

Харьковский национальный университет имени В.Н. Каразина

Национальный технический университет «ХПИ»

В. О. Соловьев
Э. С. Тхоржевский

ИСТОРИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

Харьков
2013

УДК 551.7
ББК 26.323
С 60

Рекомендовано к изданию Ученым советом геолого-географического факультета ХНУ им. В.Н. Каразина (Протокол № 6 от 25.01.2013 г.)

Рецензенты: *И.В. Высочанский*, докт. геол.-мин. наук, ведущий научный сотрудник УкрНИИГаза;
Л.И. Смылова, канд. геол.-мин. наук, доцент кафедры геологии ХНУ имени В.Н. Каразина.

С 60 **Соловьев В.О.** Историческая геология: учебное пособие / В.О. Соловьев, Э.С. Тхоржевский. – Х.: ХНАДУ, 2013. – 240 с.

ISBN 978-966-303-462-1

Краткое учебно-справочное издание, в котором охарактеризованы методы исторической геологии, этапы геологической истории. Основное внимание уделено синтезу историко-геологического развития: рассмотрению проявления тектонических движений, осадконакопления и магматизма во времени, формированию органического мира, воздействию космоса на природные процессы, соотношению понятий эволюция и катастрофы. Особый акцент сделан на существование ритмов в развитии земной коры и природы, что позволяет прогнозировать возможные природные катастрофы. Пособие подготовлено на русском языке, так как предназначено и для зарубежных студентов.

Работа рассчитана на студентов, изучающих этот предмет, а также интересующихся этим вопросом специалистов.

Коротке навчально-довідкове видання, в якому охарактеризовані методи історичної геології, етапи геологічної історії. Головна увага надана синтезу історико-геологічного розвитку: розгляду проявів тектонічних рухів, осадконакопичення і магматизма у часі, формуванню органічного світу, впливу космосу на природні процеси, співвідношенню понять еволюція і катастрофи. Особливий акцент зроблено на існування ритмів у розвитку земної кори й природи, що дозволяє прогнозувати можливі природні катастрофи. Посібник підготовлений російською мовою, так як призначений для іноземних студентів.

Робота розрахована на студентів, які вивчають цей предмет, або спеціалістів, що цікавляться цими питаннями.

ISBN 978-966-303-462-1

УДК 551.7
ББК 26.323

© В.О. Соловьев,
Э.С. Тхоржевский, 2013
© ХНУ им. В.Н. Каразина, 2013
© ХНАДУ, 2013

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВОДНЫЙ РАЗДЕЛ.....	5
ВСТУПЛЕНИЕ	6
История формирования науки	9
Методы исторической геологии	14
ЭТАПЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ.....	43
Ранняя история Земли	44
Догеологическая история.	46
Ранний архей.	47
Поздний архей.	48
Ранний протерозой	50
Поздняя история Земли	52
Позднепротерозойский надэтап.	52
Поздневендский-раннекембрийский этап.	56
Раннепалеозойский этап.	58
Среднепалеозойский этап.	61
Позднепалеозойский этап.	65
Раннемезозойский этап.	70
Поздняя юра-ранний кайнозой.	74
Новейший этап	78
СИНТЕЗ ИСТОРИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ.....	86
Материки и океаны прошлого	86
Геосинклинали и горообразование, геотектонические циклы	94
Развитие тектонических движений во времени.....	101
Климаты и оледенения в истории Земли	121
Осадконакопление в истории развития земной коры	128
Магматизм, его типы и пространственно-временное развитие	136
Образование и эволюция гидросферы	144
Развитие органического мира	147
История геологического развития Украины	154

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ПРОБЛЕМЫ ИСТОРИЧЕСКОЙ ГЕОЛОГИИ.....	161
Периодизация геологической истории	162
Взаимосвязанность историко-геологического развития	165
Эволюция и катастрофы	170
Воздействие космоса на развитие Земли.....	174
Ритмы в развитии природы	182
Великие и малые вымирания, их причины.....	189
Прогнозирование природных катастроф	194
 ЗАКЛЮЧЕНИЕ	 205
 ЛИТЕРАТУРА	 207
 ПРИЛОЖЕНИЯ	 211

ВВОДНЫЙ РАЗДЕЛ

Предлагаемая работа представляет собой относительно краткое учебно-справочное издание, дающее самое общее представление о том направлении наук о Земле, которое получило название историческая геология. Основной акцент здесь сделан на рассмотрение разнообразных ее методов, а также синтез геологической истории, выявление главнейших общих закономерностей развития земной коры и тех проблем, что лежат в основе данной науки. Очень кратко охарактеризованы этапы геологической истории, что обычно составляет основу соответствующих учебных курсов. Еще одной важной особенностью этой работы следует считать то, что историко-геологическая периодизация здесь существенно отличается от обычно принятой, когда для этой цели используются подразделения геохронологической или точнее даже стратиграфической шкалы – ее периоды, эпохи или эры. Основные положения данной науки и тенденции преподаваемого учебного пособия изложены в наших общих публикациях (Соловьев, Тхоржевской, 1992, 2012 и др.).

На освоение данного курса сейчас во многих вузах выделяется намного меньше времени, чем это было предусмотрено в период составления приведенных в нашем списке и частично использованных учебников. Это объясняется необходимостью дать будущим специалистам геологического профиля много других знаний и предметов. Вместе с тем, информация, предусматривающая детальное рассмотрение геологических обстановок в разных районах мира в те или иные интервалы истории, обычно трудно усваивается студентами. Намного важнее, с нашей точки зрения, дать общие сведения о закономерностях развития земной коры, сформулировать своеобразный синтез этой истории, показать главнейшие ее проблемы. В этом вводном разделе кратко охарактеризованы основные принципы исторической геологии, место ее в науках о Земле, история формирования данной науки, и более подробно рассмотрены ее методы.

Нужно подчеркнуть, что историческая геология является единственной наукой, изучающей историю развития земной коры, а также Земли в целом и ее органического мира. И, следовательно, формирует наше мировоззрение. Это очень важно, и такая информация представляет интерес не только для геологов, но и природоведов в целом, а также специалистов, пытающихся выявить роль нашей планеты в Солнечной системе, историю развития жизни на ней. В том числе, регулировать ее современное и будущее формирование.

ВСТУПЛЕНИЕ

Историческая геология представляет собой раздел наук о Земле, изучающий историю и закономерности развития земной коры, основные геологические процессы и события прошлого, используя для этого методы, которые позволяют их восстанавливать. Основными направлениями ее исследования и изучаемыми вопросами являются палеогеографические обстановки, тектонические движения, осадконакопление, магматизм, развитие органического мира, а соответствующие науки или их разделы (палеогеография, историческая геотектоника, литология, стратиграфия) могут рассматриваться как составная часть исторической геологии.

Цели и задачи данной работы – дать общие представления об истории формирования земной коры в целом и основных ее элементов (материков, континентов и др.), расшифровать закономерности историко-геологического процесса, освоить или понять методы исторической геологии главным образом для решения конкретных региональных вопросов. В том числе, регионального историко-геологического анализа отдельных геологических структур, стран или площадей. В данном случае акцент будет сделан на рассмотрении истории геологического развития Украины.

Геология изучает процессы, формирующие земную кору, ее состав, структуру и вещество, в том числе полезные ископаемые, геологическое строение отдельных площадей. Все эти вопросы являются предметом изучения также исторической геологии, но в плане расшифровки их проявления во времени и пространстве. Следовательно, предметом исследований рассматриваемой науки является пространственно-временное формирование вещества и структур земной коры, природные процессы прошлого, характер историко-геологического развития отдельных площадей, закономерности образования полезных ископаемых и развития органического мира. Этим определяются взаимоотношения и связи исторической геологии с геотектоникой, литологией, петрологией, стратиграфией, региональ-

ной геологией, учением о полезных ископаемых. А также с науками, формирующимися на стыке геологии с другими отраслями естествознания: биологией, планетологией, палеонтологией, палеоэкологией, геодинамикой, геоморфологией.

Обоснование места исторической геологии в науках о Земле требует уточнения ее структуры, связи с другими научными направлениями геологии или даже естествознания. Это, в первую очередь, тектонические движения, которые формируют рельеф и строение земной коры, и которые в последнее время называют исторической геотектоникой. Определенные формы тектонических движений рожают магматизм, вулканические извержения и образование крупных магматических тел на глубине, что вносит коррективы в особенности строения и развития земной коры. Важным фактором историко-геологического развития является площадное размещение материков прошлого, а также изменение климатов, которое зачастую бывает причиной разного типа осадконакопления. И соответственно определяет условия и особенности развития органического мира. Этими вопросами занимается палеогеография, которая может рассматриваться как составная часть исторической геологии.

Важным вопросом и направлением исследований, интересующим ученых и человечество в целом, является история развития органического мира. Формально эти вопросы находятся в сфере биологии; этим занимается специальная наука, получившая название палеонтологии. Однако основным направлением биологии является комплекс знаний о жизни, изучение всего живого (Реймерс, 1990). Система биологических наук изучает структуру и систематизацию живого, условия современной жизни и взаимоотношения живых организмов и многие другие вопросы. А вот этапы развития биоты и эволюционная направленность – это предмет палеонтологии. Различного рода воздействия на органический мир прошлого изучает палеоэкология. Все эти процессы и явления интересуют историческую геологию с точки зрения развития во времени, становятся предметом самостоятельных научных направлений и исследований; они могут рассматриваться как составная часть исторической геологии.

Геология в целом и историко-геологическое направление в частности тесно связана с другими науками естествознания. Методы геофизики лежат в основе определения абсолютного возраста горных пород, без которого сейчас невозможно представить развитие исто-

рической геологии. И соответственно геофизика дает возможность расшифровывать глубинное строение Земли, изучать структуру земной коры. На стыке геологии и биологии формируется палеонтология и палеоэкология, которые занимаются изучением органического мира прошлого, выявляют этапы их развития и разного рода природные катастрофы. Данные астрономии позволяют определять характер и масштабы космического воздействия на развитие Земли, формулировать представления о ее происхождении. Мы хорошо представляем, что наша планета является составным элементом Вселенной, и изучение истории развития земной коры позволяет расшифровывать какие-то закономерности данного процесса.

Как всякая наука или даже крупное научное направление историческая геология имеет разнообразные *принципы*, основополагающие идеи, правила, положения, на которых она базируется. Среди главных из них нужно назвать следующее: 1) сформировавшиеся геологические структуры и тела являются исходным документом, позволяющим расшифровывать историю развития земной коры, ее прошлое; 2) неполнота геологической летописи, определяемая тем, что какие-то «документы» земной истории утеряны, разрушены, недоступны для изучения и требуют определенных допущений и гипотез; 3) актуализм, или расшифровка прошлого развития земной коры по аналогии с современными наблюдениями, которые являются ведущими; 4) основу общих историко-геологических представлений составляют регионально-геологические исследования или выявление частных положений на конкретных площадях; 5) развитие земной коры и происходившие на поверхности и в недрах процессы есть результат сложных взаимодействий, многообразных внешних и внутренних, региональных и планетарных, а также воздействия космических процессов. Следовательно, такие ведущие положения естествознания как взаимосвязанность и взаимообусловленность (принцип детерминизма), унаследованность (принцип непрерывности), историзм, эволюция, цикличность и многие другие находят наиболее полное подтверждение и выражение именно в исторической геологии или даже рождены ею.

Историческая геология занимает особое положение в науках о Земле и даже естествознании в целом. Это основное или даже единственное научное направление, изучающее историю развития живой и неживой природы, формирующее и развивающее положения исто-

ризма, эволюционизма, катастрофизма и многие другие течения современной науки. Оно же, в значительной степени, определяет наше мировоззрение, показывая длительное развитие жизни на Земле, формирует наши взгляды на соотношение эволюционного развития и воздействие на него каких-то катаклизмов, переворотов, революций, катастроф. На примере прошлого историческая геология устанавливает взаимосвязь между разными факторами и природными процессами, последовательность образования структурных элементов земной коры, появление определенных формаций, разных групп органического мира, объясняет причины вымирания и эволюционных взрывов, их соотношения.

