектонических напряжений в момент вулканизма. Так, например, со стратовулканами, расположенными в виде линейных рядов вдоль ослабленных зон фундамента, связаны системы даек или куполовидных поднятий, причем каждая из таких систем ассоциирует с подводящими каналами, нередко имеющими форму штоков, корни которых непосредственно связаны с зоной генерации магмы. При относительной тектонической статичности вулканического района в узлах пересечения ослабленных зон фундамента локализуются группы вулканов, питание которых связано с вторичными очагами. Локальные структуры в этом случае выражаются в крупных вулкано-тектонических депрессиях, в которых располагаются значительные группы вулканов.

Вулканогенные пояса являются принадлежностью континентов, транзиталей и океанов. Этим подчеркивается как бы надструктурное их положение. Первые из них состоят, как это было показано, из самостоятельных звеньев — вулканогенов. Возможно, термин «вулканоген» следует распространить и на вулканогенные пояса андезитовой линии (Южно-Курильский вулканоген) и базальтовой линии (Гавайский вулканоген). Вулканогенные пояса, как это хорошо показано К. И. Дворцовой и А. И. Семеновым (К. И. Дворцова и др., 1969 г.), выделяются в геосинклинальных складчатых системах двух типов: а) приуроченные к геосинклинальной стадии их развития и б) сформированные в постинверсионную (позднеорогенную) стадию. Е. Е. Милановский (1969 г.), рассматривая закономерности размещения орогенного кайнозойского вулканизма в Альпийско-Гималайском отрезке Средиземноморского подвижного пояса, выделяет в нем два типа вулкано-тектонических областей. В первом вулканические процессы развивались в обстановке обширных сводовых или сводово-глыбовых поднятий альпийских мегантиклинориев Большого Кавказа и др. Здесь развиты липарито-дацитовые и андезитовые вулканиты при почти полном отсутствии базальтов. На Малом Кавказе широко проявились вулкано-тектонические проседания, что связано с накоплением большого объема (более 15 тыс. км^3) вулканических толщ. Во втором типе — в тыловых областях орогенные вулканиты тяготеют к краям массивов — обычно к их опущенным или реже поднятым фрагментам, а также к периферии глубоководных котловин (Западно-Средиземноморская область). Ранние проявления вулканизма выражены извержениями средней и кислой магмы с заметной ролью эксплозивных образований. Эти извержения могут достигать огромного масштаба и сопровождаться вулкано-тектоническими проседаниями. В дальнейшем все большее значение приобретают лавовые излияния. Состав вулканитов становится более основным (андезито-базальты и базальты), а иногда принимает отчетливо выраженный щелочной уклон.

Вулканогенные нагорья обычно являются частью вулкано-тектонических областей (например, Армянское нагорье входит в состав Южно-Армянской и Араратской вулкано-тектонических областей). Внутриокеанские подводные нагорья были описаны выше. Здесь следует указать на замечательную структурную особенность транзиталей и океанов — наличие в них изолированных подводных гор (Sea — mount). Они наблюдаются во всех океанах и в краевых морях, нередко вблизи островных дуг. Наряду с остроконечными пикообразными горами широко известны и горы со срезанными вершинами (гайоты). Подобных вулканических гор на континентах неизвестно. Согласно исследованиям А. М. Городницкого (1975 г.) уместно различать очень молодые подводные горы срединноокеанских подвижных

поясов с аномалиями за свободный воздух почти точно соответствующими рельефу горы, подводные горы глубоководной части океана, нередко вытянутые вдоль разломов, и обычно заметно разрушенные подводные горы, расположенные на периферии островных дуг (табл. 28).

Локальные вулкано-тектонические структуры (их также называют тектоно-вулканическими) различаются в структурах низшего порядка (в вулканогенных окраинноматериковых поясов, в вулканогенных цепях и пр.). Они также формируют единичные (или групповые, но значительно более мелкие) вулканические поля (центры) площадью 1,5—3,0 тыс. км^2, широко развитые в Тихоокеанском и Средиземноморском подвижных поясах. Для них нет установленного названия *. Вулкано-тектонические депрессии (по Э. Н. Эрлиху) это — кольцевые, овальные или полигональные в плане структуры обрушения, развивающиеся в связи с вулканическими процессами, но не связанные с деятельностью и эволюцией того или иного отдельного вулканического центра. В этом смысле они противопоставляются вулкано-тектоническим оседаниям — кальдерам, непосредственно отражающим развитие единичных вулканов (Ван Бемелен, 1957 г.). Диаметр депрессий колеблется от 12—15 до 60—80 и даже 100 км. Внешнее ограничение их образует фестончатая система сбросов. Видимая амплитуда опускания составляет от 300 до 700—1000 км. Заложение депрессий предшествует началу цикла вулканической деятельности. Соответственно вулкано-тектоническая депрессия может формироваться как в невулканических породах фундамента, так и захватывать разнородные вулканические образования предшествовавших вулканических циклов. В пределах депрессий располагаются группы вулканических аппаратов, которые, как правило, дают ряд продуктов дифференциации от базальтов до дацитов и липаритов. Зачастую в вулкано-тектонических депрессиях располагаются нормальные кальдеры типа Кракатау, в результате чего структура приобретает сложную телескопическую форму. Региональный тектонический план создает лишь предпосылки для локализации этих структур, дальнейшее их развитие происходит под действием магматических процессов. Вулкано-тектонические депрессии ассоциируют с крупными отрицательными аномалиями силы тяжести с редукцией Буге. К вулкано-тектоническим депрессиям, ограниченным краевыми сбросами и флексурами, относятся вулкано-тектонические грабен-синклинали, линейно вытянутые впадины синклинального строения, соизмеримые по размерам с разделяющими их горст-антиклинальными структурами. В результате перекомпенсированного заполнения

* Такие единичные вулкано-структуры Д. А. Кириков предложил называть «вулканариями» (от латинского area — площадь, площадка, место действия).

Таблица 28

Геолого-геофизическая характеристика подводных гор
(по А. М. Городницкому, 1975 г., с изменениями)

Геолого-структурная обстановка	Расположение и форма	Тип пород	Физические свойства пород				Гравитационные аномалии, мгл		Аномалии магнитного поля	
			Плотность, кг/м³		Намагниченность, А/м		Буге	за свободный воздух	амплитуда	основной источник
			гора	корни	гора	корни				
Срединные океанические поднятия	Слабо эродированные конуса вдоль гребня и поперечных разломов	Толеитовые базальты	2600	—	20—50	—	Нет	До +50	До 500	Гора
Региональные разломы в глубоководной части океана	Цепочки и группы конусов, усеченных конусов, куполов и гайотов вдоль линии разлома	Базальты от толеитовых до щелочных	2300—2600	3000—3200	20—40	30—50	До +30	До +300	До 1000	Вулканическая кора
Система островных дуг	Цепочки и группы на периферии островной дуги сильно эродированных конусов, усеченных конусов; купола	Андезиты	Андезиты—2470; туфы—1770	—	1—10	—	До —60	До +100	До 1000	Гора

вулканическими продуктами структура приобретает в разрезе форму двояковыпуклой линзы. Примером таких грабен-синклиналей являются структуры вулканических зон Таупо (Новая Зеландия), Йеллоустонского парка (США) и Камчатки. В современных вулкано-тектонических грабен-синклиналях, располагающихся в зонах активных вулканов, отмечается разуплотнение вещества верхней мантии. Аномалии силы тяжести с редукцией Буге слабо положительные или отрицательные.

В случае, когда вулканы располагаются на непрочном слабо консолидированном основании, под влиянием собственного веса вулканической постройки возникает вулкано-тектоническое проседание, вызывающее появление структур растяжения (секторных грабенов, сбросов) на вершине конуса и структур сжатия (складок и надвигов) около его подошвы. Отдельные локальные пространственно изолированные отрицательные структуры, образованные около одного долгоживущего вулканического центра и имеющие брахисинклинальное строение, крутые борта, пологое днище, ограниченное сбросами, называют вулкано-тектоническими впадинами. Ряд таких впадин выделен в пределах Восточно-Сихотэ-Алиньского вулканогена.

Локальные вулкано-тектонические поднятия образуют вулкано-тектонические горсты, представляющие собой горст-антиклинали, разделяющие вулкано-тектонические впадины. Ядра их обычно сложены породами складчатого фундамента; вулканические образования имеют небольшую мощность. Причиной возникновения вулкано-тектонических горстов является интрузивная и эксплозивная деятельность магмы, поднимающей монолитный чехол вышележащих пород. В. Н. Ветренников описывает в Южном Приморье Духовской вулкано-тектонический горст, представляющий собой поднятие, расположенное на восточном крыле Пластунской впадины. Возникновение Духовского горста, по-видимому, было связано с эруптивной деятельностью Ветродуйского древнего вулкана, когда поднимающаяся магма увлекла за собой часть кровли и вывела ее на поверхность. Дальнейшее воздымание горста происходило в связи с внедрением гранитоидной магмы, образовавшей под горстом довольно крупный интрузив. Предположение о нахождении интрузива подтверждается наличием в пределах горста локальной магнитной аномалии, совпадающей с контурами горста.

Среди отрицательных существенно изометричных вулканоструктур Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, важного в металлогеническом отношении, В. Ф. Белый (1975 г.) выделяет:

I. Структуры вулканических плато:

а) элементарные вулканоструктуры:
вулканоструктуры оседания,
депрессии,
просадки,
структуры кальдерных заполнений,

внекальдерные депрессии и грабены;

б) сложные вулканоструктуры:
депрессии с внутренними просадками и кальдерами,
депрессии и просадки с «кольцевой» линией,
внешних грабенов.

II. Интрузивно-эффузивные структурные комплексы:
кольцевые комплексы,
прикупольные депрессии и обрушения.

III. Магматогенные поднятия с гранитоидами в сводах:
линейные,
брахиформные.

IV. Линейные отрицательные вулкано-тектонические структуры с элементами складчатых деформаций.

I и II типы вулкано-структур характерны для внешней (обращенной к континенту) зоны пояса, наложенной на фундамент, состоящий из складчатых мезозойских и более древних структур.

Разнообразие локальных вулкано-тектонических структур зависит от специфических «вулкано-тектонических движений». Одни из них, по А. Е. Святловскому, вызываются движениями магмы в вулканических очагах, другие сопряжены с движениями магмы по жерлу вулканов и, наконец, с вулканическими взрывами, происходящими на разных глубинах. Взрывные процессы создают эксплозивные рвы и трубки. К первым из них относятся трещинообразные впадины, образованные в результате серий эксплозий вдоль участка растяжения, нередко фиксированного дайками. На поверхности обычно наблюдаются цепочки слившихся шлаковых конусов. Вдоль эксплозивных рвов (иногда их называют эксплозивными грабенами) прослеживается группа кратерообразных расширений, а на участках сильных выбросов могут возникнуть самостоятельные шлаковые конусы. Такие рвы описаны на вулкане Таравера в Новой Зеландии и на склонах Ключевской сопки на Камчатке.

Эксплозивные трубки — яркий пример локальных вулкано-тектонических структур, образовавшихся в результате взрыва вулканических газов (рис. 29). Это доказывается: 1) вертикальностью трубообразных структур, 2) мелкой, до отдельных кристаллов, раздробленностью пород, сосуществующих с крупными обломками и глыбами, 3) отсутствием оплавления стенок трубки и весьма интенсивным перемешиванием заполняющих ее обломков по вертикали. Предполагается газовый взрыв, после которого некоторое время полость трубки могла быть пустой, что давало возможность заполнить ее падавшими сверху пирокластами и эруптивными обломками. Снизу трубка заполнялась лавой, цементировавшей уже готовую брекчию. Эксплозивные кимберлитовые трубки свидетельствуют об особых тектонических условиях, заключающихся в проникновении глубинных разломов до глубоко расположенных магматических очагов, в верхних частях которых скопляются газы и другие флюиды.

Из локальных платформенных структур, возможно вулканического происхождения, следует упомянуть об округлых криптовулканических структурах (L. de Sitter, 1956 г.), встречающихся среди горизонтально залегающих отложений или в кристаллическом цоколе платформы. Обычно это купола, окруженные депрессией кольцевой формы, имеющие в плане изометри-

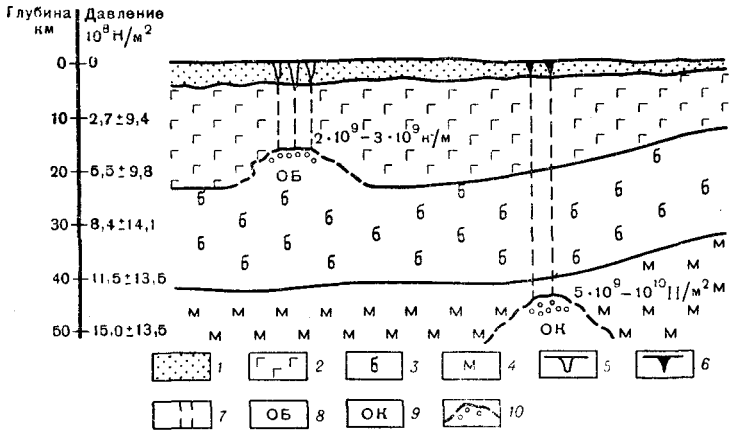


Рис. 29. Схема образования кимберлитовых и базальтовых трубок взрыва. По М. М. Одинцову и Л. Т. Страхову (1968)

1 — осадочные породы; *2* — гранитный слой; *3* — базальтовый слой; *4* — верхняя мантия; *5* — базальтовые трубки; *6* — кимберлитовые трубки; *7* — газо- и магмовыводящие трещины; *8* — очаг базальтовой магмы; *9* — очаг кимберлитовой магмы; *10* — скопление газов в верхней части магматических камер. Примерная величина давления, возникающего в верхней части магматического очага в результате взрыва вулканических газов, $\approx 10^4$ МПа.

ческие очертания. Диаметр их колеблется от 3 до 12 км. Купола разбиты системой кольцевых и радиальных сбросов. Иногда радиальная система разломов почти полностью заменяется разломами, близкими к преобладающему региональному простиранию. Хотя рассматриваемые структуры не обнаруживают прямой связи с вулканизмом, но по некоторым морфологическим признакам они близки к вулкано-тектоническим структурам.

БЛОКОВЫЕ СТРУКТУРЫ

Разломным структурам, трассируемым на земной поверхности в виде вытянутых зон и являющимися обычно растянутыми клиньями, посвящена обширная литература. Объемные же структуры-блоки, которые эти разломы ограничивают, пока лишь в малой мере стали объектом специального исследования

геологов-тектонистов. В трудах, посвященных тектонике континентов или их крупных частей, эти блоки нередко именуют «глыбами» или «сегментами». Известный вклад в развитие представлений о глыбовой (сегментной) тектонике земной коры, возникшей в результате крупных скалываний (сдвигов), внесли Д. Муди и М. Хилл (1960). Полигональные структуры земной коры — геоблоки — обычно рельефно выступают на изданных в последние годы тектонических картах Европы, Евразии, Африки и Антарктиды.

Рассматривая общие тектонические проблемы, В. Е. Хаин (1964 г., стр. 276) ометил, что «... в пределах самой коры преобладают глыбовые перемещения... и существует определенная обособленность глыб коры, живущих своей индивидуальной жизнью».

В переходной зоне от континента к океану в итоге многолетних работ по глубинному сейсмическому зондированию и по другим геофизическим и геологическим данным (И. П. Косминская, 1966 г.; Л. И. Красный, Б. А. Андреев, 1969 г.) выявлена блоковость земной коры и верхней мантии. А. А. Борисовым, Р. М. Деменицкой, И. П. Косминской и другими геофизиками признается, что в большинстве случаев разным тектоническим зонам соответствуют разные корово-мантийные блоки, различающиеся сейсмическими скоростями и соответственно толщиной и разными соотношениями мощности слоев земной коры (осадочного, гранитного и базальтового слоев и пр.). Г. Менард (1966) считает, что в Тихом океане разломы, вероятно, представляют звенья какой-то древней системы крупных нарушений, охватывавшие весь земной шар и проявившиеся, в частности, на океанских поднятиях и с дифференцированными подвижками.

Краткий обзор изучения блоковых структур был сделан автором (Л. И. Красный, 1967 г.), а полный М. А. Фаворской, И. Н. Томсоном и др. (1969) г.). Исследование блоковых структур СССР по геофизическим и отчасти геологическим данным принадлежит Т. Н. Симоненко и М. М. Толстихиной (1968 г.) и Л. В. Булиной и др. (1969 г.) — табл. 29. Естественно, что в современный период первичного накопления материала по глыбовым (блоковым) структурам еще нет ни общей согласованной терминологии, ни достаточно обоснованных представлений об их происхождении. Тем не менее широкое признание получили представления о том, что существует макро- и мегатрещиноватость и линеаментная делимость планетарного, регионального и местного значения, создающая объемные структуры: разного порядка глыбы (блоки), массивы, горсты, грабены и пр.

Напомним, что ведущим признаком для выделения глыб (первого порядка) у В. А. Обручева, С. Н. Бубнова, А. Н. Мазаровича, Е. В. Милановского и др. была их стабильность и высокое стояние в течение длительного времени, а также углова-

Таблица 29

Типы блоковых структур

Основы систематики	Типы блоковых структур	Основы систематики	Типы блоковых структур
Региональное значение	**С. Н. Иванов, И. Н. Томсон, М. А. Фаворская** (1969 г.) Планетарные сквозные мегаблоки Трансрегиональные мегаблоки Блоки платформ и другие структуры Элементарные блоки Локальные блоки	Форма	**Т. Н. Симоненко, М. М. Толстихина** (1968 г.) Полигональные блоки Вытянутые (шовные) зоны
Тектоническая подвижность	**Л. И. Красный** (1967 г.) Анастабильные геоблоки Катастабильные геоблоки Мобильные (дифференцированные) геоблоки	Глубина до подошвы земной коры	**Л. В. Булина, Т. Н. Симоненко** (1969 г.) Блоки с глубинами до подошвы земной коры: от 20 до 30 км от 30 до 40 км от 40 до 50 км (и больше)

тые очертания и сложное внутреннее строение. Описанные ими древние глыбы (например, Балтийский щит) состоят из нескольких разновозрастных складчатых систем. Очевидно, и в более молодых глыбах (поднятых и опущенных), соизмеримых с древними по форме и по размерам (например, Казахской, Колымской и других глыбах), также группируются разновозрастные складчатые системы. И, наконец, в наиболее юных дифференцированных глыбовых структурах — в окраинных азиатских морях, обрамляемых со стороны океана островными дугами, — также наблюдаются складчатые и геосинклинальные системы разного возраста (структуры Берингова, Охотского и Японского морей). Каждая из упомянутых глыбовых структур обладает своими особенностями метаморфизма, магматизма, осадконакопления и минерагении.

Недавно были исследованы (Л. И. Красный, Б. А. Андреев, 1969 г.) крупные глыбовые структуры северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. Они имеют размеры 800—1400×1500—2200 км (т. е. площадью около 1—5 млн. км^2) и обладают характерными чертами литогенеза. Ограничениями геоблоков служат долгоживущие граничные глубинные разломы или другие пограничные (межгеоблоковые) структуры. Ими могут быть многие структуры: краевые прогибы, перикратонные прогибы, превращенные в складчато-надвиговые системы,

окраинные вулканогенные пояса, системы островных дуг (особенно их глубоководные желоба), флексурный перегиб континентального склона (геомаргиналь), внутриокеанские вулканогенные пояса и пр.

Для рассматриваемых глыбовых структур предлагались термины «фельдер» (Г. Клоос, 1937 г.), «литосферный блок» и «геоблок». Автору представляется, что последний термин охватывает понятие, несущее определенную логическую нагрузку. «Блоки Земли» отражают их особые свойства, неповторимые в каждом естественном объекте. Так же как геоид соответствует реальной фигуре Земли с ее отклонениями от сфероида, так термин геоблок наиболее приемлем для дискретных геологических тел, изолированных глубинными разломами или другими сложными межблоковыми пластинами или клиньями. За десятилетие, прошедшее со времени выделения и обоснования этого понятия, оно постепенно внедрялось в сознание геологов и геофизиков. Геоблоки стали выделяться при геолого-структурном и металлогеническом районировании Антарктиды (М. Г. Равич, Г. Э. Грикуров), Балтийского щита (Л. В. Шустова), Русской платформы (Г. И. Каляев), Корельского региона (Ю. В. Богданов, Т. Ф. Негруца и др.), Северо-Востока СССР (И. М. Мигович), Северо-Восточной Азии (М. И.Ициксон, В. И. Бергер), Монголии (Р. И. Хаин), Казахстана (Г. Н. Щерба). Не всегда это понятие принималось в первоначальном толковании его автора. И, к сожалению, еще очень мало сделано, чтобы оснастить эту концепцию общей теорией. Известно, что ко многим ее сторонам геологи подходят интуитивно, без должных расчетов.

Геоблоки — крупные «объемные» региональные структуры размером (по площади) на континентах 1—5 млн. км², в транзиталях — 2—8 млн. км² и в океанах — 10—12 млн. км². Это закономерное увеличение геоблоков в направлении континент→транзиталь→океан уместно связывать с соответствующими мантийно-коровыми конвективными ячейками, что в свою очередь зависит от глубины и мощности астеносферного слоя под этими глобальными элементами. Любопытно, что известный австралийский геофизик Ф. Стейси (1972 г.) принял средний размер конвективной ячейки в 2000 км (стр. 222). Он приводит расчет сил, вызывающих конвективные движения в верхней мантии (стр. 223—235), и указывает (ссылаясь на У. М. Эльзеассера), что конвекция в верхней мантии должна иметь анизометрическую форму, т. е. ячейки должны иметь короткий вертикальный и длинный горизонтальный размеры.

Примерно одновременно с разработкой в СССР концепции геоблоков за рубежом была разработана (Р. С. Дитц, Г. Г. Хесс, Д. К. Максвелл, К. Ле-Пишон, Д. П. Маккензи, У. Д. Морган, Б. Айсекс, Д. Оливер, Л. Сайкс, Э. Буллард, Г. Менард и др.) гипотеза литосферных плит («тектоника плит»), признанная большой группой геологов и геофизиков. В СССР эта гипотеза встретила поддержку многих специалистов (Л. П. Зоненшайн, А. А. Ковалев, П. Н. Кропоткин, О. Г. Сорохтин, С. А. Ушаков, В. В. Федынский, В. Е. Хаин, С. С. Шульц (мл.) и др.). Апологеты этих взглядов уверовали в их всестороннюю обоснованность: «...концепция тектоники подвижных литосферных плит уже в настоящее время фактически переросла в широкую концепцию глобальной эволюции Земли, объясняющую *с единых позиций* основные закономерности геологического развития всей Земли в целом, а не только ее океанических впадин» (Сорохтин, 1974, стр. 8); «...концепция тектоники плит, по-видимому, обеспечивает надежное кинематическое описание для тектонических процессов глобального масштаба» (Маккензи, 1975, стр. 180). Известно, что имеются и противники новой глобальной тектоники (В. В. Белоусов, П. Фумарье, Ю. М. Шейнманн, А. А. Мейерхофф, К. Тайхерт и др.). Известно, что первоначально К. Ле-Пишоном было выделено 6 плит, затем У. Морганом — 20 плит, примерно столько же Д. Дьюи и Д. Бердом. В дальнейшем наращивалось количество плит и, представляется, что наметилось формальное сближение концепции геоблоков и подвижных литосферных плит.

Автор считает, что в новой глобальной тектонике есть две стороны, которые искусственно объединяются:

1) «главный постулат» тектоники плит состоит в том, что поверхность Земли можно подразделить на ряд жестких сферических покровов, границы между которыми представляют сейсмические пояса. Именно относительные движения между этими покровами или плитами вызывают землетрясения» (Маккензи, стр. 180). Этот «главный постулат», опирающийся на много раз приводимую карту сейсмичности, может быть принят подавляющим большинством геологов. Отсюда все, что относится к измерению относительных движений между двумя плитами или взаимодействия трех стыкующихся плит, представляется весьма нужным и интересным;

2) гипотеза разрастания (спрединга) океанского дна и связанного с этим процессом дрейфа континентов, по мнению большинства неомобилистов, непосредственно должна вытекать из «главного постулата». Она связывается с особым процессом новообразования коры в срединноокеанских поднятиях. В Тихом океане «срединноокеанское поднятие» существенно смещено на юго-восток. В этом океане резко асимметрично расположены: а) краевые моря и глубоководные желоба, б) поднятия и цепи вулканических гор и нагорий, в) гигантские трансформные разломы, г) глубокие котловины и области осадконакопления, д) гравитационные и магнитные аномалии, е) тепловые потоки.

Такое несоответствие структурного плана востока и запада, севера и юга Тихоокеанского сегмента должно было изначаль-

но насторожить сторонников спрединга для всей Земли. Как позже выяснилось, эта гипотеза не может быть применена для крупнейшего океана нашей планеты и стали выделяться новые оси спрединга (например, вблизи островов Феникс и др.). Появились затруднения и в объяснении спрединга для Атлантического океана (наличие древних пород в осевой зоне Срединно-Атлантического хребта, отсутствие доказательств океанского рифта в Исландии).

В геоблоках анастабильного типа («высокого стояния») и мобильного (дифференцированного) типа, а также в фундаменте геоблоков катастабильного типа («низкого стояния») (табл. 30) обычно различаются две-три геосинклинальные — складчатые системы, имеющие близкие (но не одинаковые) условия заложения и развития, а также массивы — древней и ранней консолидации. Обычно начало и завершение главных тектонических процессов сдвинуто для соседних геосинклинальных складчатых систем одного геоблока на один-два периода, реже на одну-две эпохи. Для геоблоков характерно наложение («активизация») тектонических процессов, существенно меняющих режим, установившийся в течение длительного времени. Между геоблоками развиваются межглыбовые (межблоковые) пограничные структуры. Т. Н. Симоненко, Л. В. Булина и Т. В. Спрыгина (1969 г.) считают, что мегаблоки, выделенные на основании анализа геофизических полей, представляют крупные участки консолидированной земной коры, каждый из которых имеет свои специфические черты глубинного строения. В более ранней работе Т. Н. Симоненко и М. М. Толстихина (1968 г.), рассматривая блоковое строение складчатого фундамента Европейской части СССР, указывали, что блоком (основным или крупным) следует называть участок коры, характеризующийся однотипными гравитационными и магнитными полями, ограниченный относительно узкими (по сравнению с размерами участка) зонами разломов различной глубинности. Эти определения мегаблока дополняют друг друга.

Представляется правильным термин «мегаблок» (табл. 31) оставить за более мелкими, чем геоблок, глыбовыми структурными подразделениями. Однако намечаются и расхождения в понимании блоковых структур. По мнению упомянутых авторов, наряду с полигональными мегаблоками сложной формы имеются и сильно вытянутые мегаблоки (например, Уральский, Гиссарский, Кавказский и др.), близкие по конфигурации с соответствующими складчатыми системами. Это по существу уже не блоковые (или мегаблоковые), а межблоковые структуры, относящиеся к другой системе поднятий и имеющие свою номенклатуру (Красный, 1967). Схема размещения геоблоков Сибири и Дальнего Востока (по Л. И. Красному, 1967) дана на рис. 30.