Следует подчеркнуть еще одну особенность исторической геологии. Это активно развивавшееся в течение последних веков и даже десятилетий научное направление, которое базируется на вновь формирующихся методах и идеях, имеет много проблем, требующих разрешения. Какие-то положения ученых древнего мира, высказывавших предположения о воздействии небесных сил на проявление или формирование земных процессов прошлого находят современные подтверждения. Долгое время продолжавшиеся споры об эволюции и катастрофах, происхождении каких-то пород в результате магматизма или накопления в морских условиях (плутонизм и нептунизм) сейчас успешно решены. Это позволяет рекомендовать не только дальнейшее активное развитие данной науки, но и необходимость знакомить с полученными результатами широкий круг пользователей – учителей, школьников, ученых многих других направлений естествознания.

История формирования науки

История формирования этой науки достаточно сложна и длительна. В ней можно выделить несколько самостоятельных этапов. Предысторией науки необходимо считать первые представления ученых Древнего Египта, Индии, Китая, Греции и Рима об отдельных физико–географических событиях, которые могли происходить и в прошлом: трансгрессиях и регрессиях, землетрясениях, вулканизме и их причинах, месте Земли во Вселенной, происхождении на ней жизни. В значительной степени на таких наблюдениях базировались библейские представления о Всемирном потопе и других катастро-

фах, кратковременности творений и этапах развития земной истории (нескольких «днях творения»), последовательности формирования групп органического мира.

К периоду классической древности относятся первые представления о длительности истории Земли. Такие мысли содержатся в некоторых восточных философских и космогонических гипотезах. На бесконечность и вечность Вселенной, миллионы лет существования Земли указывали Аристотель, Полибий из Мегалополиса, Гераклит, Демокрит, Геродот. История ее развития, по Аристотелю, сопровождалась периодическими затоплениями и осушениями земных площадей; он же формулировал мысль о цикличности геологических явлений. Еще раньше ее в общей форме формулировал Гераклит, говоривший о «мировом годе». Ряд исследователей (Аристотель, Страбон, Лукреций, Сенека и др.) сравнивали Землю с живым существом, проходившим стадии юности, зрелости, старости.

В средние века историко-геологические взгляды в Европе строго подгонялись под каноны христианской религии. Систематизация знаний и попытки объяснения явлений природы после крушения Римской империи имели место на Арабском Востоке, в Средней и Малой Азии, в Китае и Армении. Основным предметом геологических исследований этого времени было изучение вещества земной коры, лечебных свойств минералов, горное дело. Вместе с тем, даже библейские представления о семи днях творения подразумевали определенную периодичность, этапность образования Земли, биосферы и даже Вселенной.

Начальный этап развития исторической геологии как самостоятельной науки может быть назван *стратиграфическим*. Он базируется на результатах исследований Н. Стено (1669), космогонических построениях Ф.Р. Декарта, Лейбница, И. Ньютона (1687); начало его может быть отнесено ко второй половине XVIII века. В течение этого времени формулируются космогонические и историко-геологические представления Ж. Бюффона (1749, 1779), которые нашли отражение в его «Естественной истории», «Эпохах природы» и других работах. И. Кантом (1754) и П.С. Лапласом (1796) разработаны гипотезы происхождения Земли и Солнечной системы. Были проведены первые регионально-геологические исследования, на базе которых восстановлена история развития отдельных площадей и даже Земли в целом (И.Г. Леман, 1756; Г.Х. Фюксель, 1762); тогда же сформулированы геологические взгляды М.В. Ломоносова (1757, 1763).

Затем были разработаны первые биостратиграфические схемы (Сулави. 1780–1784; Ж. Кювье и А. Броньяр); У. Смитом сформулирован и использован биостратиграфический принцип корреляции разрезов, при котором отложения в разных районах Земли датируются и сопоставляются по содержащимся в них палеонтологическим остаткам. В течение 20–40-х годов XIX ст. установлены почти все системы общей стратиграфической шкалы фанерозоя, что фактически завершило оформление учение об относительном возрасте. Дж. Геттоном (1788) и А. Вернером (1791) были изложены представления о плутонизме и нептоунизме, которые стали основой для длительных споров. Ж. Ламарк (1809) предложил свою теорию эволюции развития органического мира, Ж. Кювье (1812) теорию катастроф; Ч. Лайель (1830–1834), считающийся основателем современной геологии, формулирует принцип униформизма, положенный позднее в основу метода актуализма.

Середина XIX ст. может рассматриваться как *палеогеографический* этап развития исторической геологии, в течение которого было введено понятие о фациальном анализе (А. Грессли, 1838; Оппель, 1856; Н.А. Головкинский, 1868; Э. Реневье, 1884), обоснованы положения о существовании в прошлом материковых оледенений (И. Венетц, 1829; Ж. Агассис, 1840; П.А. Кропоткин). Эли де Бомон (1852) предложил контракционную гипотезу, по которой земная кора состоит из жестких глыб, испытывающих горизонтальные перемещения. Делались также попытки реконструировать физико-географические условия прошлого для отдельных площадей, крупных участков суши, строились первые палеогеографические карты для определенных интервалов времени.

Последняя треть XIX ст. и первая половина XX ст. может быть названа *тектоническим* этапом развития исторической геологии. В это время обосновываются представления о геосинклиналях (Д. Холл, 1857; Д. Дэна, 1873), а затем и о платформах (Э. Зюсс, Г. Ог и др.). Эли де Бомон разработал методику определения возраста деформированных отложений на основании стратиграфических перерывов и угловых несогласий. Э. Зюсс в течение 1883–1909 годов опубликовал свой фундаментальный труд «Лик Земли», в котором обобщил данные по стратиграфии, исторической геологии, тектонике, палеогеографическом развитии. Сформированы были взгляды об эпохах складчатости (М. Бертран, 1886–1887), которые позднее

положены в основу построений о геотектонических циклах и этапах геологической истории, а затем и построения тектонических карт.

Их дальнейшим развитием стал «Орогенный закон времени» Г. Штилле (1924), положившим начало учению о тектонических фазах. А. Вегенер (1912) и Тейлор предложили гипотезу дрейфа материков, ставшую основой идеи и учения мобилизма. Д.Н. Соболев (1914, 1926) разрабатывает учение о геологической периодичности или цикличности, лежавшей в основе тектогенеза, осадконакопления и всех других природных процессов. В.А. Обручев вводит понятие о неотектонике, или новейших тектонических движениях, методы которой отличаются от изучения древнего тектогенеза. Появляется ряд гипотез пульсационного развития Земли (В. Бухер, 1933, 1939; М.А. Усов, 1940; В.А. Обручев, 1934, 1940 и др.), в соответствии с которыми планета испытывает периодические сжатия и расширения.

40-60-е годы XX ст., следует считать *литологическим* этапом развития исторической геологии, в течение которого делается попытка сформировать закон периодичности осадконакопления (Л.В. Пустовалов, 1940). Активно разрабатываются учения о фациях, геологических формациях, теория литогенеза (Н.М. Страхов), учение о седиментационной цикличности. Дается качественная характеристика и выполняется большой объем количественных подсчетов формаций в истории Земли (А.Б. Ронов, В.Е. Хаин и др.), появляются учебники по литологии и палеогеографии (М.С. Швецов, Л.Б. Рухин и др.).

С 60-х годов XX ст. начинается *современный* этап развития исторической геологии, который можно определять как время глобального синтеза обширных и разнообразных материалов по истории формирования земной коры. Особенностью его является активное изучение океанов и разработка положений новой глобальной тектоники (НГТ), или учения о литосферных плитах, а также формирование альтернативных ей представлений – о пульсации Земли, расслоении литосферы, блоковом строении земной коры (В.П. Казаринов, Е.Е. Милановский, А.В. Пейве, Л.И. Красный). Проведен огромный объем геологосъемочных, картосоставительских работ и различных обобщений, в результате чего получена обильная историко-геологическая информация.

Начинается широкое использование методов изотопной датировки, разрабатываются методы палеомагнитных исследований и

палинспастических реконструкций, выявляется большое количество разнородных кольцевых структур и расшифровывается их природа, проводятся обширные геодинамические расчеты и построения, которые выявляли размещение материков прошлого. Как самостоятельное научное направление оформляется геодинамика – наука о глубинных силах и процессах, возникающих в Земле и обуславливающих движение масс вещества. Резко активизируется международное сотрудничество в разработке различных геологических программ – Международная геологическая корреляционная программа (МГКП), «Литосфера» и др., регулярно проводятся Международные Геологические Конгрессы.

Историческая геология из описательной и узкоспециализированной науки становится крупным научным направлением, базирующимся на многообразных принципах, эволюционирующих парадигмах, разнообразных методах, в том числе с количественными расчетами, выполняющим синтез разнородных материалов и решающим большой круг геологических вопросов и проблем. В последнее время делаются попытки использования историко-геологических данных для прогноза природных катастроф. Вместо существовавших жарких и не всегда продуктивных споров о плутонизме и нептоунизме, или ведущей роли гидросферы или вулканизма в развитии земной коры, кажущейся несовместимости идей о катастрофах и эволюции, нецелесообразности дальнейшего развития учения о геосинклиналях в условиях господства представлений о литосферных плитах, делаются попытки формулировать унифицированные положения.

Большое внимание в новейший этап уделяется обоснованию роли космоса в развитии земной коры и биосферы, в частности. Это находит отражение в выявлении связи метеоритной бомбардировки Земли с вымираниями в органическом мире. А.Н. Павлов формулирует положение об эпизодичном энергетическом воздействии на нашу планету (квантовая парадигма геологии). На смену эпизодичным исследованиям в области геокосмологии (Н.А. Морозов, 1932; Б.Л. Личков, 1927 и др.), направление это начинает активно развиваться В.М. Букановским (1960), Г.Н. Каттерфельдом (1966), В.В. Ламакиным (1968), И.В. Крутем (1973) и др. В.О. Соловьев (2008) формулирует представления о четко проявленных и точно датированных ритмах разного порядка в развитии земной коры, которые обусловлены воздействием космоса.

Завершая рассмотрение вопросов об истории развития исторической геологии, обращаем внимание на приложение 2, где приведена хронология событий, знаменующих развитие данной науки. Там названы лишь работы или события, которые условно могут быть названы ключевыми. Нужно подчеркнуть, что уже в течение 1930–1940-х годов было подготовлено около десятка учебников по данному предмету. Обращаем также внимание на многоплановость и разнообразие тех исследований, которые могут быть отнесены к исторической геологии. В сочетании с достаточно подробным списком литературы это позволит полнее понять суть изучаемой нами науки.

Методы исторической геологии

Используемые исторической геологией методы многочисленны и весьма разнообразны, так как предполагают установление и изучение самых разнородных процессов, явлений и событий геологического прошлого. Принципиальным отличием историко-геологических методов от соответствующих геотектонических, литологических, петрологических, структурно-геологических и других следует считать рассмотрение их во времени: именно возраст и продолжительность тех или иных проявлений остается главной чертой рассматриваемых методов. А также необходимость изучения взаимодействия разных факторов и сторон историко-геологического процесса, их взаимосвязанность и взаимообусловленность в эволюционном развитии земной коры.

1. Методы определения относительного возраста

Данное направление исследований является основным предметом стратиграфии. Методы определения относительного возраста, или последовательности образования и залегания геологических тел, могут быть объединены в две основные группы – литостратиграфические, основанные на последовательности залегания разных по составу слоев или тел, и биостратиграфические, датированные по палеонтологическим остаткам. Они же дополняются большим количеством других методов – тектонических, структурно-геологических, геофизических и др.

Среди *литостратографических* методов различают литологический (собственно литостратиграфический, или минералогопетрографический), структурно-геологический, или тектонический, геофизический и палеомагнитный. Все они базируются на принципе последовательности напластования (принципе Н. Стенона), гласящем, что «при ненарушенном залегании каждый нижележащий слой древнее перекрывающего слоя». Это очевидное для частных разрезов положение нужно, однако, доказывать при изучении региональных и тем более глобальных разрезов.