Таблица 30

Сравнительная характеристика геоблоков разного типа

Тип	Континентальный	Транзитальный	Океанский
Катастабильный (низкого стояния)	Длительное прогибание и заполнение мощными морскими осадками. Умеренно развитый основной вулканизм (Западно-Сибирский геоблок в мезозое и кайнозое; Верхоянно-Чукотский геоблок в позднем палеозое и триасе — юре) Нефть — газ	1. Некоторые шельфовые области (Североберинговоморская область — геоблок Нунивак в мелу — кайнозое) Нефть — газ 2. Окраинные океанские бассейны (геоблок Наска к северо-западу от Южной Америки) Полиметаллические илы	Некомпенсированные глубокие впадины с тонким слоем осадков. Мощнейшее «базальтовое наводнение» Железо-марганцевые конкреции с Cu, Ni, Co
Анастабильный (высокого стояния)	Длительное воздымание, сопровождавшееся эрозией. Мощная гранитизация (докембрийские области щитов — Беломорский, Карельский и другие геоблоки) Fe, Au, U, Ni, Co, полиметаллические руды, слюды	—	—
Мобильный (дифференцированный)	Зонально дифференцированное строение — сосуществование структур различной мобильности (геосинклинальных — складчатых систем, массивов). Примеры: Казахстанский геоблок (PZ), Амурский геоблок (PZ — MZ) Разнообразный комплекс рудных, нерудных и горючих полезных ископаемых	Весьма характерно сочетание островных дуг, глубоководных желобов и глубоководных котловин (Охотский и Япономорский геоблоки) Нефть — газ; Cu, Ni, Cr, Au — Ag	—

Группой петрологов-рудников (М. А. Фаворская и др.) с позиций магматизма и металлогении изучались геоблоки (они их называют сквозными структурами — трансрегиональными мегаблоками), объединяющие разнородные структуры земной коры. Ширина таких структур до 1500 км, длина — первые тысячи километров. Они ограничены трансрегиональными разломами и характеризуются особенностями проявления магматизма. При

Таблица 31

Классификация блоковых структур

Блоковые (глыбовые) структуры	Размер (площадь в км²)	Главные структурные элементы, составляющие или входящие в блоки (глыбы)	Возможные глубинные связи	Граничные разломы	Минерагенические площади	Примеры
Геоблоки (надрегиональные)	1—5 млн.	I — щиты, плиты, складчатые системы с срединными массивами II — краевые моря вместе с дугами и желобами, краевые плато с островами (микроматерики) III — абиссальные котловины (талассоплены)	Мантийные	Надрегиональные и региональные разломы, уходящие в мантию	Надрегиональные ареалы	Казахский, Амурский, Колымский, Калифорнийско-Колорадский, Галф (Мексиканского залива), Беринговский, Карибский, Восточно-Новозеландский (Новозеландское плато)
Мегаблоки (региональные)	Сотни тысяч	I — части щитов, плит; крупнейшие массивы, синеклизы II — погруженные массивы краевых морей, глубоководные котловины III — возвышенности и погружения в пределах талассоплленов, вулканогенные нагорья			Региональные ареалы	Тунгусский, Омолонский, Центрально-Охотский, Венесуэльская котловина, возвышенность Шатского, нагорье Маркус — Неккера
Сложные блоки	Десятки тысяч, реже сотни тысяч	I — массивы (пограничные, внутренние, краевые), блоки и впадины платформ II — поперечные поднятия и погружения геосинклинальных складчатых систем	Коровые	Внутрирегиональные разломы фундамента, скрытые и выходящие на поверхность разрывы, часто коровые	Металлогенические зоны (области)	Ханкайский, Аргунский; блоки Украинского и других щитов, поперечные поднятия и погружения альпид Южной Европы
Простые блоки	Тысячи	Вулканарии, однородные фрагменты массивов, кальдеры, криптовулканические структуры			Рудные районы	Блоки юго-восточного Приморья
Локальные блоки	До первых сотен	Небольшие грабены и горсты, возможно мульды; интрузивные тела			Рудные поля	—

этом акцентируется внимание на синхронное развитие и угасание магматических и металлогенических процессов. Так, в Амурском геоблоке, который, по мнению автора, охватывает струк-

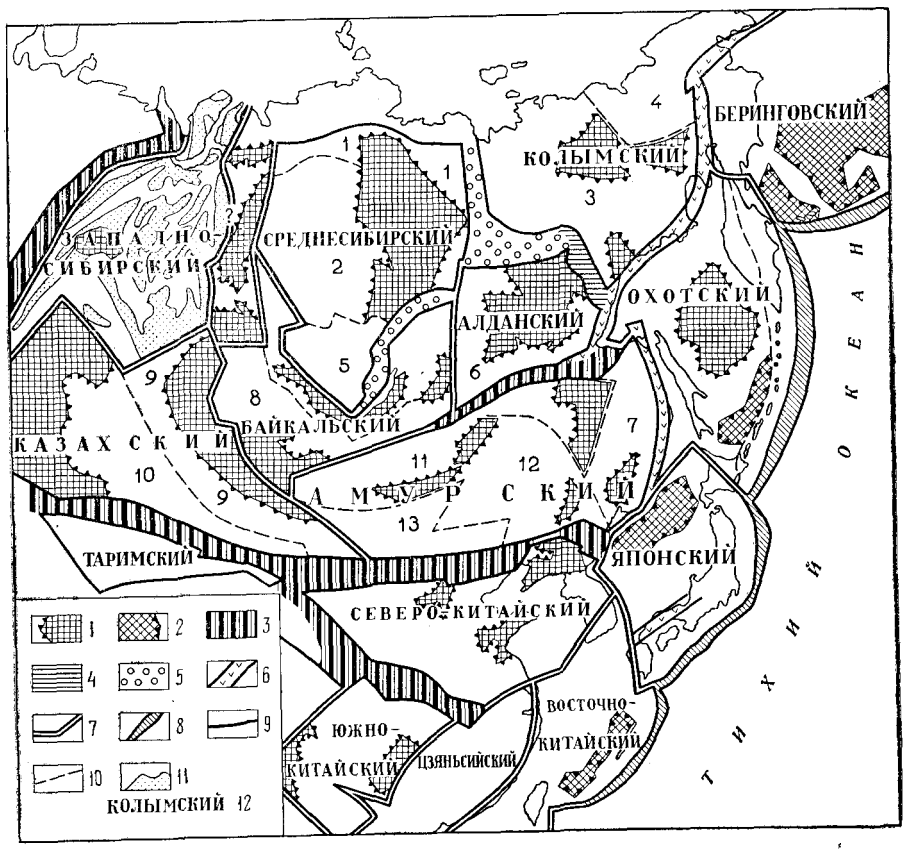


Рис. 30. Схематическая карта геоблоков Азии. По Л. И. Красному (1967)

1 — массивы; *2* — погружения краевых морей с субокеанической корой; *3* — геосинклинальные складчатые системы; *4—5* — прогибы (*4* — перикратонные, *5* — краевые); *6* — вулканические пояса и их звенья (вулканогены); *7* — краевые швы; *8* — глубоководные желоба; *9—10* — границы (*9* — прогибов и желобов, *10* — геосинклинальных систем); *11* — складчатые структуры фундамента Западно-Сибирской плиты; *12* — геоблоки. Складчатые системы: 1 — Оленекская, 2 — Тунгусская, 3 — Верхоянская, 4 — Чукотская, 5 — Ангарская, 6 — Становая, 7 — Сихотэ-Алиньская, 8 — Кузнецко-Яблоновая, 9 — Зайсанская, 10 — Джунгарская, 11 — Монголо-Охотская, 12 — Большехинганская, 13 — Южно-Монгольская

туры Забайкалья, Монголии и Северного Китая, граниты (140—130 млн. лет) сопровождаются родственным рядом кварц-редкометальных формаций (кварц-вольфрамитовое, кварц-молибденитовое и реже кварц-касситеритовое оруденение).

В. И. Смирнов (1969 г.) считает, что для рудных провинций СССР характерны типоморфные металлы, придающие каждой из них свою особую «металлогеническую окраску». Так, в Забайкальско-Приморской провинции к типоморфным относятся месторождения золота, в Колымо-Чукотской — золота и олова, в Кавказской — меди, молибдена, отчасти полиметаллические, в Уральской — железа и т. д. Эта металлогеническая специализация, сопровождающаяся наследованием характера рудообразования, как нам кажется, подкрепляет идею выделения геоблоков. Это относится и к геоблокам катастабильного профиля. Так, например, Западно-Сибирский геоблок является одной из нефтегазоносных провинций Земли.

Остановимся на описании геоблоков других континентов. Особенно рельефно глыбовое строение видно на тектонических картах и схемах континентов Гондваны — Африки и Антарктиды. Полигональной формы щиты здесь перемежаются с синеклизами. Так, например, в Западной Африке различаются щиты Регибатский (0,4 млн. км^2) и Туарегский (0,5 млн. км^2) на севере и Леоно-Либерийский (0,4 млн. км^2) и Дагомейско-Нигерский (0,9 млн. км^2) на юге и расположенные между ними синеклизы Туадени (1,4 млн. км^2) и Мали-Нигерская (0,7 млн. км^2). Не менее ярко выражены геоблоки и в других частях этого континента. Некоторые из упомянутых синеклиз имеют длительное нисходящее, катастабильное развитие (синеклиза Туадени с рифея).

Исследование Антарктиды советскими и зарубежными геологами подтвердило гипотезу геоблокового строения континентов. Как видно на тектонической схеме Антарктиды (рис. 31), на этом материке, согласно данным Г. Э. Грикурова, М. Г. Равича и Д. С. Соловьева, могут быть выделены отдельные геоблоки площадью от 1 до 3,8 млн. км^2. К анастабильным геоблокам относятся щиты Земли Виктории, Земли Принцессы Елизаветы и Земли Эндерби. Между ними расположены катастабильные геоблоки, выполненные рифейским — нижнепалеозойским и среднепалеозойским — нижнемезозойским чехлом.

Космические исследования дали новые возможности для познания блокового строения Земли (И. И. Башилова, Г. В. Махин, 1975 г.). На рис. 32 показана возможная картина размещения геоблоков в двух регионах Азии.

Приведенные примеры геоблоков относятся к современной тектонической структуре земной коры и подтверждаются геологическими и геофизическими данными на известную глубину. Геоблоки отражают предшествующую эволюцию земной коры. Неотектонический этап, вероятно, существенно не влияет на их формирование. Предполагается (А. И. Тугаринов, Г. В. Войткевич, 1966 г.), что формирование первичных блоков земной коры относится к предгеологическому периоду истории Земли (4500—3500 млн. лет назад).

Не исключено, что основа первичной неоднородности (делимости) была заложена еще в протопланетный этап образования нашей планеты. Разломы, ограничивающие геоблоки в океанах, возможно, также представляют собой звенья древней системы

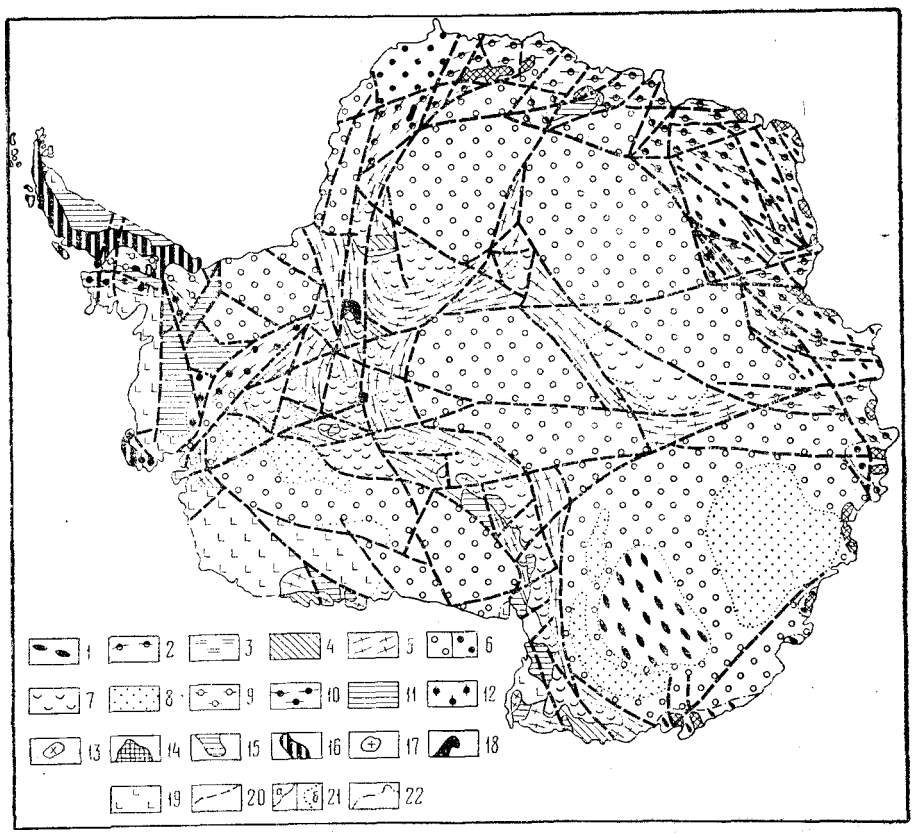


Рис. 31. Тектоническая схема Антарктиды. По Г. Э. Грикурову, М. Г. Равичу и Д. С. Соловьеву, с упрощением (1970)

Области добайкальской складчатости: *1—2* — дорифейский кристаллический фундамент (*1* — *A* —P R_1?, *2* — то же, в зонах позднебайкальской активизации); *3* — протерозойские складчатые системы. Области байкальской складчатости: *4* — древние ядра; *5* — позднебайкальские складчатые комплексы. Чехол платформы: *6* — R—PZ (светлые кружки — R—MZ, темные — R—PZ); *7* — PZ_2—MZ; *8* — MZ—KZ (?). Области мезозойской складчатости: *9—10* — складчатые комплексы (*9* — позднебайкальские, переработанные в раннекиммерийскую эпоху, *10* — раннекиммерийские); *11* — раннемезозойские впадины и прогибы, наложенные на область раннекиммерийской складчатости; *12* — кайнозойские постгеосинклинальные (?) структуры в крупных подледных впадинах. Интрузии складчатых областей: *13* — PR (добайкальские) габбро-анортозиты; *14* — PR—PZ (преимущественно байкальские) чарнокиты; *15* — PZ (преимущественно позднебайкальские) гранитоиды; *16* — MZ (преимущественно гранитоиды); *17* — PZ_2 (нефелиновые сиениты); *18* — MZ траппы (крупные дифференцированные интрузии); 19 — N—Q лавы и туфы базальтового состава (Антарктический вулканический пояс); *20* — разломы; *21* — границы (*а* — установленные и предполагаемые в пределах участков со снятым ледниковым покровом, *б* — предполагаемые подо льдами); *22* — участки с обильными коренными обнажениями

крупных нарушений. К выводу о том, что первоначальное разделение земной коры на блоки явилось контролирующим фактором при последующей ее деформации пришли также Д. Муди и Д. Хилл (1960). В современном ограничении геоблоков — разного рода шовных зонах — проявляются более ранние линеаменты. Новые данные по геологии и геофизике подтверждают идею о неоднородности тектоносферы.

Плотностная неоднородность верхней мантии под Тихим, Атлантическим и Индийским океанами, под Америкой, Евразией и Африкой, наличие крупных зон неоднородной намагниченности верхней мантии, определение петрологических и физических характеристик мантийного (?) материала, соотношения между тепловыми потоками и землетрясениями, соотношение между современным рельефом, аномалиями силы тяжести и положением границы Мохоровичича, пересчеты магнитного поля для различных высот — все это бесспорно свидетельствует о том, что в вертикальном и латеральном направлениях земная кора обладает особенностями, обусловливающими известную индивидуальность геоблоков. Теоретическое обоснование взаимных движений блоков тектоносферы дал С. И. Субботин (Subbotin, 1973). Он рассматривает ее как неоднородную систему, закономерно объединяющую многочисленные блоки, различающиеся по составу, агрегатному состоянию и физическим параметрам. Такие блоки (геоблоки по автору), представляющие собой геологические тела («неоднородности» у геофизиков), имеющие различные физические параметры, в первую очередь плотностные различия, взаимодействуя друг с другом, неизбежно приводят к возникновению определенных сил, которые могут рассматриваться как причина смещения неоднородных блоков друг относительно друга. На рис. 33 показаны (в разрезе и плане) геоблоки, испытывающие ротационное и поступательные движения. Межблоковыми пограничными сочленениями являются здесь зоны глубинных разломов, рассекающие тектоносферу. Именно вдоль них происходит смещение геоблоков по вертикальному, горизонтальному и промежуточным (между ними) направлениям.

В свете этих представлений П. Фурмарье, С. И. Субботина и других рассмотрим удовлетворительно изученную за последние годы (D. Cullen, 1970 г.) транзиталь на участке от Тихого океана до Австралии, где имеются протяженные поднятия (Лорд Хау, Норфолк и др.), сложенные корой континентального типа мощностью до 20—25 км (рис. 34). Эти данные вместе с известными сведениями о Новой Зеландии и Новозеландском плато (плато Кемпбелл) свидетельствуют о том, что Австрало-Новозеландский материк (Мелантида, по Г. Менарду) имел огромные размеры; в мезозое — кайнозое он был резко деформирован и его крупные части (геоблоки) были взломаны, раздвинуты, вероятно, повернуты и опущены на большую глуби-

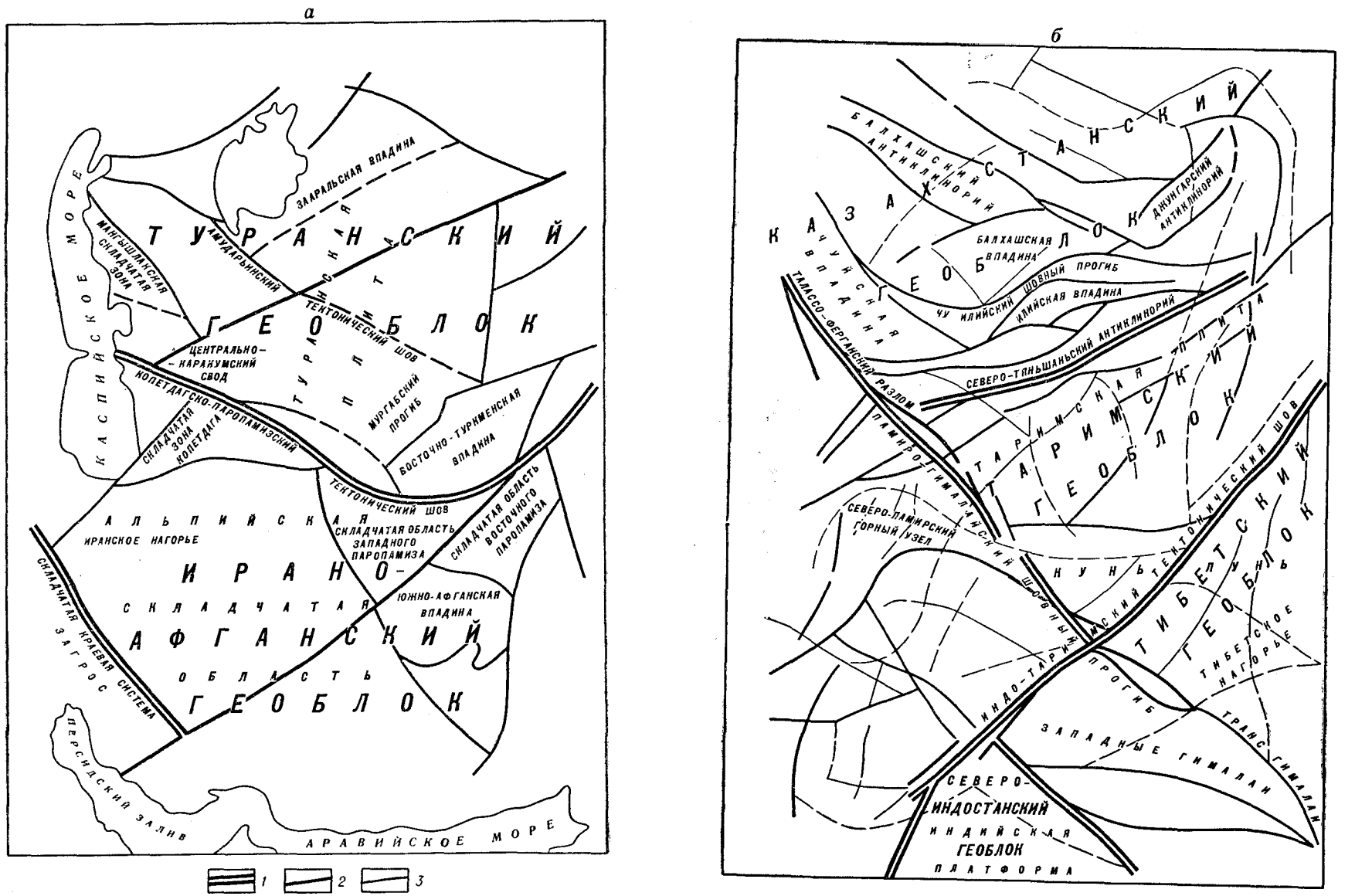


Рис. 32. Геоблоки. По И. И. Башиловой и Г. В. Махину (1975), с изменениями

Глубинные разломы: *1* — I порядка, ограничивающие геоблоки; *2* — II порядка, ограничивающие структурные зоны; *3* — прочие разломы. *а* — Закаспийско-Иранский регион; *б* — Центрально-Азиатский регион

ну. На рис. 34 нами показана схема геолого-структурного районирования этого региона, состоящего из трех крупных геоблоков. Их краткая характеристика приведена в табл. 32. Автор полагает, что процесс, приведший к современному размещению геоблоков в Австрало-Новозеландском регионе, экстремальный. Это, вероятно, крайний случай ротационно-поступательного движения крупных геологических тел, которое доказывается различными геологическими и геофизическими методами.

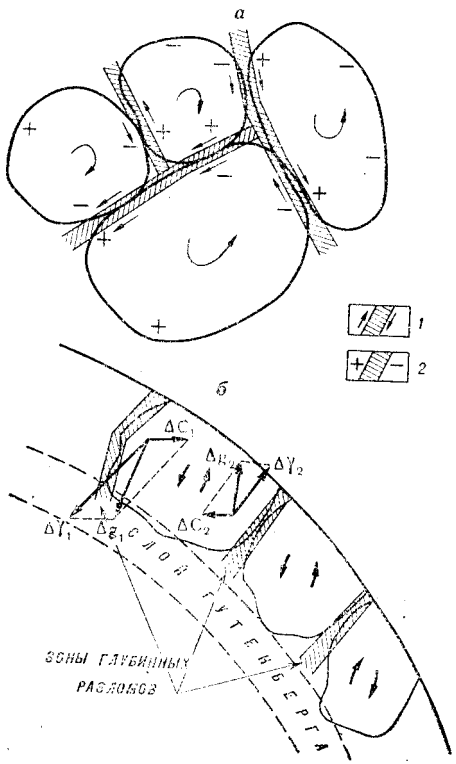


Рис. 33. Ротационные и поступательные движения блоков тектоносферы (*а* — в плане, *б* — в разрезе). По С. И. Субботину (1973)

Зоны смещений: *1* — горизонтальные, *2* — вертикальные

Чрезвычайно интересны и построения, которые на основе анализа гляциоизостатических движений выявляют районы развития этих движений в области (в Феноскандии и Канаде) площадью в сотни тысяч квадратных километров (Артюшков, 1968 и др.), что совпадает с принятыми нами для гео- и мегаблоков. Другое важное обобщение, предлагаемое Е. В. Артюшковым, — о том, что конвективная неустойчивость — это, вероятно, очень существенный источник энергии тектонических процессов, возникающий вследствие перераспределения в поле силы тяжести различных веществ согласно их плотности.

Планетарное растрескивание или, другими словами, система регматического раскалывания, в результате которой происходило первичное деление земной коры на геоблоки, могло возникнуть вследствие разрядки напряжения в контрастно сопрягающихся глубинных структурах. Протопланетные узлы и ядра и последующее формирование первичных блоков создало глыбовую (или петельчато-глыбовую) начальную структуру тектоносферы. Унаследованность этой первичной делимости имела решающее значение при дальнейшей эволюции мантии и коры. Какими бы ни были преобразования и перестройки верхних оболочек геоида, в них, вероятно, сказывались древнейшие элементы делимости.

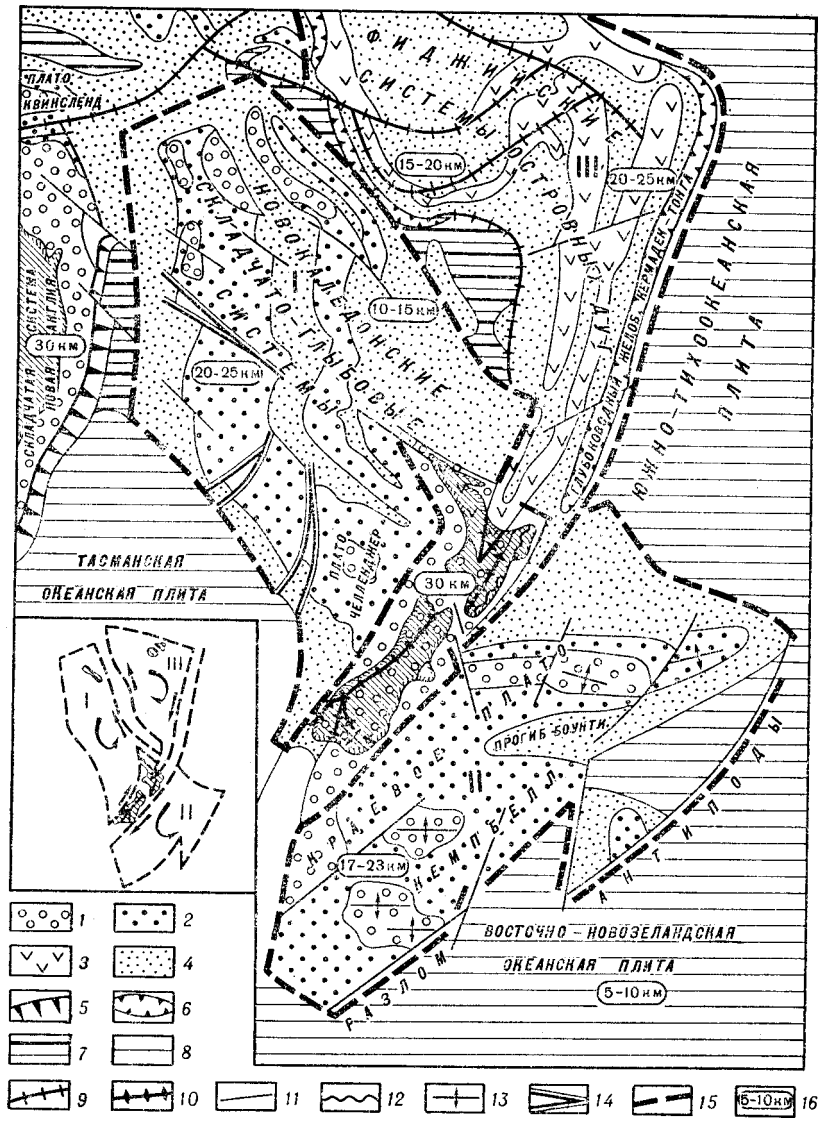


Рис. 34. Геоблоки Австрало-Новозеландскоой транзитали. По Д. Куллену (1970), с изменениями и дополнениями

1—3 — структуры с континентальной и субконтинентальной корой (*1* — складчатые структуры поднятий, *2* — складчатые структуры прогибов, *3* — существенно андезитовые вулканические пояса); *4—7* — структуры с субконтинентальной и субокеанской корой (*4* — впадины, *5* — континентальные склоны, *6* — глубоководные желоба, *7* — геоантиклинальные поднятия); *8* — структуры с океанской корой; *9—16* — прочие обозначения: *9* — главные глубинные разломы (сдвиги), *10* — Альпийский сдвиг, *11* — второстепенные разломы, *12* — оси альпийских складок, *13* — предполагаемые антиклинальные поднятия, *14* — рифтовые расщелины, *15* — границы между геоблоками, *16* — мощность коры (в км). Геоблоки: I — Новокаледонский, II — Кемпбелл, III — Фиджийский

Таблица 32

Сравнительная характеристика геоблоков Австрало-Новозеландской транзитали

	Новокаледонский	Кемпбелл	Фиджийский
Тектонические особенности	Складчато-глыбовые поднятия и прогибы между ними северо-западного и меридионального простирания	На севере складчато-глыбовое широтное поднятие Чатам, на остальной площади предполагаются структуры платформенного типа	Дугообразные вулканические геоантиклинали и прогибы между ними
Типы земной коры и ее мощность	Субконтинентальная кора 15—25 км в поднятиях и субокеаническая (10—15 км) в прогибах)	Преобладает субконтинентальная кора (15—25 км); в поднятии Чатам до 30 км	В вулканических поднятиях островных дуг субконтинентальная кора 15—25 км; в прогибах субокеанская (10—15 км) и океанская (до 10 км)
Площадь (млн. км^2)	3,5	2,1	3,8
Преобладающие глубины	Поднятия — от 1000 до 2000 м Прогибы — от 2000 до 4000 м	Поднятия — от 500 до 2000 м Прогибы — от 2000 до 4000 м	Поднятия — от 100 до 2000 м Прогибы — от 2000 до 4500 м
Преобладающий состав и возраст геологических образований (выходы на поверхность и по данным бурения)	Новая Каледония: верхний палеозой — туфы и лавы среднего и кислого состава; верхний триас — юра — граувакки; мел — песчаники, сланцы, конгломераты, риолиты; палеоген — карбонатные, флишевые и эффузивные толщи. Поднятие Лорд Хау: верхний мел — перлитовые риолиты (на глубине 500 м)	Поздний палеозой — ранний мезозой — граувакки и аргиллиты; мезозой и моложе — андезито-базальты, туфы, известняки, граувакки, граниты (180 млн. лет)	Эоцен — метаморфизованная и дислоцированная подушечная лава, брекчии, туфы, линзы известняков; миоцен — андезиты, реже толеитовые и высокоглиноземистые базальты, редко дациты и липариты. В скважинах позднеолигоценовые базальты
Сейсмичность (глубина расположения эпицентров)	Не характерна	Не характерна	Сильная. Землетрясения: глубокие (300 км), средние (70—300 км), мелкие (70 км)
Тепловые потоки	Нормальные	?	Сильно повышены в Фиджийском плато

СООТНОШЕНИЯ СТРУКТУР ЗЕМЛИ

В конце прошлого и в первой четверти текущего столетия появились данные, позволившие распространить геологические обобщения на весь земной шар или отдельные его крупные части (Э. Зюсс, А. П. Карпинский, Э. Ог, А. А. Борисяк, К. Шухерт и др.). В 20—30-х годах широкое применение получили классификации С. Бубнова и в Советском Союзе — Е. В. Милановского и А. Н. Мазаровича. В них выделялись глыбы первого порядка, обладающие преимущественным воздыманием (Балтийский, Алданский и Украинский щиты), глыбы второго порядка, подверженные как поднятиям, так и опусканиям (Шварцвальд, Чешский массив, Восточный Казахстан, Алтай, Урал, Тянь-Шань). Шельфам (плитам) свойственно уже преобладающее погружение. К наиболее устойчивым структурам этого типа отнесены погруженные части Русской и Сибирской платформ. Парижский бассейн и Лено-Вилюйская впадина были использованы в качестве примеров подвижного шельфа (подвижной плиты). По А. Н. Мазаровичу, геосинклинали второго порядка: Донецкий бассейн, Мангышлак и Кавказ, а геосинклинали первого порядка — палеозойские: Урал и Алтай, более молодые — Альпы и Карпаты. Легко заметить, что в этих классификациях приведены хорошо известные советским геологам под другими названиями структурные элементы. Так, устойчивые шельфы, по С. Бубнову, соответствуют срединным массивам; геосинклинали второго порядка, по А. Н. Мазаровичу, — в основном авлакогенам или близким к ним структурам.