Суть литостратиграфического метода заключается в расчленении разреза на отдельные слои и пачки, отличающиеся по вещественному составу, окраске, структурно-текстурным особенностям. Взаимоотношения их в конкретных обнажениях и разрезах позволяет устанавливать стратиграфическую последовательность, решать вопрос, что моложе и что древнее. Метод этот, являющийся главным или универсальным в геологическом картировании, лежит в основе установления возрастных взаимоотношений. Следует, однако, помнить, что данный метод стратиграфии применим для изучения и корреляции местных разрезов, и лишь с некоторыми поправками в региональном масштабе. В глобальном масштабе, где разновозрастные отложения подвержены резким фаціальным (вещественным) площадным изменениям, он непригоден.

Структурно-геологические или тектонические методы основаны на представлениях о региональном характере проявления структурно-геологических изменений и перестроек, а также об одновозрастности их в разных районах Земли. Проявлениями такого тектогенеза могут быть седиментационные перерывы (параллельное стратиграфическое несогласие), угловые или структурные несогласия, а также степень дислоцированности соответствующих толщ. Поверхности несогласий являются в этом случае границами или реперами, позволяющими относить разделяемые ими отложения на более молодые и более древние. Одним из направлений таких структурно-геологических исследований является метод выделения структурных этажей, который специально рассматривается в курсе структурной геологии и лежит в основе составления тектонических карт. Он является ведущим при стратиграфическом расчленении докембрийских образований.

Ритмостратиграфические и циклостратиграфические методы являются разновидностью литостратиграфических. Они заключаются в изучении характера чередования различных пород или фаций в разрезах и прослеживании отложений с однотипным переслаиванием – наборами ритмов различного порядка. Ритмичность и цикличность строения типична для угленосных, соленосных, флишевых и некоторых других образований. Применимость таких методов ограничена, но в ряде случаев, например, при изучении флиша, они могут быть главными. Некоторые исследователи предполагают, что часть циклов отражает общие седиментационно-палеогеографические процессы на Земле, и они могут быть синхронными в глобальном масштабе. Все это определяет активное изучение данных вопросов, которые даже оформляются в самостоятельное направление – литмологию (Ю.Н. Карогодин и др.).

Биостратиграфические или палеонтологические методы определения относительного возраста базируются на принципе У. Смита, который в начале XIX века сформулировал положение, что разновозрастные слои содержат исходные ископаемые, то есть, могут датироваться и сопоставляться по заключенным в них органическим остаткам. Пока это основной метод современной стратиграфии фанерозоя, дающий сравнительно легко наиболее высокую точность определения – датировки и корреляции.

Существуют несколько самостоятельных биостратиграфических методов определения возраста. Среди них: 1) метод руководящих форм – выявление палеонтологических остатков с очень небольшой вертикальной распространенностью по разрезу, но расселенной на большой территории; 2) метод комплексного анализа фаунистических и флористических остатков, преимуществом которого является то, что при таких исследованиях снижается вероятность ошибки, и он может находить применение при отсутствии руководящих форм или в комплексе с ним; 3) эволюционно-филогенетический метод, основанный на определении относительного возраста по уровню эволюционного развития выбранной группы организмов – родов и семейств; 4) процентно-статистический метод, устанавливающий количественные соотношения определенных палеонтологических остатков в изучаемых отложениях.

Кроме того, в зависимости от используемых для датировки организмов среди палеонтологических методов выделяются палео-

фаунистические, палеофлористические, микропалеонтологические (обычно по фузулинидам, радиоляриям, конодонтам и другим группам), палинологические или спорово-пыльцевые. Достоверность и точность каждого из них различны; в целом они хорошо дополняют друг друга. Биостратиграфические методы, в отличие от литостратиграфических, ориентированы на привязку соответствующих отложений к глобальной (общей, единой, международной) стратиграфической геохронологической шкале. Естественно, что био- и литостратиграфические исследования должны проводиться в комплексе.

Интенсивные стратиграфические исследования в 1820–1840-е годы позволили в разных регионах земного шара установить практически все известные системы общей стратиграфической шкалы, что завершило оформление учения об относительном возрасте. В 1881 году на Втором Международном Геологическом Конгрессе была принята унифицированная стратиграфическая шкала, которая с какими-то уточнениями сохраняется и поныне. И она же лежит в основе геохронологической шкалы, дополненной данными об абсолютном возрасте основных стратиграфических подразделений. Такая шкала с указанием абсолютного возраста стратонав фанерозоя приведена ниже (табл. 1).

Таблица 1

Стратиграфическая и геохронологическая шкала фанерозоя

Эон	Эра	Период	Эпоха	Возраст, млн лет	
	Кайнозойская	Четвертичный	Голоцен	0,01	
			Плейсто	2,0	
		Неогеновый	Поздняя (плиоцен)	5,1	
			Ранняя (миоцен)	24,6	
			Палеогеновый	38	
		Палеогеновый	Средняя (эоцен)	55	
			Ранняя (палеоцен)	65	
			Мезозойская	Меловой	Поздняя
		Ранняя			144
	Юрский	Поздняя		163	
		Средняя		188	
		Ранняя		213	
	Триасовый	Поздняя		231	
		Средняя	243		
Ранняя		248			

Эон	Эра	Период	Эпоха	Возраст, млн лет
	Палеозойская	Пермский	Поздняя	258
			Ранняя	286
		Каменноугольный	Поздняя	296
			Средняя	333
			Ранняя	360
		Девонский	Поздняя	374
			Средняя	387
			Ранняя	408
		Силурийский	Поздняя	421
			Ранняя	438
		Ордовикский	Поздняя	458
			Средняя	478
			Ранняя	505
		Кембрийский		590

Нужно подчеркнуть, что не все унифицированные стратиграфические подразделения получили глобальное признание. В частности, это относится к подразделениям кайнозоя, где кроме отделов палеогена и неогена, получивших собственные названия, выделяется ряд региональных ярусов; об этом речь будет идти при рассмотрении соответствующей истории развития. Достаточно резко отличаются региональные схемы расчленения верхнего палеозоя (карбона и перми) в таких регионах как Европа, Северная Америка, Япония. Наконец, докембрийские образования, обычно не содержащие палеонтологические остатки для детального стратиграфического расчленения и составляющие 85 % возрастного геологического времени, разделяются в глобальном масштабе лишь на 2–4 стратона, что также трудно признать удовлетворительным. Обычно для их расчленения используются лишь региональные схемы деления.

Определение относительного возраста *магматических образований* производится, главным образом, по соотношению их с вмещающими осадочными породами. Если вулканы переслаиваются с осадочными породами, они датируются по принципу «выше – ниже», «моложе – древнее» и чаще всего может устанавливаться лишь ниж-

ний или верхний их возрастной предел. Сложнее бывает установление их возраста в случае прислонения (причленения) к более древним геологическим телам, когда более молодые вулканы располагаются гипсометрически ниже (например, при заполнении лавами долин) или прорывают осадочные, образуя межпластовые залежи, или силлы. Возраст интрузивных тел определяется обычно как интервал времени между прорываемыми и перекрываемыми вмещающимися образованиями.

Относительный возраст *метаморфических образований* определяется также как осадочных или магматических. Зачастую определяющим здесь является не литологический принцип, а структурно-геологический (учитывая сложную их дислоцированность, степень изменения). В этом случае, если толщи метаморфических пород разграничены тектоническим или магматическим контактом (разрывное нарушение или внедрение по разлому интрузии), об относительном их возрасте с какой-то долей условности можно судить по степени их метаморфизма. Более древними образованиями принято считать те, степень или стадия метаморфизма которых более высокая.

Геофизические методы расчленения и корреляции разрезов также достаточно многообразны; они основаны на изменении характеристик физических свойств соответствующих пород и отложений. Наиболее широко при этом используются электрометрические и ядерные методы геофизики (электро- и гаммакаротаж) – определение удельного электросопротивления или естественной радиоактивности пород. Различные виды геофизического каротажа являются главными при изучении стратиграфических разрезов глубоких скважин. Учитывая специфический рисунок каротажных кривых и объективный характер их составления, данные геофизические методы выделения, прослеживания или даже датировки являются в ряде случаев более обоснованными, чем непосредственные литостратиграфические наблюдения. Но эти методы могут рассматриваться лишь как местные.

Палеомагнитный метод стал использоваться в стратиграфии сравнительно недавно, однако с ним связывают большие перспективы. Базируется он на существовании многократных магнитных изменений или инверсий в истории Земли, когда прямая полярность (ныне существующее положение, при котором северный полюс расположен на севере) и обратная полярность меняются на 180° .

Поскольку та и другая полярности находят отражение в соответствующей ориентировке ферромагнитных частиц некоторых пород и минералов («магнитная память», «окаменевший магнетизм») их определение в стратиграфическом разрезе позволяет построить эталонную палеомагнитную шкалу прошлого, фиксирующую такую изменчивость. Эпохи определенной намагниченности и ориентировки полюсов, а также магнитные инверсии являются глобальным явлением. По характеру изменения «ископаемой намагниченности», сопоставлению ее с эталонной шкалой, можно привязывать соответствующие образования к общей (единой) геохронологической шкале.

Сложность использования палеомагнитного метода заключается в неполноте многих стратиграфических разрезов, приуроченности ископаемой намагниченности лишь к определенным породам, главным образом к плохо датированным континентальным и вулканогенным, а также трудоемкости получения соответствующих параметров. Палеомагнитный метод и шкала могут использоваться как вспомогательные исследования, уточняющие стратиграфическое положение изучаемых образований, так и выступать в качестве независимой меры измерений относительного возраста со своими магнитными палеохронами (гиперзонами, суперзонами и т.д.). Примером успешного использования палеомагнитного метода является установление границы перми и триаса: в татарском ярусе верхней перми известна очень выразительная палеомагнитная инверсия на границе магнитных зон Киама и Иллавара, которая по точности определения не уступает биостратиграфии, датировке по палеонтологическим остаткам.

Существует большое количество палеомагнитных шкал для фанерозоя и отдельных его частей, которые обычно воспринимаются с трудом. Иногда на их основе строят обобщенные магнитостратиграфические шкалы, на которых показаны эпохи и периоды преимущественной полярности – прямой или обратной. Одна из таких шкал по У.Б. Харленду и др. (1985) приведена на рис. 1. Она интересна тем, что выделенные на ней подразделения сходны или близки к тем историко-геологическим подразделениям, которые приняты в нашей работе. Так, после этапа меняющейся полярности среднего палеозоя с возрастного уровня 325 млн. лет начинается этап преимущественно обратной полярности, соответствующий позднему палеозою. Для мезокайнозоя характерна меняющаяся полярность. Причем, с возрастного уровня поздней юры схема ее чередования также меняется. Вероятно, это предмет для дальнейших целенаправленных исследований.