В 30—40-х годах М. М. Тетяев, а немного позднее В. В. Белоусов (1948 г.) разработали систематику тектонических структур, которая и в настоящее время применяется довольно широко.

В 50—60-х годах под руководством Н. С. Шатского были разработаны основы тектонической систематики, которые нашли воплощение в изданных тектонических картах СССР и Международной тектонической карте Европы. Дальнейшее развитие этих предложений было осуществлено в сводке по «Тектонике Евразии» (редактор А. Л. Яншин, 1967) и во многих тектонических работах в СССР и за рубежом.

В 60—70-х годах систематика тектонических структур была разработана В. Е. Хаиным (1960) и группой тектонистов СССР — А. А. Богдановым, М. В. Муратовым и В. Е. Хаиным (1963 г.); А. А. Богдановым, Л. П. Зоненшайном и др. (1972); Л. И. Красным (1972).

Классификация структурных элементов геосинклинальной — складчатой (подвижной) области в зависимости от ее стадийного развития была предложена автором (Л. И. Красный, 1961 г.). И, наконец, совсем недавно В. Е. Хаиным (1971) была дана общая классификация глубинных и крупнейших коровых

структур, использованная им в сводке по тектонике континентов.

Классификацией тектонических структур континента занимались О. А. Вотах и В. А. Соловьев (1969, 1970 гг.). Ими были опубликованы схемы, в которых можно найти ряд рациональных предложений. Во-первых, существенным является разделение структурных элементов на две группы: «исходную» и «производную». Во-вторых, введено представление об орогенных и складчатых ярусах чехла платформы, а также разделены срединные массивы фундамента молодых платформ и складчатых (геосинклинальных) областей. Однако неправильно отнесены перикратонные прогибы к древним платформам и перикратонные складчатые системы — к складчатым областям. Они, несомненно, принадлежат к краевым (пограничным) структурам.

Краткий обзор классификаций структурных элементов (табл. 33) показывает, что в эволюции взглядов на их соотношения и соподчинение обнаруживаются следующие тенденции:

1. Стремление выделять тектонические подразделения в соответствии с историческими этапами развития регионов. Например:

а) геосинклиналь→складчатая зона→платформа,

б) структурные ярусы геосинклинальных складчатых систем: нижние (геосинклинальные прогибы и геоантиклинальные поднятия)→средние (антиклинории, синклинории)→верхние межгорные и другие орогенные впадины),

в) сводовые поднятия→рифтовые системы,

г) перикратонные прогибы→краевые складчато-глыбовые системы,

д) океанские платформы→срединноокеанские подвижные пояса.

2. При тектонических исследованиях учитывать как специфику конкретных регионов, так и путем сравнительного анализа отыскивать общие признаки, закономерно охватывающие всю Землю. Например: а) общая группировка геосинклиналей (энсиматические, энсиалические); б) особенности состава (офиолитовые, кремнисто-вулканогенные, терригенно-туфовые, карбонатные, терригенные, флишевые) и т. д.

3. Обоснование исторической направленности в смене структурных форм:

Литоплинты — — →протоплатформы — — →древние платформы — — →молодые платформы — — →современные шельфы.

Протогеосинклинали———→геосинклинали ———→островные дуги.

4. Выявление соразмерности структур: а) охватывающих всю планету или ее значительные части; б) различающихся в пределах регионов; в) имеющих подчинение, районное значение. Например: а) глобальные (подвижные пояса — срединноокеанские, окраинно-материковые, внутриматериковые), б) региональные (геосинклинали — складчатые системы, краевые и перикратонные прогибы, платформы), в) локальные структуры — отдельные антиклинали и синклинали, соляные купола.

5. Выделение структурных элементов по совокупности признаков (тип, ритм и скорость тектонических движений, особенности литогенеза, магматизма, метаморфизма, геофизических характеристик).

Остановимся на принципе соответствия (соразмерности) размеров структур и их глубинных связей. Н. С. Шатский уже

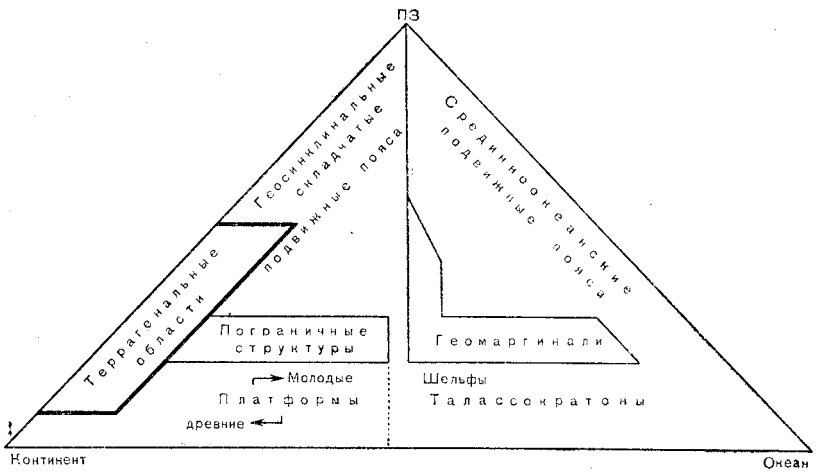


Рис. 35. Общая схема соотношения структур Земли. По Л. И. Красному
ПЗ — переходная зона от континента к океану (транзиталь)

давно пришел к выводу, что чем структуры крупнее, тем они дольше живут; при этом захватываются и большие глубины. Недавно эту мысль так сформулировали С. И. Субботин и др. (1968): «Самый общий принцип определения соотношения горизонтальных размеров геоструктурных зон земной коры с глубинами размещения очагов, вызвавших их образование, заключается в прямой зависимости между ними. Геоструктуры больших горизонтальных размеров формируются за счет процессов, протекающих на глубинах, определяемых многими сотнями километров» (стр. 146). Близкие представления развивает и Ван Беммелен (Van Bemmelen, 1966 и др.).

Довольно полное представление о размещении структурных элементов на Земле дает приложение 4. Вписанная в треугольник схема (рис. 35) оказалась удобной для рассмотрения общих тенденций историко-геологических и пространственных соотношений между главнейшими рядами структурных элементов. В самом общем виде на Земле различаются: а) крупные относительно устойчивые глыбовые, в целом асейсмичные

Таблица 33

Систематика тектонических элементов

С. Н. Бубнов (1933 г.)	А. Н. Мазарович (1938 г.)	В. В. Белоусов (1948 г.)	Н. Крумбейн, Л. Слосс (1951 г.), П. Бэдгли (1965 г.)	Н. С. Шатский (1951 г.)	А. А. Богданов, М. В. Муратов, В. Е. Хаин (1963 г.)	О. А. Вотах (1969 г.), О. А. Вотах, В. А. Соловьев (1970 г.)	В. Е. Хаин (1971 г.)
Глыба I порядка II порядка	**Глыба** I порядка II порядка	**Геосинклиналь** Интрагеосинклиналь Интрагеоантиклиналь Центральное поднятие Краевой прогиб Межгорный прогиб	**Структуры подвижного ряда** Система островных дуг Океанский желоб Вулканическая геоантиклиналь Эпиэвгеосинклиналь Ортогеосинклинальный пояс Эвгеосинклиналь Миогеосинклиналь Геоантиклиналь Посторогенный бассейн Рифтовая долина	**Складчатая область** Структурный ярус Нижний Срединный массив Средний Антиклинорий Синклинорий Верхний Межгорная впадина Платформа Структурный этаж Складчатый фундамент Чехол Щит Плита Антеклиза Синеклиза **Пограничные структуры** Краевой прогиб Краевой шов Окраинный вулканогенный пояс	**Геосинклинальная область** Геосинклинальная система Эвгеосинклиналь Миогеосинклиналь **Платформа** Древняя Молодая **Орогенный пояс** Краевой прогиб Межгорная впадина	**Древняя платформа** Фундамент Метаморфический ярус Интеркратонная геосинклиналь Чехол Плитный ярус Орогенный ярус **Молодая платформа** Фундамент Геосинклинальный ярус Орогенный ярус Чехол Плитный ярус Орогенный ярус **Океаническая платформа** Фундамент Чехол **Краевая структура** Геосинклинальная Плитная **Исходные структурные элементы** Нуклеары Протогеосинклинали Протоплиты Геосинклинали Орогены Плиты Глубинные разломы	**Океаническая платформа** Океаническая плита Талассоантеклиза Талассосинеклиза **Срединноокеанский орогенный пояс** Осевая зона Склон Центральное рифтовое поле **Геосинклинальный пояс** Геосинклинальная область Геосинклинальная система Срединный массив **Складчатый эпигеосинклинальный орогенный пояс** Складчатая горная страна Мегантиклинорий Мегасинклинорий Передовой прогиб **Молодая платформа** Кряж Плита Перикратонный прогиб **Древняя платформа** Щит Плита Перикратонное опускание **Глыбовый эпиплатформенный орогенный пояс** Глыбовая горная страна
Шельф Устойчивый Ангомогенный Подвижный	**Плита** Устойчивая Подвижная Краевая						
Геосинклиналь	**Геосинклиналь** I порядка II порядка	**Складчатая зона** Антиклинорий Синклинорий	**Структуры стабильного ряда:** Кратон Шельф Стабильный Нестабильный Бассейн Внутрикратонный Поперечный Обрамленный Изолированный Внутрикратонное поднятие Континентальный шельф Континентальный склон Континентальное подножье				
Глубокое море		**Платформа** Субгеосинклиналь Субгеоантиклиналь					

структуры с выровненным рельефом — это кратонные области. На континентах — платформы (пейрократоны, по В. Е. Хаину), в океанах — талассократоны (океанские платформы). В переходной зоне от континента к океану только отдельные, наиболее значительные по размерам глубоководные котловины (например, Филиппинская) могут быть сравнимы с абиссальными котловинами талассократонов. К кратонным областям принадлежат также молодые платформы (плиты типа Западно-Сибирской) и погруженные плиты — шельфы; б) большие пространства на Земле заняты подвижными поясами, областями и системами. Эти мобильные площади, как правило, линейно вытянуты. Их глубинные связи более сложные и разнообразные. Они прослеживаются во всех трех типах планетарных структур, причем почти полностью охватывают переходную зону от континента к океану (транзиталь). В пределах континентов, за исключением морей средиземноморского типа и прилегающих к ним районов, геосинклинальные складчатые пояса завершили свое развитие, а в переходных зонах это развитие продолжается. «Живые» подвижные пояса срединноокеанского типа занимают огромные пространства в океанах. Существенное значение имеют на континентах подвижные области и системы негеосинклинального ряда, выделенные под названием террагенальных. Они, несомненно, самостоятельны и наиболее четко выражены в современных горных странах. В энергетическом отношении террагенальные системы находятся ближе к подвижным, чем к кратонным областям; в) пограничные структуры, которые прослеживаются на континентах в переходных зонах и океанах. Они четко выражены между платформами и геосинклинальными складчатыми областями (краевые и перикратонные прогибы). Хорошо прослеживаются и окраинные — геомаргинальные системы, сочленяющие океаны и континенты или океаны и переходные зоны. Эти структуры имеют ведущее значение (вместе с плитами и шельфами) в нефтегазоносности Земли (рис. 36).

На рис. 37 показаны следующие фациальные обстановки:

1) океанская (в широком смысле), охватывающая талассократоны (и входящие в них талассоплены) и срединноокеанские поднятия (с георифтогеналями). Характерны огромные площади, занятые железо-марганцевыми конкрециями;

2) субокеанская, обнимающащя геомаргиналь, т. е. континентальный склон (с уступом и подножьем), и своеобразную океанскую область с мощным развитием суспензионных потоков. В пределах геомаргиналей известны промышленная нефтегазоносность и фосфориты. Возможно, к субокеанским условиям образования следует относить и глубоководные океанские желоба. Тогда вся система специфических пограничных структур между переходной зоной и океаном (или континентом и океаном) попадает в одну группу;

3) лагунная, распространенная в перикратонных и краевых прогибах (и авлакогены). Для них характерны эвапориты (гипс, соль), угли, нефтегазоносность и фосфориты;

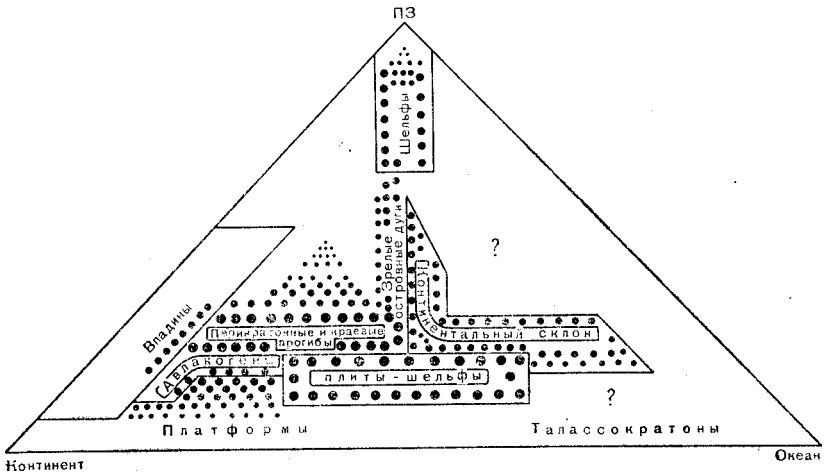


Рис. 36. Схема связи нефтегазоносности со структурами.
Размеры кружков условно соответствуют значению нефтегазоносных областей и провинций

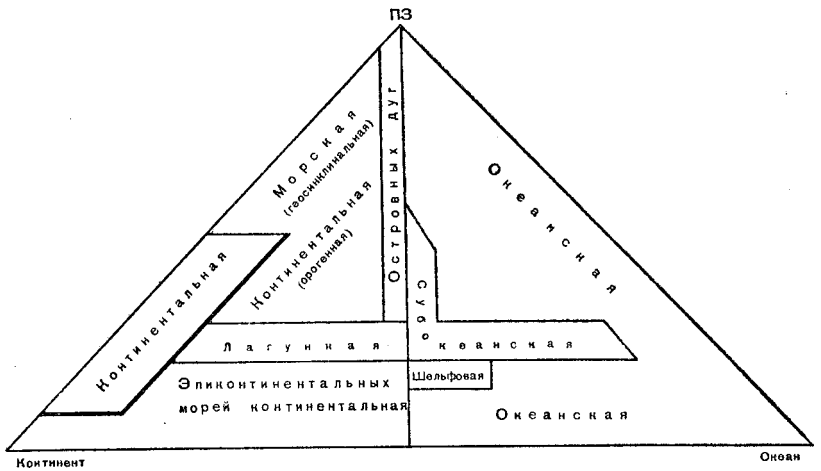


Рис. 37. Схема взаимных связей главных фациальных обстановок

4) морская→континентальная — типичная для геосинклинальных складчатых областей. Именно эта контрастная смена режимов характерна для регионов, в которых ранняя собственно геосинклинальная стадия является стадией прогиба-

ния, а поздняя (инверсионная, орогенная) — воздымания. Морской геосинклинальный режим с подводными вулканитами (эсиматическая группа) существенно важен для образования осадочно-эффузивных месторождений (колчеданные руды, железо, марганец), а без подводного вулканизма — для эсиалической группы геосинклиналей. Для последней типичны геосинклинальные бокситы, фосфориты, железо;

5) эпиконтинентальных морей (с подчиненным континентальным режимом) — характерна для платформ. Светлые известняки, чистые кварцевые пески (песчаники), ино-

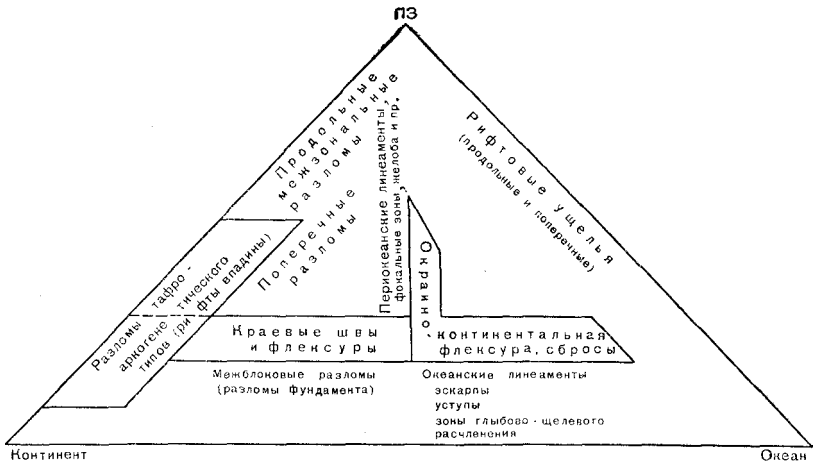


Рис. 38. Схема размещения регматических и близких к ним структур

гда кремни (трепела, опоки) типичны для этих морей. Эпиконтинентальными морями заняты и современные шельфы, обладающие весьма крупными нефтегазоносными ресурсами. Бокситы, угли, соли, железо, марганец, фосфориты, сера — наиболее важные полезные ископаемые осадочного происхождения. Возможно, сюда следует присоединить свинец, цинк, а также россыпи (титано-магнетит, рутил и др.);

6) континентальная — охватывает террагональные системы с их межгорными и предгорными впадинами, заполненными вулканогенно-осадочными и осадочными озерными и аллювиальными толщами. Впадины нередко угленосны.

Особенности регматического деления структур Земли приведены на рис. 38.

Распределение важнейших магматических пород и эндогенных месторождений показано на рис. 39 и 40. При этом следует заметить, что намечается общность большой группы струк-

тур с их магматизмом. Их минерагения связана со значительными подкоровыми глубинами. В последние годы В. И. Смир-

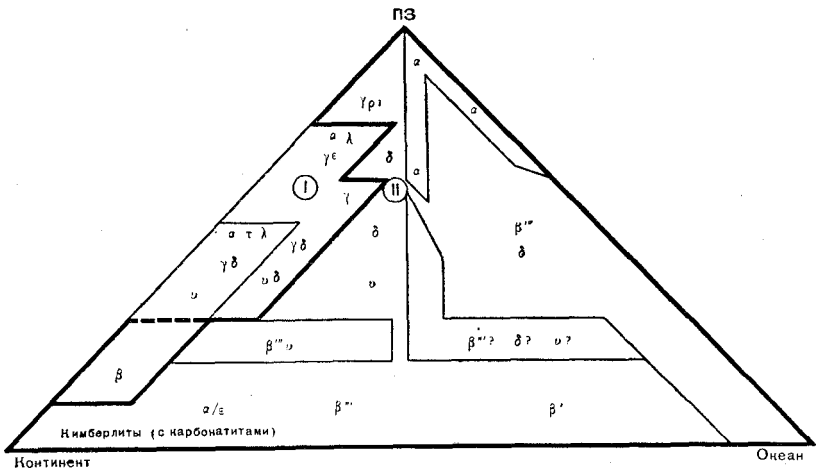


Рис. 39. Схема размещения важнейших магматических пород

I — сиалическая группа; II — симатическая группа; σ — гипербазиты; ν — габбро, δ — диориты; γpl — плагиограниты; $\varepsilon\delta$ — ультраосновные (щелочные) породы; γ — граниты, $\gamma\delta$ — гранодиориты; β-базальты (β' — океанские, β'' — срединноокеанских поднятий, β''' — платформ); α — андезиты и андезито-базальты; τ — трахиты; λ — риолиты

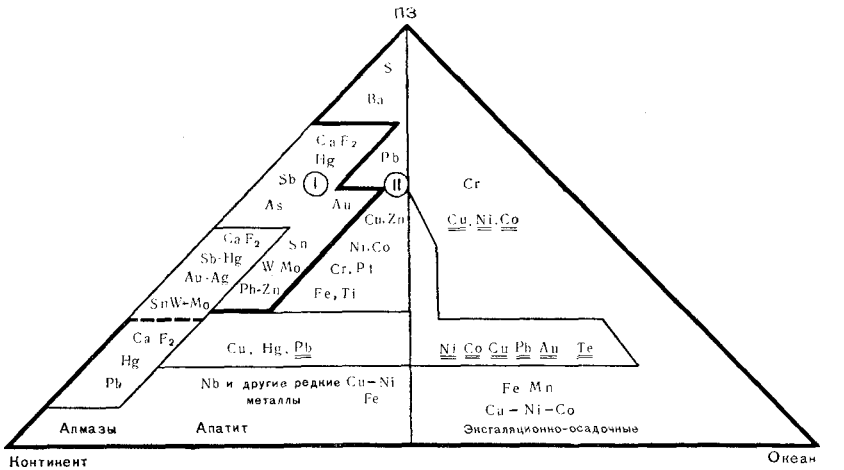


Рис. 40. Схема размещения эндогенных месторождений:
I — сиалическая группа, II — симатическая группа

нов, М. И. Иициксон, Е. А. Радкевич, Ф. К. Шипулин, Ю. А. Кузнецов и др. обратили внимание, что ювенильная базальтоидная магма, будучи материнской в определенного типа геосинкли-

налях (энсиматических), связана с рудогенезом. В. И. Смирнов считает, что и при платформенном режиме, в рифтовых системах ювенильная базальтоидная магма также играет ведущую роль. Родоначальная глубинная базальтоидная магма — точнее выплавки базальта (K. Kuno, 1963 г.; F. Green, A. Ringwood, 1966 г.; В. В. Белоусов, 1969 г.), поднимаясь по глубинным разломам, в наибольшей степени сохраняет черты ювенильного происхождения, если поток глубинных растворов следует через среду, химически сходную с той, откуда эти растворы отделились (М. И.Ициксон, 1965 г.). Установлено, что одна суперрегиональная тектоно-магматическая группа объединяет магматизм и металлогению платформ, пограничных структур, энсиматических геосинклиналей (на континентах), большинство островных дуг и, вероятно, континентальных склонов (в переходной зоне) и срединных океанских поднятий, внутриокеанских вулканогенных поясов и нагорий (в океанах). Естественно, что в геосинклинальной обстановке оруденение разнообразнее и интенсивнее. Однако уже сейчас можно прогнозировать наличие богатых руд на континентальных склонах (геомаргиналях) — регионах, подверженных интенсивному разломообразованию. Высокие содержания никеля, кобальта и меди в железо-марганцевых конкрециях, вероятно, отдаленно связаны с подводным вулканизмом. Любопытно напомнить, что на островах Фиджи (R. V. Band, 1966 г.) к конечной стадии дифференциации плиоценовых щелочных оливиновых базальтов приурочены промышленные золото-теллуридовые месторождения Ватукуола.

Геосинклинальные складчатые области энсиалического профиля и большая часть террагональных областей располагается целиком в пределах материков. Здесь ювенильные растворы в силу особых свойств коры (мощный гранитно-метаморфический слой) и меньшей глубинности разломов претерпевают большие физико-химические изменения. Начинается селективное или более полное плавление гранитно-метаморфического слоя, чему способствует проникновение из глубин воды и растворенных в ней щелочей. Импульсы этого процесса зарождаются, очевидно, в верхней мантии и оттуда поддерживаются все новыми порциями растворов, которые являются также теплоносителями (Ю. А. Кузнецов, А. Л. Яншин, 1969 г.). Установлено (М. И.Ициксон, 1965 г.), что ювенильные растворы при своем движении к поверхности, при вхождении в гранитно-метаморфический слой встречают химически контрастную среду и вступают в активные обменные и иные реакции. С точки зрения глубинного процесса между энсиалическими геосинклиналями и террагенальными областями существенной разницы нет.

Для внешней зоны Тихоокеанского подвижного пояса автором (Л. И. Красный, 1968 г.) было показано, что мезозойские и местами раннекайнозойские гранитоидные интрузивы со специфической минерализацией развиты: в пределах Верхоянско-Колымской терригенной складчатой области, в плутоногенной области Становика, в горных сводово-глыбовых областях Забайкалья, вдоль стыков поздних байкалид, каледонид и герцинид Северной Монголии, прослеживаются в широкой Яньшаньской зоне Северного Китая, в катазиатском блоке каледонид и вдоль массивов в Индокитае и Малайе; они также образуют весьма протяженные цепи в пределах Восточно-Азиатского вулканогенного пояса. В Северной и Южной Америке и в Антарктандах также прослеживаются вытянутые вдоль разломов мезозойские гранитоиды.

На основании изложенного можно установить закономерность: осадконакопление в совокупности с тектоническими процессами создает относительное разнообразие тектоно-литологических обстановок, тогда как явления магматизма (и соответственно эндогенная металлогения), в целом связанные с глубинными процессами, охватывающими крупные блоки планеты, менее индивидуализированы. Ими создаются сходные тектоно-магматические обстановки на громадных протяженных поясах Земли.

ПУТИ УСОВЕРШЕНСТВОВАНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СИСТЕМАТИКИ И ТЕРМИНОЛОГИИ

Тектоника в семействе геологических наук занимает особое положение. Это фундаментальная отрасль геологии в том смысле, что на нее опираются стратиграфы, литологи, петрологи, специалисты в области геологии различных полезных ископаемых (металлогенисты, нефтяники и др.), а также геофизики и геохимики. Однако тектоническая терминология и номенклатура сейчас, как и много лет назад, не имеет системы. Д. С. Лотте (1968, стр. 5) по этому поводу писал: «Трудно себе представить плодотворное развитие какой-нибудь науки, если совокупность понятий, которые эта наука рассматривает и излагает, не имеет строго научной терминологии».

Обратимся к смежным геологическим наукам. Для того чтобы утвердить установление нового минерала «Комиссия по новым минералам» Всесоюзного минералогического общества требует его конституционную и морфологическую характеристики, данные о физических и химических свойствах. Описание нового минерального вида должно сопровождаться анализом вопроса о самостоятельности минерала и об оправданности введения нового названия. В Межведомственном петрографическом комитете создана Терминологическая комиссия, занимающаяся номенклатурой горных пород.

Стратиграфы имеют книгу «Стратиграфическая классификация, терминология и номенклатура» (1965 г.), утвержденную

Межведомственным стратиграфическим комитетом СССР (МСК) в качестве обязательного положения для геологических организаций СССР. Ими, в частности, выработаны правила стратиграфической номенклатуры, обеспечивающие единообразное построение новых стратиграфических подразделений, унификацию применяемых названий, исключение дублирующих названий и пр. Системы, ярусы, зоны могут получить новое название только после обсуждения на соответствующих комиссиях МСК с последующим утверждением Комитета и в нужных случаях Международного геологического конгресса.