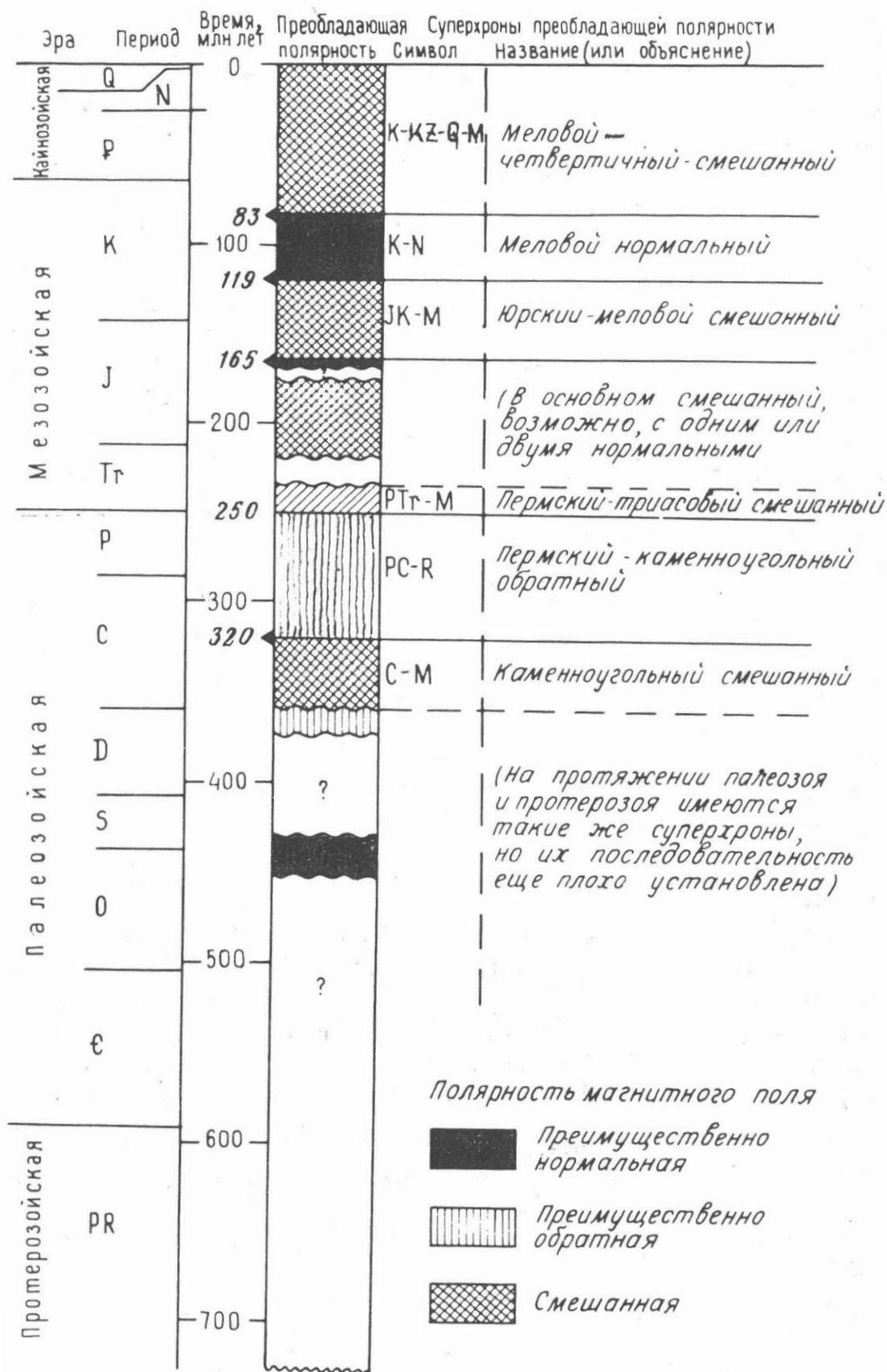


Рис. 1. Палеомагнитная шкала

2. Методы абсолютной геохронологии

Методы определения абсолютного возраста принципиально отличаются от относительного: их целью является определение возраста того или иного геологического тела и события, выраженное в единицах астрономического времени, обычно в миллионах лет, начало или окончание какого-то процесса или его продолжительность. Попытка разрабатывать их предпринималась уже с XVIII века. Качественно новое их развитие началось в XX ст. после открытия явления радиоактивности. Все методы абсолютной геохронологии условно можно разделить на две основные группы – литолого-палеогеографические и изотопные.

Среди литолого-палеогеографических методов наибольшую известность получил метод ленточных глин, или варв, предложенный в 1940 г. Де-Геером. Основан он на подсчете количества годовых пар слоев в приледниковых отложениях: песчано-алевритовых, формирующихся в летнее время, и глинистых – в зимнее. Данный метод имеет ограниченное применение, однако, является весьма наглядным и достоверным, позволяющим определять продолжительность ледникового процесса – его таяния и отступления.

В числе более ранних методов абсолютной геохронологии необходимо назвать попытки определения возраста Мирового океана по подсчету его солености, или длительности поступления солей, а также времени остывания Земли (он основан на представлениях, что планета была расплавленным телом). Наконец, делались и делаются попытки определения продолжительности скорости осадконакопления по мощностям накопившихся отложений, изучению их ритмичности («седиментационный метод песочных часов»).

Наиболее важны в абсолютной геохронологии *изотопные методы*, основанные на определении времени полураспада ядер атомов радиоактивных элементов, протекающих в земной коре с одинаковой скоростью. Эти методы определения изотопного возраста (ядерной геохронологии, радиометрии, радиогеохронологии) постоянно совершенствуются. Среди наиболее распространенных необходимо упомянуть свинцовый, аргоновый, стронциевый и радиоуглеродный методы.

Свинцовый метод основан на определении изотопов свинца и гелия, являющихся конечными продуктами распада урана и тория.

Он надежен и хорошо разработан; удовлетворительные результаты получаются для датировки докембрийских образований. Основным ограничением его применения является редкая сохранность используемых для анализа природных минералов (обычно монацит, уранинит, ортит).

Аргоновый, или калиево-аргоновый метод разработан в нашей стране З.К. Герлингом и является сейчас наиболее распространенным. Основан он на превращении изотопа ^{40}K в аргон. Определение возраста производится по отношению $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$ в таких распространенных минералах и горных породах как слюды, калиевые полевые шпаты, роговые обманки, пироксены, глауконит, некоторые соли. Следовательно, он пригоден для датировки большинства изверженных пород и некоторых осадочных (глауконитосодержащих, соленосных и др.). Ограничение его использования связано с чувствительностью к последующим воздействиям, различного рода «омоложениями» в результате выветривания или метаморфогенно-метасоматическими процессами.

Стронциевый, или рубидиево-стронциевый метод основан на распаде ^{87}Rb и превращении его в изотоп ^{87}Sr , который обычно присутствует в калиевых минералах, чаще всего в слюдах. Наиболее широко используют для контроля аргоновых определений. Радиоуглеродный метод основан на определениях радиоактивного изотопа углерода ^{14}C , который образуется в атмосфере, а затем усваивается растениями. Используется он для датировки отложений, время образования которых не превышает 50–70 тыс. лет. Поэтому он применим в археологии, антропологии и при расшифровке геологической истории последнего этапа четвертичного периода.

На основе методов изотопной геохронологии разработана геохронологическая шкала, которая постоянно уточняется. Существует несколько вариантов таких шкал. В них датированы не только периоды и эпохи (начало, окончание, продолжительность), но и века и даже некоторые палеонтологические зоны для мезо-кайнозоя. Поскольку точность радиохронологических методов составляет в среднем 3–5 %, определение возраста раннепалеозойских и докембрийских отложений геологических тел и событий производится иногда со значительным искажением, или, без столь же высокой достоверности, которая характерна для более молодой истории. Результаты абсолютной геохронологии наиболее важны для установления воз-

раста магматических образований, особенно интрузивных. В целом они не только дополняют или уточняют определения относительного возраста, но и вносят в датировку новый элемент информации о времени, дают исходный материал для ряда количественных исследований. Хотя полностью определение абсолютного возраста пока не в состоянии заменить относительный возраст.

3. Методы восстановления физико-географических обстановок

Данное направление исследований принято считать одним из основных в исторической геологии. Предполагается, что оно изучает развитие и взаимодействие главных оболочек Земли в прошлом: атмосферы, гидросферы и земной поверхности. Это главный предмет палеогеографии, который включает изучение следующих основных крупных вопросов: фациальный анализ, характер распределения суши и моря в геологическом прошлом и палеоклиматические реконструкции. Данные методы разработаны наиболее полно и обычно детально описаны в большинстве учебников.

На базе анализа физико-географических (палеогеографических, геологических) процессов и обстановок прошлого были разработаны и сформулированы основные принципы исторической геологии. Среди них необходимо назвать принцип униформизма, сформулированный в 1833 году английским исследователем Ч. Лайелем, который предполагал, что изучение современных природных явлений есть ключ к познанию прошлого. Его взгляды, предполагавшие неизменность во времени геологических процессов и отрицавшие направленность развития Земли, подверглись впоследствии уточнениям. Униформизм был заменен понятием актуализма, при котором расшифровка геологического прошлого идет от изучения современных процессов, но с поправкой на эволюционную изменчивость их во времени. Актуализм ведет свое начало от И. Вальтера (1893), но наиболее полно развивался в русской и советской геологии А.Д. Архангельским и Н.М. Страховым. В последних трактовках это не только принцип или мировоззрение, но и самостоятельная группа методов исследований, учитывающая необратимость геологической истории.

При всех достоинствах и возможностях актуалистического метода необходимо помнить о его ограниченности. Его нужно с боль-

шой осторожностью применять для решения процессов докембрийской истории, физико-географические условия которой существенно отличаются от фанерозойских и современных. Он с большими ограничениями может применяться к тектоническим процессам, которые являются более продолжительными, чем это фиксируют современные наблюдения. Наконец, он непригоден для расшифровки интрузивного процесса и тех явлений, которые невозможно наблюдать непосредственно. Следовательно, актуализм должен учитывать разный диапазон времени по данным современных наблюдений и сравнения их с конденсированной информацией о геологическом прошлом, невозможность зачастую датировать события прошлого с требуемой возрастной точностью.

Фациальный анализ как основа воссоздания геологического прошлого получил в исторической геологии и палеогеографии наиболее широкое распространение. Понятие о фации введено А. Грессли (1839), который понимал под нею синхронные отложения сходного литологического состава и с одинаковыми палеонтологическими остатками. Позднее Н.А. Головкинский (1869) ввел это понятие в русскую геологическую литературу, трактуя его как единицу физико-географической обстановки для определенного интервала времени. Такое двойное понимание сущности фации – литологическое и как элемент ландшафта – сохраняется и поныне. Естественно, что основу фациального анализа составляют представления о современных их взаимоотношениях, то есть актуалистический подход их изучения. Благодаря работам Д.В. Наливкина (1934, 1956) и других исследователей фациальный анализ превратился в крупное направление и самостоятельное учение, развивающейся на стыке палеогеографии, исторической геологии, литологии.

Среди методов фациального анализа необходимо отметить две основные их группы: составление фациальных карт и расшифровка фациальных обстановок геологического прошлого в отдельных районах по данным стратиграфических разрезов. Фациальные карты составляются обычно для разновозрастных отложений, литологический состав которых изменяется по площади. Такие карты дают хорошее представление о палеогеографических обстановках отдельных периодов, веков, эпох или других интервалов времени, которые могут быть использованы для прогнозирования определенных полезных ископаемых – углей, россыпей, различных строительных материалов.

Составление фациальных карт и разрезов базируется на: 1) пространственно-временном выделении минералов и пород-индикаторов, фиксирующих соответствующие палеогеографические обстановки, – соли, угли, глауконит, фосфориты, гипс, карбонаты и др.; 2) биономическом анализе – восстановлении палеогеографических и фациальных обстановок по данным распределения в соответствующих отложениях палеонтологических остатков; 3) литологическом анализе отложений, учитывающем цвет пород – красноцветные, сероцветные, пестроцветные и др., а также их структурно-текстурные признаки, характер переслаивания, изменчивость этих признаков по площади и в разрезе. По этим данным может производиться восстановление глубины, солености и формы бассейнов, температур того времени и ряд других характеристик палеогеографического прошлого. Дальнейшим предметом фациального анализа становится их идентификация с современными аналогами, а также группирование в определенные типы, группы, виды.

Вторым важным направлением палеогеографических реконструкций является изучение характера распределения суши и моря в геологической истории. Среди исследователей, активно занимавшихся этими вопросами, необходимо назвать А.П. Карпинского, С. Бубнова, Б.Л. Личкова, Г.Ф. Лунгерсгаузена, Пэйтона, Э. Хеллема, Д.П. Найдина, Ю.М. Малиновского, А.Л. Яншина. Основными методами данных исследований были составление и анализ палеогеографических карт, а также построение и корреляция региональных палеогеографических кривых.

Палеогеографические карты несут большую информацию о физико-географических обстановках каких-то интервалов геологического прошлого. Данные анализа таких карт в глобальном или региональном масштабе позволяют фиксировать периодическое разрастание или сокращение морских и континентальных площадей, а также разного рода их перераспределения. Соответствующие методы сводятся к количественным подсчетам соотношения таких площадей, что позволяет выделять гео- и талассократические периоды и эпохи (этапы), время преобладания континентальных или морских условий на площадях нынешних материков, сравнивать полученные параметры с современными. Характер колебания таких соотношений в региональном и глобальном масштабе отражается путем построения различного рода палеогеографических кривых.