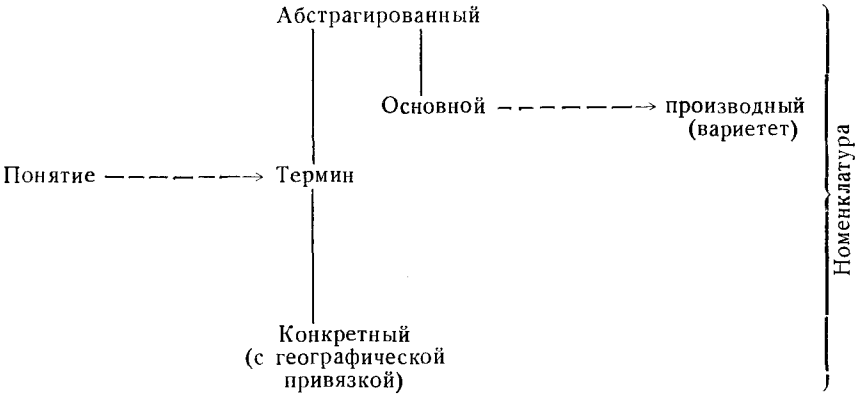
Создалось странное и противоречивое положение. Десятки тысяч геологов пользуются тектоническими терминами, но исключительно мало сделано для упорядочения их классификации. В 1954 г. в нашей стране началось полистное составление геологической карты среднего масштаба. Она издается в виде серий (более 100), включающих несколько тысяч листов карт разного геологического содержания (Е. Т. Шаталов и А. П. Марковский, 1967 г.). В объяснительных записках к листам дается анализ тектоники соответствующих территорий. При этом выясняется, что неразработанность вопросов тектонической терминологии приводит к существующей несогласованности («несбивке») листов. Каждый автор (и редактор) в зависимости от своих вкусов и традиций пользуется привычными для него названиями тектонических структур.

Многие геологи в Советском Союзе (Ю. А. Косыгин, В. Д. Наливкин, М. Г. Бергер, Н. Б. Вассоевич, Л. И. Красный, В. П. Нехорошев, Б. И. Борсук) и за рубежом (J. Dennis, 1967 г.) с тревогой обращают внимание на неудовлетворительность состояния тектонической (и геологической) терминологии и номенклатуры. Недавно А. М. Боровиковым было отмечено, что количественный рост словарной и «понятийной» базы тектоники происходит по типу лавинной или цепной реакции (1968 г.).

Проблемы тектонической систематики и терминологии также серьезно обсуждаются во многих зарубежных странах. Так, например, в США имеется Комитет по структурной номенклатуре Американской ассоциации нефтяных геологов (председатель Д. Л. Блэкстоун), А. Дж. Ирдли, Ф. Кинг (1972 г.), Р. К. Бэдгли (1965 г.) и другие в своих работах большое место уделяли вопросам терминологии.

Требования к точности тектонических понятий, разработке новых принципов построения систем понятий в тектонике содержатся в работах В. Д. Наливкина, а также Ю. А. Косыгина, А. М. Боровикова, В. А. Соловьева (1974 г.) и др.

Соотношение понятия, термина и номенклатуры применительно к исследуемой области автор представляет в следующем виде:



Для пояснения этой схемы возьмем два примера.

В 30—50-х годах прошлого века в трудах Бэббеджа, Гершеля, Э. де Бомона, Д. Холла сложилось понятие о зонах, содержащих мощные, смятые в складки толщи, образовавшиеся в условиях глубокого прогибания земной коры. В дальнейшем Дэна ввел в литературу для него термин «геосинклиналь». От этого основного термина в дальнейшем были произведены многочисленные вариететы: протогеосинклиналь, эвгеосинклиналь, миогеосинклиналь, интрагеосинклиналь и др. Это все абстрагированные тектонические подразделения без географической привязки. Однако, поскольку понятия разрабатываются и применяются в конкретных природных условиях, обычно одновременно возникают и конкретные термины с географической привязкой: Уральская ортогеосинклиналь, Сибирская платформа, Приверхоянский краевой прогиб и др.

Второй пример. В конце прошлого и начале текущего столетия (Э. Зюсс, Э. Ог, Л. Кобер) стали развиваться представления о «центральных или срединных массах... древних ядрах воздымания» и «междугорьях» (Zwieschengebirge) (Яншин, 1965). В советскую геологическую литературу абстрагированный термин «срединный массив» был введен в 30-х годах А. Д. Архангельским и Н. С. Шатским. В дальнейшем появились вариететы: «остаточные массивы», «краевые массивы», «срединные массивы первого, второго и третьего рода» и др. Широко применяются и конкретные термины: Родопский, Центрально-Французский, Чешский и другие срединные массивы в Европе; Восточно-Тувинский, Буреинский, Омолонский и другие в Азии и т. д.

В специальной методической работе М. Г. Бергера и Н. Б. Вассоевича (1974 г.) рассматривающей проблемы геологической (и тектонической) терминологии и номенклатуры, даются такие определения:

Термин	Название (номен, как единица номенклатуры)
Лексическая единица, служащая для обозначения научного понятия и выполняющая функцию наименования по отношению к отраженному в этом понятии объекту	Устойчивая единица, представляющая собой сочетание термина и некоторого условного обозначения (собственного имени, отдельных букв, цифр и сочетаний и пр.), выражающая некоторое понятие и выполняющая функцию наименования по отношению к отраженному в этом понятии объекту. Термины, входящие в состав единиц номенклатуры, называются номенклатурными терминами
Примеры: срединный массив, щит, молодая платформа	Примеры: Донецкий авлакоген, поверхность Мохоровичича, линия В. А. Николаева

Отсюда следует, что термины, названные автором «конкретными» (с географической привязкой), М. Г. Бергер и Н. Б. Вассоевич отнесли к номенклатурным терминам.

Учитывая специфические черты каждой геосинклинали или другой тектонической структуры, очевидно, правильнее говорить о конкретных терминах (с географической привязкой), а не о названиях. Другими словами, существует историческая обусловленность, неповторимость (в строгом смысле) геологических (и тектонических) процессов. Наблюдаются «индивидуальные» особенности структурных и других тектонических подразделений. Это примерно соответствует «типотопологическому» принципу в стратиграфии, предложенному Х. Шенком. Из этого следует, что тектонические термины, как правило, исторически возникают и основываются на познании конкретных типичных явлений, характерных для определенного географического района.

Итак, исследование показывает, что тектонические структуры — это разной сложности «геологические конструкции», которые можно измерить, снять с них определенные геофизические параметры, увязать с тектоническими движениями (к сожалению, не всегда строго доказанными, часто гипотетическими), которые их создали, а также выявить последовательность событий, формировавших эти структуры. Отсюда выявилась возможность устанавливать систематические признаки по трем естественным группам тектонических подразделений: а) глобальной, б) региональной и в) локальной. Это в целом соответствует выражению тектонических явлений в рельефе Земли (геоструктуры, морфоструктуры и морфоскульптуры).

Глобальные (планетарные) подразделения охватывают весьма значительные самостоятельные части планеты. Их происхождение связано с процессами в тектоносфере и в более глубоких оболочках Земли. К ним, например, относятся эпейрогенические тектонические движения, охватывающие целые континенты. Глобальные структуры — это океан и материк, переходная зона между ними, срединные океанские подвижные пояса (поднятия), геосинклинальные — складчатые пояса (Тихоокеанский, Средиземноморский), крупнейшие террагенальные области или по другой терминологии — эпиплатформенные орогенные пояса. К глобальным циклам тектогенеза относятся многие докембрийские (например, свекофено-карельский), а также байкальский, герцинский, альпийский, охватившие весьма значительные части планеты.

Региональные подразделения прослеживаются в пределах крупных областей, обычно составляя низшую ступень по отношению к глобальным подразделениям. Их происхождение связано с процессами в тектоносфере или в ее верхней части — земной коре. К ним, например, относятся: складчатые и орогенические движения в пределах геосинклинальной складчатой системы, платформообразующие движения и др. Региональные структуры — это большая группа подразделений. В пределах материков: древние и молодые платформы (эпипалеозойские и др.), крупные шельфовые области, геосинклинальные складчатые области и системы, пограничные структуры: краевые прогибы и перикратонные опускания, рифтовые системы и др. В пределах океанов: талассоплены, перикратонные океанские валы, региональные океанические разломы. В пределах переходной зоны от континентов к океанам: системы островных дуг, глубоководные субокеанские котловины, глубоководные океанские желоба и др. Региональные хронотектонические подразделения охватывают более короткие интервалы геологического времени глобальных тектонических событий в пределах региона. Так, например, выделяются такие эпохи герцинского цикла тектогенеза, как аппалачская на востоке Северной Америки, уральская в СССР, хонсю — в Японии.

Локальные подразделения охватывают, как правило, части региональных подразделений. Их происхождение связано с процессами в земной коре. К ним, например, относятся: частные движения, так называемые постумные, формирующие единичные грабены, мульды, локальные разломы; вероятно, сюда же относится пластическое течение вещества, создающее кливаж, будинаж и др. К локальным хронотектоническим подразделениям относятся местные фазы тектогенеза, например лабинская — между лабинским и норийским веками, татарская — между средним и поздним плиоценом. Их следует обозначать соответствующим временным интервалом (например: раннетриасовая фаза, преднеогеновая фаза, послепонтическая — акчагыльская фаза). Признается правомерность отдельного подхода в геологических исследованиях и при этом выделение систем трех типов: статических (геологическое строение), динамических (геологические процессы) и ретроспективных (геологическая история), развиваемых Ю. А. Косыгиным и его шко-

лой (1969). Однако одновременно существует и «органичная целостность» разобранных в этой книге структурных элементов. Природа их, как специфических систем, является тройственной.

Рассмотрим некоторые предложения по упорядочению терминологии и номенклатуры.

Исключительно важно соблюдать правила приоритета — применение термина должно сохраняться в его первоначальном смысловом значении. Весьма нежелательно употребление ранее предложенного термина с новым содержанием. Естественно, что правило приоритета должно распространяться только на опубликованные в печати термины. Приведем пример, когда первоначальный термин несколько раз искажался и приобретал новые значения. Так, Ч. Шухерт в 1923 г. относил к парагеосинклиналям современные геосинклинальные прогибы, располагающиеся на границе между материком и океаном. Он считал, что парагеосинклинали должны отделяться от океана узкой цепью островов. По Г. Штилле и В. В. Белоусову, парагеосинклинали — это промежуточные структуры между геосинклиналями и платформами. Состав отложений, слагающих парагеосинклиналь, носит обычно платформенный характер при большой их изменчивости вкрест простирания. Мощность отложений нередко приближается к геосинклинальным, обнаруживая большую выдержанность. В. Г. Бондарчук к парагеосинклиналям относит отдельные геосинклинальные области и отдельные геосинклинали, прошедшие через ряд эпох горообразования. И, наконец, совсем недавно И. П. Атласов и др. (1967 г.) на «Тектонической карте Арктики и Субарктики» показали парагеосинклинальные впадины — структуры, промежуточные между континентальными и океаническими, образующиеся на континентах, на первых этапах их океанизации.

Особенно часто нарушается правило приоритета при выделении конкретных тектонических подразделений. Вспомним, что Е. К. Устиев в 1959 г. назвал Охотским тектоно-магматическим поясом часть более крупной структуры — Восточно-Азиатского вулканического пояса, позднее последний М. С. Нагибиной и др. стал называться Чукотско-Катазиатским вулканическим поясом, а К. В. Боголеповым — Тихоокеанским вулканическим поясом.

Углубление научных представлений о первоначально предложенном термине в связи с ростом исследований не должно искажать принципиальных основ авторского толкования. В этом отношении показательно весьма широкое и разнородное истолкование термина «глубинный разлом», далеко отошедшее от предложения А. В. Пейве.

От основного (первоначального) термина в связи с его применением в конкретной геотектонической обстановке могут ответвляться родственные новые термины (вариететы), происходящие от ранее предложенного. Они развивают смысловое значение основного термина, обязательно базируясь на его типовые особенности. Вариететы могут образовываться как путем введения приставок и окончаний, уточняющих содержание термина, так и определяющим словом, ставящимся впереди или позади него. Например: эвгеосинклиналь, антиклинорий, *глубоководный* океанический желоб, *грабен*-синклиналь.

Более ответственно следует подходить к введению нового термина. На это можно решаться только в том случае, когда строго проверено, что не нарушается ни правило приоритета, ни правило вариетета. Д. С. Лотте (1968 г.) называет термином словесное обозначение понятия, точно определенное и пригодное к применению в науке. Он призывает фиксировать краткое содержание понятий и выбирать те признаки, которые являются необходимыми и достаточными для этого.

Если обратиться к структурным тектоническим подразделениям, то для доказательства правомерности выделения нового термина необходимо четко формулировать: 1) принципиальное содержание нового термина; 2) отличительные черты от структурных тектонических подразделений, развивающихся в сходных условиях, а также в необходимых случаях указать: а) историко-геологические, генетические и морфологические его особенности, б) пространственные и временные границы, в) геофизические и геохимические характеристики и возможные глубинные связи, г) литогенетические, магматические, метаморфические и минерагенические черты, д) тектонотип. Далее по возможности следует привести примеры из разных регионов. Рекомендуется во всех возможных случаях сопровождать описание графикой.

Изъять из обращения неверный термин весьма трудно. Однако на это надо решиться, если термин явно неправильный и способствует неустойчивости понятия (Д. С. Лотте, 1968 г.). Если исследователь или группа исследователей на основе тщательного анализа историко-геологических, геофизических, геохимических и других материалов приходят к выводу, что предложенный и опубликованный термин неверен или обозначает уже известное понятие, то следует рекомендовать составить заключение, в котором должно быть четко сформулировано: а) научная необоснованность (несоответствие фактическим данным); б) нарушение правила приоритета — ранее опубликованное тектоническое понятие охватывает более позднее предложение, в) логическая неправомерность. В этой связи важно решить, как поступать с терминами, неправильно образованными или некритически воспринятыми из древних языков. Сейчас нет сомнений, что континенты (материки), океаны и переходные зоны между ними — важнейшие глобальные (суперрегиональные) тектонические сооружения. Напомним, что континент — слово латинского происхождения, материк — славянского, а океан — греческого. Д. Г. Панов употреблял термины: «материковая»,

«переходная» и «океаническая» геоструктуры; И. П. Герасимов и Ю. А. Мещеряков — «континентальные выступы», «переходная зона» и «океанские впадины». У автора нет уверенности, что континент (материк) и океан — термины устоявшиеся и что ничего нового взамен их придумывать не нужно.

Как было указано на стр. 82, «переходная зона от континента к океану» — понятие в целом научно обоснованное. Однако оно для пользования неудобное, и остро назрела необходимость дать термин этому понятию. То же относится к другой важнейшей пограничной структуре — континентальному (материковому) склону. Хорошо также было бы найти короткий и точный термин для понятия «система островной дуги», включающей глубоководные котловины, геосинклинальные островные поднятия и глубоководные желоба. Л. П. Зоненшайн употребляет для них термин «островодужные системы».