Еще одна группа методов и направление исследований сводится к выявлению в частных или региональных разрезах отдельных трансгрессий или регрессий. Примером подобных исследований может быть составление палеогеографической (эпейрогенической) кривой по данным геологической карты. Если мы составим ряд таких палеогеографических кривых для отдельных регионов (крупных тектонических структур), то их сопоставление позволит фиксировать какие-то общие трансгрессии или регрессии, которые мы можем сопоставлять с теми, что выделены по данным анализа палеогеографических карт. Наряду с этим, такие сопоставления позволяют иногда устанавливать явления, при котором трансгрессиям в одних регионах соответствуют регрессии в других; в этом случае мы можем говорить о палеогеографических перераспределениях: морские бассейны из одних площадей перемещаются в другие.

Палеоклиматические исследования получили большое распространение в последнее время. Климат как один из основных параметров физико-географических условий определяется следующими основными факторами: 1) соотношением морских и континентальных площадей и взаимным их расположением; 2) степенью орографической расчлененности рельефа; 3) величиной солнечного излучения, которое вероятно могло изменяться во времени; 4) концентрацией CO_2 в атмосфере, при которой ее повышение может вызвать потепление. Обычно региональные и глобальные изменения климатов определяются комбинацией этих факторов. Важнейшей особенностью климатов Земли является поясная климатическая зональность – существование полярных, экваториальных зон и поясов умеренного климата. В зависимости от соотношения величины выпадения и испарения осадков выделяют два типа климатов – аридные и гумидные.

Среди основных направлений палеоклиматических исследований необходимо назвать выделение эпох аридизации или гумидизации климатов, потепления или похолодания на изучаемых площадях, выявление причин нарушения климатической зональности и работы по палеогеографическому районированию. Методы таких исследований могут быть самыми различными; среди них преобладают литолого-формационные (изучение климата по составу сформировавшихся отложений) и палеонтологические, когда о климате можно судить по характеру существовавшего органического мира. Полученные результаты отражают на различных таблицах, графиках, палеоклиматических кривых.

Нарушение поясной климатической зональности может быть обусловлено как особенностями размещения морских и континентальных площадей и рельефов, так и последующим ее нарушением за счет дрейфа материков. Нередко именно палеоклиматические данные вместе с палеомагнитными и другими ложатся в основу соответствующих представлений мобилизма. Например, позднепалеозойское гондванское оледенение, следы которого известны на разных материках, в том числе приэкваториальных регионах, трактуется как результат дальнейшего разноса площадей со сформировавшимися ледниковыми отложениями – тиллитами. Отсюда разработка методов палеогеографического районирования, восстановления миграции полюсов, палинспастических реконструкций (восстановление бывшего размещения регионов и материков) является составной частью палеогеографического исследований.

Итогом воссоздания физико-географических обстановок прошлого является составление палеогеографических карт. Методика их построения хорошо известна и разработана. На таких картах показываются морские и континентальные площади с соответствующей их характеристикой (глубины бассейнов, орографические параметры континентальных и морских площадей, предполагаемая гидрография); нередко палеогеографическую обстановку совмещают с данными об осадконакоплении – такие карты называют литолого-палеогеографическими; они составляются для отдельных периодов, эпох, веков или каких-то произвольно выбранных этапов. Палеогеографические карты, как уже неоднократно подчеркивалось, это не только итог изучения физико-географических условий прошлого, но и материал для дальнейших исследований.

4. Тектонические движения и методы их изучения

Под тектоническими движениями принято понимать преимущественно механические перемещения в земной коре, верхней мантии и приповерхностных зонах планеты, обуславливающие изменения земной поверхности и структуры геологических тел. Это составная часть геологической формы движения материи, которую следует отличать как от планетарной, совершаемой Землей, так и различного рода геохимических, минералого-петрологических, физико-географических (денудационно-аккумулятивных) процессов, в результате

которых формируется рельеф. Учение о тектонических движениях лежит в основе геотектоники; в исторической геологии они важны для правильного и более глубокого понимания прошлого, так как именно тектогенез обуславливает формирование рельефа, преобладающую часть седиментационно-палеогеографического и магматических проявлений.

В основе наиболее распространенной схемы классифицирования тектонических движений лежит традиционное разделение их на два основных типа: колебательные и дислокационные, или деформационные, которые заменили ранее выделявшиеся эпейрогенические и орогенические (складкообразовательные). Принятое деление подразумевает выявление тектогенеза, обуславливающего деформации и без таковых, когда о соответствующих перемещениях судят главным образом по условиям осадконакопления (мощностям сформировавшихся отложений, глубине их накопления). Естественно, что такое деление является формальным и упрощенным, отражающим лишь одну сторону явления; зачастую проявление колебательных и деформационных тектонических движений может быть единым процессом, обусловленным общими глубинными процессами, эндогенными причинами.

Одним из важнейших вопросов исторической геологии является обоснование такого понятия как тектонический режим и его смена. Под тектоническим режимом понимается преобладающий тип перемещений и деформаций на определенных площадях в течение изучаемого времени; это природное состояние того или иного участка земной коры. Режимом в этом случае считается некоторый суммированный характер перемещений, обычно вертикальных, который может осложняться импульсами обратных движений (например, седиментационные перерывы в пределах прогибающихся бассейнов). Основными показателями тектонического режима является определенная его устойчивость, единая направленность перемещения (преобладающие опускания или воздымания), а также их темп; для определения скоростей опускания пользуются данными о мощностях накопившихся отложений и представлениями о глубине бассейна, где они формировались. О восходящих движениях мы можем судить лишь по глубине денудационного среза.

Смена тектонического режима может определяться изменением направленности перемещений (длительные опускания сменяются

воздыманиями) участка, а также разными скоростями опускания. В первом случае говорят об инверсиях, или обращении тектонического режима, а во втором – активизации или затухании подвижности. Смены режимов бывают постепенными или резкими, скачкообразными. Обычно смена тектонических режимов сопровождается активизацией складкообразования, сменой структурного плана площадей прогибания и воздымания и другими явлениями; в таком случае говорят о проявлении тектонических фаз, структурно-геологических перестройках.

Методы изучения тектонических движений весьма разнообразны; наиболее полно разработано изучение колебательных тектонических движений, среди которых ряд методов получил большое распространение. Метод изопахит, или метод площадного изменения мощностей, который сводится к построению линий с разными мощностями одновозрастных отложений. Это один из наиболее простых и достаточно наглядных способов выявления участков прогибания земной поверхности в определенный интервал времени. Обычно применим для сравнительно небольших площадей с хорошо изученными мощностями отложений. Построение карт изопахит для нескольких разновозрастных осадочных толщ позволяет фиксировать миграцию зон максимального прогибания определенного времени.

Метод фациального анализа позволяет восстанавливать физико-географические условия в определенные интервалы времени и по ним судить о характере соответствующих колебательных тектонических движений. Фациальный анализ используется не только для построения палеогеографических карт, но и для изучения тектогенеза. В сочетании с методами изопахит он позволяет выделить площади прогибаний и воздыманий, а также пограничные зоны, глубоководные и мелководные участки седиментационного бассейна. Метод является весьма информативным для больших площадей с хорошо изученными стратиграфическими разрезами.

Метод изучения мощностей позволяет фиксировать разный темп проявления колебательных тектонических движений во времени. Основой для таких исследований является стратиграфическая колонка; поэтому в отличие от метода изопахит анализируется не площадной характер тектогенеза, а хронологический. В ряде случаев изучаются не мощности, а скорости осадконакопления (мощность делится на длительность времени накопления соответствующих толщ

в миллионах лет), которые более точно характеризуют темп прогибания. Такие данные изображают графически в виде палеотектонических, или эпейрогенических кривых. Если имеется материал по нескольким площадям или регионам, то можно сравнивать характер одновозрастных колебательных тектонических движений, фиксировать интервалы времени, в течение которых средние скорости прогибания могут затухать или возрастать.

Анализируя данные о мощностях и скоростях осадконакопления и соответствующего прогибания, нужно помнить об условности таких представлений: малые мощности могут иногда формироваться в условиях больших глубин и, следовательно, высоких темпов прогибания и наоборот, мелководные отложения могут иметь очень большие мощности. Выходом из такого положения может быть использование метода комплексного анализа стратиграфического разреза, который предусматривает построение для изучаемых площадей седиментационной диаграммы, палеогеографической и палеотектонической (эпейрогенической) кривых, на которых отражается глубина седиментационного бассейна, мощности или темпы накопившихся отложений и седиментационные перерывы, знаменующие воздымания, которые позволяют наглядно представить характер колебательных тектонических движений на изучаемой площади в течение всего анализируемого диапазона времени.

Метод изучения стратиграфических (седиментационных) перерывов предполагает выделение их на каких-то участках, площадное прослеживание и межрегиональное сопоставление этого своеобразного историко-геологического явления, обусловленного проявлением колебательных тектонических движений. Геологическая природа и конкретные условия проявления седиментационных перерывов могут быть самыми различными. Это может быть результатом обширных воздыманий или снижения уровня Мирового океана, изменением конфигурации океанических впадин и многих других причин. Изучение возрастных уровней таких перерывов и является предметом соответствующих историко-геологических исследований. В частности, устанавливается их приуроченность к границам большинства периодов, а также существование эпох частого их проявления.

Методы изучения деформационных (складкообразовательных) тектонических движений достаточно разнообразны, однако для исторической геологии имеет важное значение лишь два основных.

Анализ уголовных несогласий предполагает выделение, площадное прослеживание и межрегиональную корреляцию разновозрастных складчатых деформаций. По своей сущности и характеру исследований данный метод близок к изучению седиментационных перерывов, но здесь анализируется проявление не колебательных тектонических движений, а складкообразовательных. Такие исследования впервые в большом объеме выполнил Г. Штилле (1924); и хотя многие его представления подверглись впоследствии резкой критике, сам метод имеет много последователей. И действительно, на определенных возрастных уровнях (в позднем визе, в середине турона или артинского века и др.) во многих районах Земли фиксируются резко выраженные региональные проявления складчатости. Природа этого явления пока недостаточно полно расшифрована, но сам факт его существования заслуживает изучения. Могут анализироваться как характер размещения угловых несогласий в разрезе, так и прослеживание «главной складчатости» в пределах складчатой области или пояса, закономерности пространственно-временной ее миграции.

Метод составления тектонических карт, основанный на выделении площадей и структур с разновозрастной складчатостью, остается, по всей видимости, основным в изучении деформационного тектогенеза. Такие карты могут составляться как для небольших площадей, в том числе планшетов средне- и крупномасштабной съемки, так и в региональном или даже глобальном масштабе. Основная суть такой карты – показ площадей с разновозрастными деформациями. Так, на региональных тектонических картах могут быть выделены области и зоны с байкальской, каледонской, герцинской, мезозойской или альпийской складчатостью – площади, где активное складкообразование приурочено к определенным интервалам времени.

Методы изучения горизонтальных перемещений приобретают в последнее время важное значение для исторической геологии. Обоснование возможности крупных горизонтальных перемещений отдельных материков прошлого базируется на утвердившихся сейчас идеях новой глобальной тектоники (НГТ), предполагающей существование небольшого количества крупных литосферных плит, испытывающих разнонаправленные движения, схема движения которых в прошлом менялась. Общие представления о таких плитах дает рис. 2, для которых установлено не только направление их перемещения, но и скорость. Движение таких плит позволяет объяснять од-

новозрастность противоположных по своему геологическому смыслу явлений – рождение океана в местах расхождения литосферных плит и горообразование в зонах схождения.

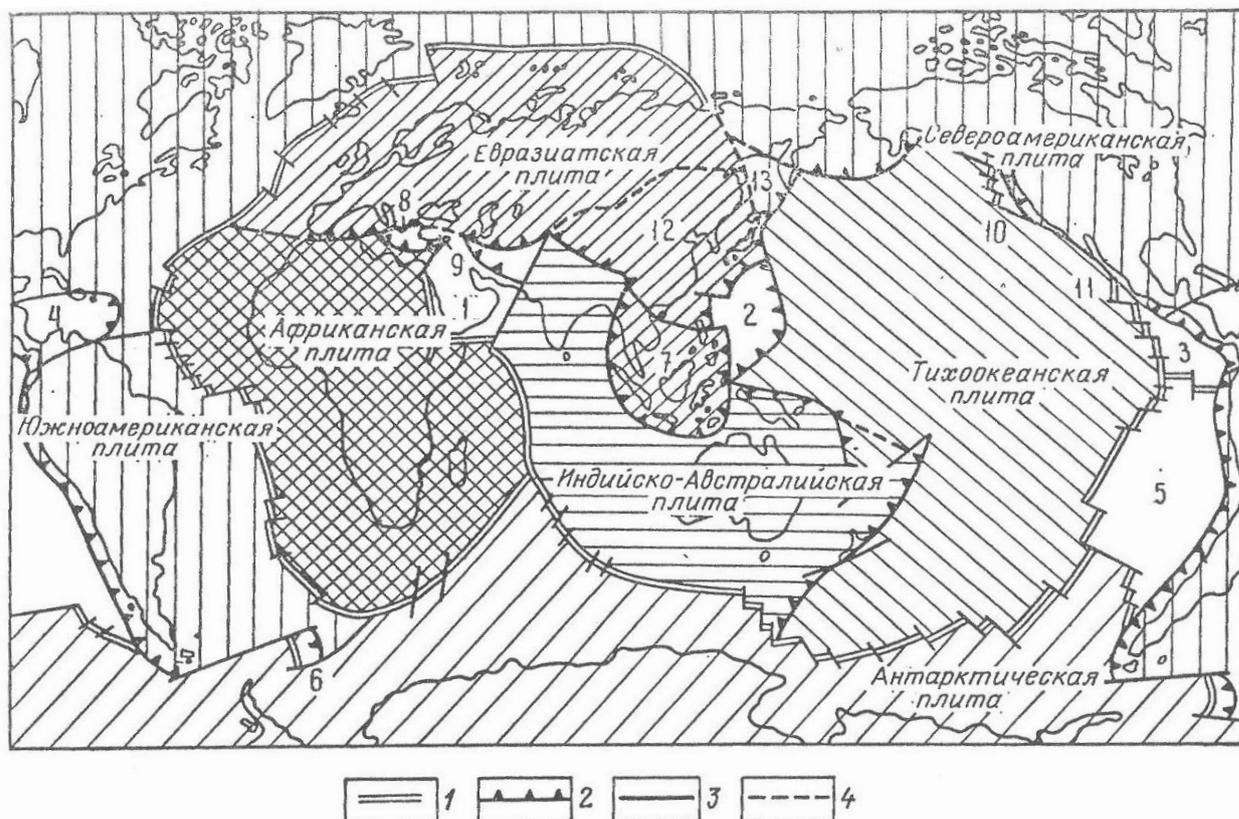


Рис. 2. Литосферные плиты Земли / по В.Е. Хаину, А.Е. Михайлову, 1985

При изучении современных горизонтальных тектонических движений активно использовались повторные триангуляции; в настоящее время вместо триангуляции производится трилатерация, при которой измеряется длина не одной, а всех сторон треугольника. Выполнившиеся ранее измерения смещения путем повторного определения географических координат опорных пунктов на разных континентах были признаны недостаточно надежными. Такие измерения впоследствии начали производиться с помощью лазерных отражателей, установленных на Луне и ИСЗ, а также длиннобазовым радиоинтерферометрическим методом – путем регистрации радиосигналов от квазаров. К настоящему времени подтверждена реальность смещения литосферных плит и направление движения их, совпадающая с предполагаемыми геологическими расчетами.

Метод сопоставления географических и геологических контуров материков использовался первоначально А. Вегенером для обоснования гипотезы дрейфа материков. Этот мобилистский подход, разрабатывавшийся первоначально на изучении берегов Атлантического океана, в принципе может быть использован для доказательства крупных горизонтальных перемещений и в пределах любых других складчатых сооружений. В частности, на основании таких данных определялась величина смещения по сдвигам в Сихотэ-Алине, а также по разлому Сан-Андреас в Северной Америке. Установление крупных горизонтальных перемещений имеет большое значение для историко-геологического анализа.

Метод палинспастических геодинамических реконструкций предполагает восстановление величины и направления движения блоков и пластин путем расшифровки особенностей строения горно-складчатых сооружений. Для такого восстановления первоначального положения производится «распрямление» складок, определение величины смещения надвиговых пластин и сдвиговых перемещений до совпадения геологических реперов, строятся палинспастические карты. В целом это сложная методика исследований, которая в последние годы активно разрабатывается.

Метод палеомагнитного восстановления полюсов геологического прошлого и определения на этой основе ориентировки величины горизонтального смещения базируется на изучении ориентировки ферромагнитных минералов в породах того или иного возраста (одна из разновидностей «магнитной памяти»). Определение такой ориентировки требует сложных и трудоемких полевых и лабораторных измерений, сложных «чисток». Полученные палеомагнитные данные позволяют устанавливать не только величину и траекторию перемещения, но при определенном объеме информации – и скорость движения определенных плит. Данный метод должен использоваться в комплексе с другими исследованиями по горизонтальным перемещениям.

Методы изучения тектонических режимов являются наиболее важными для исторической геологии. Среди них наиболее распространенным следует считать формационный метод, который базируется на анализе вещественного состава, мощностей (скоростей прогибания) и характера площадного распространения отложений определенного возраста, что позволяет устанавливать природу соот-

ветствующих режимов – считать их геосинклинальными, платформенными, орогенными, рифтогенными или какими-то переходными. Такие исследования могут выполняться как для небольших площадей (отдельных планшетов, в частности), так и для крупных регионов. Среди частных методов формационного анализа необходимо отметить построение формационной колонки по стратиграфическому разрезу, построение формационного профиля для более обширных площадей, показывающего изменения режимов по каким-то типовым линиям, и составление формационной карты.

Изучение тектонических режимов для обширных площадей и достаточно больших интервалов времени позволяет обосновать еще один метод – выявление геотектонических циклов в историко-геологическом развитии отдельных складчатых областей. Анализ такой цикличности начинается с обоснования стадий соответствующего развития – геосинклинальной или орогенной, уточнения их возраста. Несмотря на кажущуюся простоту таких исследований, выявление самостоятельных и выразительных циклов бывает очень сложным, учитывая сложное зональное строение большинства складчатых областей, отсутствие строгих критериев для разных стадий. Если геотектонический цикл в пределах какой-то области повторяется, говорят о полициклическом ее развитии. Примером таковой является Большой Кавказ, где в девоне и в первой половине карбона происходят прогибания геосинклинального типа, а в позднем палеозое развиваются орогенные режимы. С конца перми начинаются новые геосинклинальные прогибания, максимум которых приходится на среднюю юру. В поздней юре-раннем мелу морские площади здесь резко сокращаются, местами формируются кислые вулканы; данный киммерийский цикл является недостаточно выразительным. Новые геосинклинальные прогибания происходят в позднем мелу-палеогене и со второй половины неогена они сменяются воздыманиями орогенного типа. Данный альпийский цикл еще не завершился.

Особое внимание в последнее время уделяется изучению характера смены тектонических режимов; в связи с этим активно сейчас разрабатывается метод изучения региональных структурно-геологических перестроек. Он сводится к выявлению в пределах самых различных и тектонически разнородных структур разновозрастных уровней резкого изменения палеографических и седиментацион-

ных обстановок. В ряде случаев удастся обосновать глобальный характер таких преобразований (если он проявлен в большинстве регионов) и точно датировать их, а также устанавливать кратковременность таких изменений.

5. Методы изучения осадконакопления

Изменения условий осадконакопления во времени и эволюция его в геологической истории рассматриваются обычно одновременно с палеогеографическими процессами и тектоническими режимами, учитывая четкую зависимость седиментогенеза от соответствующих физико-географических обстановок. Расшифровка данного процесса является, как правило, предметом литологии, которую в первую очередь интересуют условия формирования вещественного состава отложений, характер пространственной их дифференциации и диагенеза, а также стратиграфии, где основной акцент делается на датировку отложений. Историко-геологический аспект изучения осадконакопления сводится к поискам каких-то закономерностей пространственно-временного его проявления, которые позволят определить другие составляющие данного процесса: особенности тектогенеза и изменения других обстановок прошлого, их датировка, установление определенных событий.

Среди основных методов изучения осадконакопления необходимо, прежде всего, назвать формационный. Термин «формация», введенный А.Г. Вернером еще в XVIII веке, понимается по-разному. Это либо стратиграфическая категория, близкая к понятиям свита - серия - толща, либо тектоническая, трактуемая как ассоциация отложений, сформировавшихся в определенных эндогенных режимах. Вместе с тем, изучение формаций позволяет получить наиболее полную информацию в глобальном масштабе. Исходя из этого, формационный анализ включает разделение соответствующих отложений по вещественному составу (группы терригенных, карбонатных, хемогенных, вулканогенно-осадочных и других формаций), по палеогеографическим условиям их образования (формации морские, континентальные, лагунные, прибрежно-морские, аридные, гумидные, нивальные и т.д.), по характеру формирующих их тектонических режимов (формации платформенные, геосинклинальные, орогенные), по историко-геологическим закономерностям размещения в разрезе

земной коры (например, железисто-кремнистые формации раннего докембрия, угленосные формации фанерозоя), последовательности формаций в составе геотектонического цикла при формировании складчатой области.

Формационный анализ как крупное направление исследований, включает большое количество частных методов; о некоторых из них уже была речь ранее. Это построение формационных колонок, составление формационных карт, формационных профилей, выявление формационных рядов (последовательности образования формаций) в развитии определенных тектонических структур, главным образом геосинклинальных складчатых областей. Особняком стоят количественные методы изучения формаций (подсчет их соотношений в составе земной коры) или выявление резких их смен – формационных несогласий.

Построение формационной колонки представляет собой сравнительно простой и достаточно распространенный метод изучения осадконакопления. Основой для него может быть частный или сводный литостратиграфический разрез. Основным принципом группирования отложений в формационной колонке является на возрастной, а вещественный состав. Выделяемые в разрезе формации получают названия, в которых отражается их состав, условия и другие дополнительные признаки (например, сероцветная морская терригенная формация, глауконитовая платформенная и т.д.). При необходимости формации могут объединяться в какие-то надформации или наоборот делаться на подформации (субформации). Такие данные в соответствующих колонках дополняются сведениями о мощностях формаций, их возрасте, которые приводятся в отдельных графах.

Составление формационных карт представляет собой большую и очень трудоемкую работу, к которой обычно привлекается большой круг специалистов. Суть таких построений сводится к тому, что показываются не просто выходящие на поверхность разновозрастные отложения (как на обычной геологической карте), а группы литологически сходных и генетически однородных отложений. В ряде случаев, например, при металлогенических исследованиях или для инженерно-геологических целей, такие карты бывают более предпочтительными, чем геологические. Наряду с такими собственно формационными картами составляются и литолого-палеогеографические

карты, на которых одновременно с изображением водных бассейнов и рельефа показываются формирующиеся там отложения.

Количественные методы изучения разнородного осадконакопления также достаточно разнообразны. В их числе необходимо назвать изучение соотношений основных формаций в разрезах отдельных регионов или в глобальном масштабе для определенных интервалов времени. Примером таких исследований могут быть расчеты А.Б. Ронова и других специалистов по содержанию основных типов формаций для систем и отделов, которые выполнялись в течение нескольких последних десятилетий. В ряде случаев приблизительные представления о масштабах определенного осадконакопления могут дать сопоставления запасов тех или иных полезных ископаемых (например, подсчеты общих запасов углей). Наконец, общие представления о масштабах разнородного осадконакопления дают седиментационные диаграммы или формационные колонки, где показываются мощности соответствующих отложений для определенной площади или региона.

Методы изучения седиментационной цикличности весьма многообразны и пользуются большим распространением; вероятно, это наиболее крупное направление исследований по изучению осадконакопления. Среди разнообразных методов используются построения различного рода таблиц и графиков, диаграмм, гистограмм и кривых, которые с той или иной степенью наглядности выявляют периодическое чередование морского и континентального осадконакопления в каком-то бассейне, условий прогибания и седиментационного прерыва, формирования разных по составу отложений – карбонатных и терригенных, гумидных и аридных, осадочных и вулканогенных. Продолжительность подобных повторений может быть самой различной – выражаться чередованием мощных формаций, маломощных пачек, слоев флиша и вплоть до ленточных глин, где чередуются годовые накопления. Поэтому при разработке методов изучения той или иной цикличности должно учитываться многообразие самых различных по своему характеру соподчинений.