Как уже отмечалось, много сложных проблем возникает при классификации, терминологии и номенклатуре подвижных поясов, областей и систем негеосинклинального ряда. Среди них выделяются две группы структур: пограничные и террагенальные. Первый принадлежит Н. С. Шатскому, второй — Ю. А. Косыгину и И. В. Лучицкому (с изменениями, внесенными М. И. Ициксоном и Л. И. Красным). Совершенно ясно, что хотя понятие «структуры негеосинклинального ряда» получило достаточное обоснование, но оно еще не устоялось, и принимаемая терминология пока временная, требующая еще серьезной доработки. Следует отметить, что многие исследователи предпочитают для них окончание «ген»: авлакоген, киматоген, вулканоген, плутоген, рахиген (Н. С. Шатский, Л . Кинг, Л. И. Красный, В. Д. Наливкин). Возможно, если будет принято широко новое толкование «орогенных областей» (К. В. Боголепов, 1933 г. и др.), то сюда присоединится и ороген.

Подлежат упорядочению термины, относящиеся к разным пограничным структурам, на что обратил внимание В. А. Соловьев (1974 г.). Советские тектонисты предпочитают термин «краевой» — краевой прогиб, краевой массив, краевое плато, краевой шов. Используется и греческая приставка «пери» (около, возле) — перикратонное опускание, перикратонный прогиб, периокеанский пояс, периокеанский вал, периокеанский прогиб.

Наметилась тенденция для крупных планетарных структур образовывать слова с окончанием «аль»: георифтогеналь — для срединноокеанских поднятий, геомаргиналь — для континентальных склонов, транзиталь — для переходной зоны от континента к океану. Эти предварительные предложения, конечно, должны быть обсуждены на совещаниях в соответствующих национальных комитетах, а затем в Международных комиссиях.

Добавим несколько слов о терминах, относящихся к тектоническим движениям.

В большинстве случаев предпочтительны окончания «генез», например эпейрогенез, талассогенез, орогенез, регмагенез. Оно соответствует слову «образование», которым заканчиваются многие термины, вошедшие в советскую тектоническую терминологию. Сюда относятся: горообразование, складкообразование, разломообразование. Есть и близкие по звучанию термины, примыкающие к первой группе (например, эпейрофорез). Однако, если, как указывалось, термин «орогенез» отрывается от формирования геосинклинальных структур, то для движений, образующих геосинклинали, остается плохо звучащий термин «геосинклиналеобразование» (или соответственно «платформообразование» или «шельфообразование»). Нет удобного термина для конвекционных и другого типа глубинных движений.

В области терминологии возникают и такие, более мелкие, но тоже важные вопросы. В каких случаях употреблять термин «прогиб» и в каких — «впадина»? Здесь наметились две тенденции. Одни геологи предпочитают обращать внимание на форму этих негативных структур — прогибы, структуры линейные сильно вытянутые, а впадины — укороченные. Другие (Красный, 1961 г.) применяют термин «прогиб» для структур собственно геосинклинальной стадии и для пограничных, а «впадина» — для орогенных. Н. Б. Вассоевич и М. Г. Бергер в своих очень важных публикациях подчеркивали, что многие остро назревшие проблемы геологии (и тектоники) требуют совершенствования не только многих сложившихся представлений, но и геологической терминологии (терминклатуры) и номенклатуры.

Приведенные выше примеры (их можно было бы значительно увеличить) показывают, что необходимо срочно выработать и издать хотя бы временную инструкцию «Тектоническая классификация и терминология» (В. П. Нехорошев, 1963 г.).

В заключение отметим, что упорядочение тектонической классификации, терминологии и номенклатуры — дело трудоемкое, оно требует апробации новых терминов и систематического отсеивания неверных и неправильно образованных терминов и названий в соответствующих научных учреждениях (комиссиях Международного геологического конгресса, в Тектоническом комитете СССР, в ученых и научно-технических советах институтов, геологических управлений и крупных экспедиций).

Следует подчеркнуть, что при всей значительности предлагаемой работы главное, в чем нуждается тектоническая систематика, это глубокое комплексное изучение самих явлений, а отсюда и научных понятий.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Артюшков Е. В. Гравитационная конвекция в недрах Земли. — «Физика Земли», № 9, 1968, с. 3—17.

Белоусов В. В. Основы геотектоники. М., «Недра», 1975, 260 с.

Беляевский Н. А. Земная кора в пределах территории СССР. М., «Недра», 1974, 280 с.

Бергер М. Г. Вассоевич Н. Б. Геологическая терминология (материалы к методическим указаниям). Изд-во Моск. ун-та, 1974, 36 с.

Богданов А. А. Тектонические эпохи (к вопросу о периодизации тектонической истории Земли). — «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», № 5, 1969, с. 5—17.

Богданов Н. А. Талассогеосинклинали Тихоокеанского кольца. — «Геотектоника», № 3, 1969, с. 3—16.

Боголепов К. В. О некоторых проблемах орогенеза. — В кн.: Тектоника мезозойского орогенного пояса Центральной Азии. Новосибирск, 1973, с. 8—17.

Боголепов К. В., Чиков Б. М. Структурные провинции ложа океанов и принципы их выделения. — «Геология и геофизика», № 12, 1972, с. 23—36.

Ганешин Г. С., Соловьев В. В., Чемеков Ю. Ф. Геоструктурная классификация и районирование шельфов. —В кн.: Проблемы геологии шельфа. М., «Недра», 1975, с. 24—29.

Гарецкий Р. Г. Тектоника молодых платформ Евразии. М., «Наука», 1972, 299 с.

Гогель Ж. Основы тектоники. М., «Мир», 1969, 436 с.

Деменицкая Р. М. Кора и мантия Земли. Изд. второе. М., «Недра», 1975, 256 с.

Деннис Дж. Международный словарь английских тектонических терминов. М., «Мир», 1971, 288 с.

Земная кора и верхняя мантия. Сборник статей. М., «Мир», 1972, 640 с.

Карпова Е. Д. Металлогения областей тектоно-магматической активизации. — В кн.: Проблемы региональной металлогении. Л., 1973, с. 62—78.

Кинг Ф. Тектоника Северной Америки. М., «Мир», 1972, 269 с.

Кобаяси Т. Геология Кореи и сопредельных территорий Китая. Изд-во иностр. лит., 1959, 265 с.

Косыгин Ю. А. Основы тектоники. М., «Недра», 1974, 215 с.

Красный Л. И. Геоблоки. — «Геотектоника», 1967, № 5, с. 103—120.

Красный Л. И. Геологическая картина Мира и проблемы тектонической систематики. — «Труды ВСЕГЕИ», т. 178, 1972, с. 37—60.

Кратц К. О. и др. Основные закономерности развития структур земной коры в раннем докембрии. — В кн.: Структура фундамента платформенных областей СССР. Л., «Наука», 1974, с. 366—370.

Кузнецов Ю. А., Яншин А. Л. Общие структурные закономерности проявления гранитоидного магматизма. — В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., «Наука», 1969, с. 65—78.

Леонтьев О. К. Дно океана. М., «Мысль», 1968, 320 с.

Маккензи Д. П. Тектоника плит. — В кн.: Природа твердой Земли. М., «Мир», 1975, с. 180—210.

Мантия Земли и тектогенез. Киев, «Наукова думка», 1968, 174 с. Авт.: С. И. Субботин и др.

Менард Г. У. Геология дна Тихого океана. М., «Мир», 1966, 275 с.

Металлогенические провинции и их положение в тектонике континентов. — В кн.: Металлогения докембрия. Л., 1975, с. 9—11. Авт.: Т. В. Билибина и др.

Милановский Е. Е. Рифтовые зоны континентов. М., «Недра», 1976, 278 с.

Молодые платформы и их нефтегазоносность. Сборник статей. М., «Наука», 1975, 195 с.

Муди Д., Хилл М. Д. Сдвиговая тектоника. — В кн.: Вопросы современной зарубежной тектоники. М., Изд-во иностр. лит., 1960, с. 265—333.

Муратов М. В. Главнейшие эпохи складчатости и мегастадии развития земной коры. — «Геотектоника», № 1, 1965, с. 6—21.

Муратов М. В. Строение складчатого основания Средиземноморского пояса Европы и Западной Азии и главнейшие этапы развития этого пояса.— «Геотектоника», № 2, 1969, с. 3—21.

Муратов М. В. Геосинклинальные складчатые пояса докембрия и некоторые особенности их развития. — «Геотектоника», № 2, 1970, с. 47—73.

Муратов М. В. Происхождение материков и океанических впадин. М., «Наука», 1975, 176 с.

Новая глобальная тектоника (тектоника плит). Сборник статей. М., «Мир», 1974, 471 с.

Обуэн Т. Геосинклинали. Перевод с англ. М., «Мир», 1967, 302 с.

Основы тектоники Китая. Госгеолтехиздат, 1963, 527 с.

Пейве А. В. Тектоника Срединно-Атлантического хребта. — «Геотектоника», № 5, 1975, с. 3—17.

Проблемы рифтогенеза (материалы к симпозиуму по рифтовым зонам Земли). Институт земной коры. Иркутск, 1975, 154 с.

Пущаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М., «Наука», 1972, 222 с.

Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. М., «Недра», 1969, 686 с.

Соболевская В. Н. Тектоника и общие закономерности становления и развития эпипалеозойских плит. М., «Наука», 1973, 258 с.

Соловьев В. А. Разработка систем понятий и упорядочения тектонической терминологии. — В кн.: Тектоника и геофизика. Хабаровск. 1974, с. 18—47.

Сорохтин О. Г. Глобальная эволюция Земли. М., «Наука», 1974, 184 с.

Тектоника Евразии. Ред. А. Л. Яншин. М., «Наука», 1967, 487 с.

Удинцев Г. Б. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М., «Наука», 1972. 394 с.

Фаворская М. А., Томсон И. Н. Связь магматизма и эндогенной минерагении с блоковой тектоникой. М., «Недра», 1969, 263 с.

Хаин В. Е. Региональная тектоника. М., «Недра», 1971, 547 с.

Хаин В. Е. Общая геотектоника. Изд. второе. М., «Недра», 1973, 511 с.

Шатский Н. С. О некоторых насущных задачах геотектоники. — «Сов. геология», № 1, 1947 с. 20—22.

Шатский Н. С. Избранные труды. Т. II. М., «Наука», 1964, 720 с.

Шатский Н. С. Избранные труды. Т. IV. М., «Наука», 1965, 398 с.

Шейнманн Ю. М. Платформы, складчатые пояса и развитие структур Земли. Магадан, 1959, 63 с.

Шейнманн Ю. М. Очерки глубинной геологии. М., «Недра», 1968, 231 с.

Штилле Г. Избранные труды. М., «Мир», 1964, 887 с.

Шульц С. С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. Географгиз, 1948, 223 с.

Яншин А. Л. Проблема срединных массивов. — «Бюлл. МОИП», вып. 5, 1965, 39 с.

Badgley P. C. Structural and tectonic principles. New York, 1965.

Bemmelen R. W. van. On Meg — Undations: a new model for the Earth's evolution. Tectonophysics, 3, N 2, 1966.

Bott M. H. The geological structure of the Irish Sea basin. Geol. of shelf Seas. Edinburgh, London, 1968.

Chen Kuo-ta. Characteristic and nature of the Diva-region compared with the so-called «Para-Platform». Acta geol. Sinica, 40, N 2, 1960.
Emery K. O. Geology of the Continental Margin of Easten United States, 1954.
Fairbridge R. (editor) Encyclopedia of earth sciences v. 2, 3. New York, 1967—1968.
Glaessener M. F. and Teichert C. Geosynclines: a fundamental concept in geology: in Journ. Sci. v. 245, 1947.
Goguel J. «Traité de tectonique». Paris, 1965. Русский перевод. М., «Мир», 1969.
Heezen B. S., Ewing M. The Mid-Ocean Ride. in «The Sea». New York, 3, 1963.
Hess H. H. Mid-Oceanic Ridges and Tectonics of the Sea. Floor Submarine geol. and geophysics. London, 1965.
King Lester G. The morphology of the Earth. Edinburgh — London, 1967.
Krumbein W. C., Sloss L. L. Stratigraphy and sedimentation. San Francisco, 1951.
Sholl D. W., Ruffington E. C., Hopkins D. M. Exposure of Basement Rock on the Continental Slope of the Bering Sea. Sci., v. 153, N 3739, 1966.
Subbotin S. I. Zu den Ursach und dem Mechanismus tektonischer Bewegungen Zeitschrieft Fur Geologische Wissenschaften, Jahrgang 22, Heft I, Berlin, 1973.
Worzel J. L. Deep structures of Coastal Margins and Mid-Oçeanic Ridges. London, 1965. Русский перевод. М., «Мир», 1969.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие ко второму изданию 3
Предисловие к первому изданию 4
Введение 6
Структуры континентов 9
Подвижные пояса, области и системы геосинклинального ряда . . . 10
Стабильные структуры — древние и молодые платформы, шельфы и массивы 25
Подвижные пояса, области и системы негеосинклинального ряда . . 48
Докембрийские структуры 70
Структуры переходной зоны между континентом и океаном . . . 82
Системы островных дуг 89
Континентальные склоны 100
Структуры океанов 106
Талассократоны. 111
Внутриокеанские вулканогенные пояса и подводные вулканогенные нагорья 115
Срединноокеанские подвижные пояса 119
Океанские линеаменты 122
Структуры, общие для всей Земли 126
Вулкано-тектонические структуры 126
Блоковые структуры 135
Соотношения структур Земли 153
Пути усовершенствования тектонической систематики и терминологии . 163
Список литературы 172
Приложения 1—4 (вкладки)

ИБ № 734

ЛЕВ ИСААКОВИЧ КРАСНЫЙ

ПРОБЛЕМЫ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СИСТЕМАТИКИ

Художественный редактор **В. В. Евдокимов**
Технический редактор **А. Г. Иванова**
Корректор **К. И. Савенкова**

Сдано в набор 18/II 1977 г.
Подписано в печать 4/VIII 1977 г. Т-12286
Формат 60×90¹/₁₆ Бумага № 2
Печ. л. 12,0 с 4 вкл. Уч.-изд. л. 11,83 с 4 вкл.
Тираж 3600 экз. Заказ № 278/6108—1
Цена 1 р. 40 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К—12,
Третьяковский проезд, 1/19.
Ленинградская картографическая фабрика
объединения «Аэрогеология».