Еще одним направлением изучения осадконакопления, которое в последнее время привлекает внимание многих геологов, становится выявление седиментационно-палеогеографических рубежей, или формационных несогласий. Методика проведения таких исследований сводится к сопоставлениям сводных литостратиграфических разрезов

или формационных колонок для разных площадей или регионов и установление возрастных уровней наиболее резких литологических изменений, а также определению их ранга – по отношению их к местным, региональным или глобальным событиям. Последний случай предполагает те условия, когда вещественные изменения фиксируются в подавляющем большинстве регионов и являются обычно одними из наиболее резких. Главным в изучении крупных седиментационно-палеогеографических изменений является доказательство их однозначности, поэтому данный метод историко-геологического анализа базируется не только на литологических формационных данных, но в первую очередь литостратиграфических, так как именно они обеспечивают доказательство синхронности.

6. Магматизм и методы его изучения

Формы проявления магматизма весьма разнообразны, а его роль в геологической истории велика, что обязывает обратить особое внимание на методы его изучения. Среди большого многообразия магматических проявлений принято выделять две основные их группы – интрузивные процессы, которые завершаются застыванием магм на глубине, и эффузивные, или вулканические, сопровождающиеся излиянием лав на земную поверхность, туфовыми выбросами и образованием в приповерхностных зонах своеобразные субвулканических тел. Несмотря на внешнее сходство и частую пространственную и возрастную сближенность, интрузивные и эффузивные процессы отражают разнородные тектонические режимы. В качестве самостоятельных рассматриваются дайковый процесс (формирование специфических извержений пород в разрывных зонах), образование трубок взрыва, или кимберлитов, а также образование протрузий, когда внедрение изверженных пород происходило в твердом состоянии.

Интрузивные и эффузивные процессы, а также формы образующихся при этом магматических тел достаточно полно рассматриваются в курсах «Общая геология» и «Структурная геология и геокартинирование»; здесь делается акцент лишь на историко-геологическую сторону их формирования. Магматизм, как это неоднократно подчеркивается, является очень точным и чутким индикатором тектонических режимов, а также активным геологическим

фактором, обуславливающим или сопровождающим раздвижение литосферных плит при спрединге или консолидацию горно-складчатых сооружений при орогенезе. Особую важность для исторической геологии представляет определение возраста изверженных пород, а также развитие магматических процессов во времени, закономерности пространственно-временного изменения и перемещения эндогенных режимов, которые контролируются соответствующими магматитами, и, наконец, характер и условия смены разнородных вулканоплутонических проявлений. Все это определяет методику их изучения.

К главному методу изучения магматизма необходимо отнести геологическое картирование, которое является основным для определения возраста вулканоплутонических образований, выяснения их соотношения с вмещающими осадочными и метаморфическими породами, а также друг с другом. При геологической съемке не только устанавливается относительный возраст всех изверженных пород, но по возможности выполняются определения и абсолютного возраста изотопными методами. Требования оформления геологических карт по одной из инструкций предусматривают составление стратиграфической колонки, на которой в определенных возрастных интервалах и уровнях показываются откартированные магматические образования. Относительный возраст вулканических пород, кроме установления соотношения с вмещающими отложениями, может определяться и палеонтологическими методами – обычно по сборам флоры и фауны в туфах и вулканогенно-осадочных образованиях, которые переслаиваются с эффузивами или фациально их замещают.

В случае многообразия магматических проявлений и сложных их соотношениях производится формационный анализ соответствующих образований; при использовании этого метода устанавливаются тектонические режимы времени их образования (геосинклинальные, орогенные, платформенные, условия тектономагматической активизации) и продолжительность соответствующих стадий. Изверженные породы объединяются при этом в определенные ассоциации, комплексы, или формации и именуется обычно по названию преобладающих магматитов: например, андезит-липаритовая, андезит-базальтовая, спилит-кератофировая или дибазово-кремнистая геосинклинальные формации, трапповый платформенный комплекс (формация), щелочно-гранитоидная формация, формирующаяся в условиях тектономагматической активизации. Сходные по составу и

близкие по возрасту эффузивные и интрузивные образования могут объединяться в комагматические комплексы, тектономагматические циклы, группируются в возрастные формационные колонки, где показана последовательность их образований.

Особенно важная роль формационного анализа магматических образований выявляется при изучении литосферных плит, решении различных вопросов новой глобальной тектоники. Выявление определенных магматических формаций позволяет предполагать соответствующие геодинамические режимы. Например, смешанные морские и континентальные андезитовые формации могут фиксировать островодужные обстановки, условия формирования островных дуг, знаменующих субдукцию – движение океанической плиты под материковую. Соответственно континентальные вулканические проявления с излиянием кислых и средних лав, которые сопровождаются внедрением гранитоидов, знаменуют режимы, проявленные обычно в условиях схождения материковых литосферных плит и сдвиговых перемещений; их принято называть орогенными.

Составной частью формационного анализа может быть составление карт магматических формаций, которые строятся для сравнительно больших площадей, разнородных в тектоническом отношении. В отличие от геологических карт на них главным объектом изображения являются разновозрастные и разные по составу магматические образования, которые показывают характер площадного и структурного их размещения, эволюцию вулканоплутонических процессов в формировании земной коры этих площадей. Примерами таких построений могут быть «Карта магматических формаций СССР», карта магматической формации Украинского щита и ряд других. К таким картам обычно прикладывается схема возрастного соотношения разнородных магматических формаций, на основании которых может расшифроваться закономерность развития магматизма в схеме историко-геологического процесса. Разновидностью карт магматических формаций могут быть карты и схемы магматических провинций (раньше они назывались «петрографическими провинциями»).

При расшифровке характера развития во времени сложного магматизма, по которому имеется большое количество определений абсолютного возраста, используется еще один очень распространенный метод – составление гистограмм. Это графические построения, на которых показывается количество проб с определенными значе-

ниями возраста. На соответствующих гистограммах видно, является ли изучаемый вулканоплутонический процесс равномерным во времени, или в его развитии могут устанавливаться какие-то кульминации. Классическим примером подобного анализа и построений может быть изучение пермско-триасового вулканизма Сибирской платформы или позднеюрского-мелового магматизма Охотско-Чукотского вулканического пояса.

Еще одним методом историко-геологического изучения магматизма, который только начинает разрабатываться, может быть назван метод выявления тектономагматических рубежей. Он сводится к установлению возрастной границы вещественно и генетически разнородных вулканоплутонических проявлений в каких-то тектонических системах. Примером такого случая может быть смена базальтоидных излияний геосинклинального типа гранит-гранодиоритовыми орогенными комплексами, а также смена последних основными вулканами платформенного типа («финальный вулканизм») или щелочно-гранитоидными комплексами этапа тектоно-магматической активизации. Выявление такой границы может осуществляться графическим способом, а сама граница быть либо геологически мгновенной – тогда она проводится одной линией, либо фиксировать случай, когда соответствующие изменения происходили в течение какого-то определенного интервала времени.

ЭТАПЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ

Рассмотрение истории земной коры должно базироваться на определенной *периодичности* – выборе тех этапов, которые наиболее полно и точно характеризовали бы интервалы времени со своеобразными условиями развития, отличающимися от более ранних и более поздних. В основу такой этапности или периодичности обычно принято класть интервалы времени, отвечающие подразделениям стратиграфической или геохронологической шкалы. Однако для докембрия единой глобальной схемы расчленения не существует, а для фанерозоя его периоды и даже эры далеко не всегда отвечают наиболее существенным этапам общих палеогеографических и структурно-геологических обстановок, проявлению геотектонических циклов, развитию основных групп органического мира, характеру осадконакопления и магматизма.

Необходимость существования иной периодизации, «естественной истории», «периодической системы истории» подчеркивали уже А.П. Карпинский (1894), Д.Н. Соболев (1926), М.А. Усов (1936), М.К. Коровин (1950) и др., предлагая свои схемы историко-геологического развития земной коры. В современный этап развития геологии А.С. Монин и О.Г. Сорохтин (1977) говорят о «тектонической периодизации истории Земли». Многие исследователи выявляют какие-то «великие обновления», «переломные моменты», структурно-геологические и тектоно-магматические перестройки или рубежи в геологической истории, которые позволяют предлагать иную схему историко-геологического деления, отличающуюся от стандартной стратиграфической геохронологической шкалы. Попробуем предложить свою схему периодизации, которая будет здесь принята. Она касается в основном фанерозоя, в котором мы выделяем часто используемые понятия типа ранний, средний и поздний палеозой, ранний и средний мезозой, поздний кайнозой и другие, уточняя и обосновывая суть таких этапов.

Наиболее обоснованной следует считать разделение всей земной истории на два крупных надэтапа – ранний этап, отвечающий архею и раннему протерозою, и поздний, или позднепротерозойско-фанерозойский. Они получили название протогея и неогей (палеохрона и неохрона). Граница их определяется возрастом 1,65 млрд. лет. Каждый из этих надэтапов докембрийской истории разделяется на несколько самостоятельных этапов, продолжительность и изученность которых различна.

Вместе с тем, фанерозойские этапы, включающие ранний, средний и поздний палеозой, ранний мезозой, позднюю юру-ранний кайнозой, примерно равновелики, резко отличаются от докембрийских подразделений по своей продолжительности и детальности изучения. Причиной или основанием для этого является более детальная изученность фанерозойской истории, ее более высокая информативность. В частности возможность по находкам органических остатков фиксировать конкретные пространственно-временные события прошлого, характеризовать палеогеографические обстановки, развитие во времени отдельных материков, океанов, складчатых областей, других регионов.

Ранняя история Земли

Это наиболее продолжительный и слабее всего изученный интервал времени ее исторического развития. Выходы докембрия занимают около 20 % поверхности суши, а время их формирования составляет 85 % всей геологической истории. Докембрийские образования включают свыше 60 % минеральных ресурсов планеты, в том числе значительную часть таких важных как железные руды, уран, золото, никель, медь и многие другие. В докембрийской истории четко обособляется ранний надэтап (4–1,65 млрд. лет), включающих архей – ранний протерозой, который разделяется на ряд самостоятельных этапов. Как самостоятельное историко-геологическое подразделение этого времени обычно выделяется догеологический этап, в течение которого формировалась планета.

Учитывая сравнительно небольшие площади выхода докембрия на поверхность и ее длительную историю, нужно обратить внимание на те регионы, где может быть получена интересующая нас

информация. Обычно это выходы на поверхность докембрийских комплексов отдельных платформ. В пределах Восточно-Европейской платформы такими структурами являются Балтийский и Украинский щиты, которые относятся к числу наиболее детально изученных. В Северной Америке размещается крупнейший щит, получивший название Канадского. Наиболее значительные выходы на поверхность докембрия характерны для Африканской платформы. В Азии в пределах Сибирской платформы известны Алданский и Анабарский щиты, на юго-востоке – система Китайских платформ, а также Индо-станская платформа на одноименном полуострове. Определенную информацию о докембрии дают также Австралия и Южная Америка (Бразильский щит).

Кроме выявления каких-то общих закономерностей в докембрийской истории (формирование «серых гранитов», обогащение нижнего протерозоя в нижней своей части скоплениями железа, самое продолжительное в истории Земли позднепротерозойское оледенение, великое обновление с возрастом 1,65 млрд. лет), в отдельных регионах мира могут быть выявлены какие-то своеобразные историко-геологические явления. Среди них установление древнейшего оледенения с возрастом 2,3 млрд. лет, появление своеобразных бесскелетных палеонтологических остатков (эдиакарская фауна и др.). А также весьма многочисленные региональные тектоно-магматические комплексы и циклы тектогенеза, корреляция многих из которых производится лишь условно. Вся эта информация подана здесь лишь в самом сокращенном виде, доступном для нашего усвоения.

Общая схема расчленения докембрия приведена в табл. 2. На ней показано разделение докембрия по так называемой Международной шкале и по шкале Северной Евразии. Они не совпадают. Общими на ней можно считать нижнюю границу венда, принимаемую с возрастом 650 млн. лет, рубеж архея и протерозоя (2500 млн. лет), неопротерозоя и мезопротерозоя (каратавия и юрматиния, 1000 млн. лет), а также какие-то преобразования с возрастом 1650 млн. лет, трактуемые как граница карелия и верхнего рифея. Такие рубежи и основанные на них этапы с некоторыми уточнениями принимаются и нами.

Шкала расчленения докембрийских отложений
(по Н.В. Короновскому и др., 2006)

Международная шкала			Шкала Северной Евразии			
эон	эра	период, млн лет	акро- тема	эонотема	эратема	система
Основание кембрия				Основание кембрия		
	Неопротерозой 1000	650 850	Проте- розой		Венд 650±20	Верхний
Проте- розой	Мезопротерозой 1600	1200 1400		Верхний рифей		Верхний карата- вий) 1000±50
		Палеопротеро- зой 2500	1800 2050 2300		Средний (юрма- тиний) 1350±50	
	Архей		Верхний 3000			
	Средний 3500		2500±50	1650±50 Нижний карелий	Верхний карелий 1900±50	
	Нижний 4000			Архей	Верхний 3150±50	Нижний карелий
				Нижний		

Догеологическая история

Эта история Земли начинается с момента образования планеты и до начала архея. На основании определения возраста метеоритов, лунных пород и различных расчетов, в том числе, скорости поступления космического материала, предполагают, что наша планета как самостоятельное тело образовалась 5–6 млрд. лет назад путем аккреции – гравитационного захвата и уплотнения космического вещества. Формирование ее протокоры началось 4,6–4,2 млрд. лет назад. Важнейшим событием этой древнейшей истории была интенсивная космическая бомбардировка, которой планета подвергалась в интервале 4,6–3,9 млрд. лет.

Уплотнение земного вещества, бомбардировка и другие причины вызвали ее плавление до глубины 600–700 км, образование на поверхности «магматического океана», что обусловило первичную дифференциацию в верхней зоне Земли, образование базальтового слоя, а также всплывание на поверхность гранодиоритовых и тоналитовых шлаков, превратившихся затем в «серые гнейсы». Бомбардировка и вулканизм стали причиной образования первичной атмосферы, которая резко отличалась от современной; она была бескислородной и включала азот, аммиак, углекислоту, водяные пары, метан, водород, соляную и другие кислоты. По мере остывания Земли на ее поверхности начали появляться озерные бассейны, элементы гидросферы.

В архейской истории следует обособлять три этапа – катархейский (древний архей), ранний и поздний архей. В **катархее** (4–3,5 млрд. лет) формировались «серые гнейсы», залегающие в фундаменте большинства платформ. Основой для образования этих пород андезитодацитового состава была уже упоминавшаяся силикатная «накипь» (шлак). Подобные скопления с обычным возрастом 3,8–3,3 млрд. лет известны в виде гнейсовых овалов – округлых структур с диаметром 50–200 км. В катархее, или древнем архее началось накопления древнейших осадочных пород (3,7–3,6 млрд. лет), формировавшихся в обширных бассейнах. А это уже свидетельствует о существовании на земной поверхности гидросферы, существенно изменившей историю развития Земли.

Ранний архей

Интервал времени с возрастом 3,5–3 млрд. лет характеризуется существованием уже устойчивых водных бассейнов, в которых образуются осадочные породы – хемогенные железисто-кремнистые и терригенные. Такие депрессионные структуры принято называть протогеосинклиналями. С возрастного уровня 3,6–3,5 млрд. лет началось формирование **зеленокаменных поясов** – структур, залегающих на эродированной поверхности серых гнейсов, которые сопровождаются обширными излияниями основных лав и трактуются обычно как рифтогенные. Примерно 3,3–3,2 млрд. лет назад имели место воздымания и внедрение многочисленных калиевых гранитоидов, что содействовало образованию осадочной оболочки земной коры.

В конце раннего архея на больших площадях проявилась складчатость, известная как кольская или саамская на Балтийском щите, трансваальский или гурийский орогенез в Африке, нилгри-мадрасский метаморфизм в Индостане. В результате этих процессов оформился достаточно мощный гранито-метаморфический слой, началось формирование отдельных консолидированных структур.

Наконец, к началу архея относят еще одно важнейшее событие – появление жизни на Земле. В Южной Африке, Гренландии, на юге Канадского щита, на Украине и других районах обнаружены следы бактерий, нити сине-зеленых водорослей и остатки спороморфных образований. Из числа таких древнейших строматолитов необходимо назвать находки в Австралии с возрастом 3,5 млрд. лет, бульвайской серии Родезии (3,2–2,9 млрд. лет). Эти первые обитатели нашей планеты, заселявшие мелководные бассейны, жили в практически бескислородной среде. Жизнедеятельность сине-зеленых водорослей (цианофитов) приводила к увеличению кислорода в атмосфере и гидросфере. Таким образом, примерно с рубежа 3,5 млрд. лет жизнь становится активным геологическим фактором. Причем, гидросфера, или водяная оболочка не была лишь пассивной средой для развития биосферы; она в определенной степени и продукт самой земной жизни.

Поздний архей

Возрастной интервал 3–2,6 млрд. лет трактуют обычно как стадию начавшейся структурной дифференциации земной коры. В это время продолжают формироваться зеленокаменные пояса, прото-эвгеосинклинали, разделенные протоплатформенными массивами, а также идет интенсивное образование парагнейсовых поясов (аналоги протомиогесинклиналей), окаймляющих гранит-зеленокаменные области. Среди пород верхнего архея уже часто встречаются железистые кварциты; их образование определяется отсутствием или незначительным содержанием кислорода, что обеспечивало высокую миграционную способность железа и марганца. Возможна активная роль в этом осадкообразовании железобактерий. А также космическая бомбардировка, поступление железных метеоритов.

В позднем архее продолжается дальнейшее развитие органического мира; появляются первые зеленые водоросли. В результате фотосинтеза начал появляться кислород и могли возникнуть «кисло-

родные оазисы». В слоях с возрастом 2,8–2,6 млрд. лет часто обнаруживаются строматолиты. Это карбонатные биогенные скопления, являющиеся продуктом жизнедеятельности сине-зеленых водорослей; их можно считать одной из первых органических пород. Еще одним продуктом жизнедеятельности мог быть графит, скопления которого известны в верхнем архее.

На данном этапе продолжается усложнение геосинклинального процесса. По набору формаций в составе протогеосинклиналей выделяют структуры с накоплением преимущественно вулканических и флишеидных образований. В развитии зеленокаменных поясов уже фиксируются геосинклинальные и орогенные режимы. Последние характеризовались воздыманиями и накоплением молассовой формации – плохо сортированных, грубообломочных отложений (например – тимискамингский комплекс Северной Америки, шамвайская серия и комплекс Модис в Южной Африке). Наряду с выразительными геосинклинальными процессами в позднем архее начинается формирование древнейших платформ. Самый древний на планете протоплатформенный чехол изучен в Южной Африке, где он представлен комплексом Витватерсранд (пестроцветные косошлойчатые кварциты, золото- и ураносодержащие конгломераты, прослойчатые глинистые сланцы). Такого рода массивы древней консолидации вместе с вновь образованными складчатыми областями составили основу ряда платформ.

Конец архея характеризуется активным тектогенезом и гранитоидным магматизмом, которые образуют две основные эпохи. Первая из них с возрастом около 2,85 млрд. лет проявлена беломорской складчатостью на Балтийском щите, раннематурским орогенезом в Гренландии, начальным метаморфизмом в пределах Украинского щита. Более интенсивными были разнородные тектономагматические процессы в конце архея, статистический максимум которых относится к 2,6 млрд. лет и обычно принимается за границу архея и протерозоя. Это родезийский диастрофизм в Африке, обусловивший оформление Южно-Африканской платформы, ребольская складчатость Балтийского щита, дарварская орогенезия и метаморфизм в Индокитае, время формирования метавулканических поясов в Становой области Сибири, возможно кеноранская складчатость в Северной Америке, позднематурская орогенезия в Гренландии.

Ранний протерозой

Интервал времени с возрастом, который по обычно принятым у нас представлениям составляет 2,6–1,65 млрд. лет, может рассматриваться как начальная стадия развития земной коры с уже отчетливо проявленными геосинклинальными и платформенными режимами. Это время существования платформ, между которыми продолжали существовать протогеосинклиники. По своим тектоническим и историко-геологическим особенностям ранний протерозой близок к позднему архею, что дает основание некоторым исследователям для объединения их в один надэтап. Своеобразием раннего протерозоя следует считать резко повышенную рудоносность формирующихся в это время отложений.

Нижнепротерозойские комплексы распространены практически в пределах всех платформ и представлены разнообразными в формационном и генетическом отношении породами, которые образуют четыре основные ассоциации: вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований, терригенных морских и континентальных отложений, кремнисто-глинистых и железистых кварцитов, а также пока еще редких карбонатных пород (известняки, доломиты). Особенностью нижнего протерозоя можно считать резкое возрастание континентальных терригенных образований – орогенных и красноцветных платформенных.

Кроме того, в данный этап усилилась дифференциация палеогеографических обстановок, проявляется сложная их зональность, имело место частое чередование климатов. Результатом этого было формирование, наряду с континентальными красноцветами, многочисленных углеродосодержащих отложений: воронцовская серия флишоидных углисто-терригенных пород и оскольская серия Воронежского массива, графитовые сланцы в ингулецкой серии Украинского щита, шунгиты в ятулийском комплексе Балтийского щита, углистые сланцы в серии Франсвиль и графитовые сланцы серии Адола в Африке и т. д.

Особый промышленный и историко-геологический интерес вызывает формирование железистых кварцитов, или джеспилитов, образующих большие скопления в самых различных районах: это криворожская серия Украинского щита, курская серия Воронежского массива, железорудные пласты гуронского комплекса Северной

Америки, железорудная серия Большого Хингана. Обычно предполагается, что накопление тонкослоистых ритмичных рудоносных толщ большой мощности (до 1,5 км в Криворожье, до 2,5 км в пределах КМА) могло быть обусловлено своеобразными биогеохимическими процессами этого времени: периодическим возрастанием биомассы сине-зеленых водорослей и, как следствие, увеличением содержания кислорода, что должно было вызвать переход растворенных закисных соединений в трудно растворимые окисные, которые и осаждались. Аналогично формировалась и меденосная удоканская серия Алданского щита. В последнее время накопление большого количества железа связывают с его космическим поступлением, встречей Земли с грандиозным поясом железистых метеоритов.

В нижнем протерозое Северной Америки (гуронский комплекс), в основании верхнего его осадочного цикла, называемого серией Кобальт, залегают тиллиты – следы самого древнего оледенения из числа достоверно известного на Земле. Данное оледенение получило название гуронского, и возраст его определяется в 2,3 млрд. лет. Возможно, что синхронным им являются тиллиты серии Претория в Африке (середина среднего протерозоя, прорываемого гранитами с возрастом 1,8 млрд. лет). Такое совпадение возраста древнейшего оледенения и активного накопления железистых кварцитов нельзя считать случайным; это явление может быть взаимообусловленным.

В течение раннего протерозоя имело место неоднократное проявление складкообразования, регионального метаморфизма и диастрофизм. Среди таких проявлений следует различать тектогенез с возрастом 2,3–2,2 млрд. лет (селецкая складчатость Балтийского щита, пенокийская орогения Северной Америки, трансамазонский орогенез Южной Америки, позднедарварская орогения Индостана, крупная структурно-геологическая перестройка в Китае на границе этапов хуто и утай). А также горообразование с возрастом около 2 млрд. лет (эбурнейский орогенез Африки, движения Дабешань и орогения Лулян в Китае, региональная гранитизация на Сибирской платформе). Но наиболее значительными были тектономагматические события в интервале времени 1,8–1,65 млрд. лет.

Среди важнейших тектонических проявлений этой группы были гудзонская и мазатзальская орогении Северной Америки (1,8–1,65 млрд. лет), карельская и свекофенская складчатости Балтийского щита, событие Стренгуэйз, или главный диастрофизм, а

также событие Эйлерон в Австралии (1,8 и 1,7 млрд. лет), гвианская складчатость, метаморфизм и гранитизация в Южной Америке (1,8 млрд. лет), санерутский орогенез Гренландии, восточногоатская орогения Индостана (1,6 млрд. лет). Эти сближенные во времени проявления тектогенеза, сопровождающиеся внедрением многочисленных гранитоидов, обусловили консолидацию материковых структур, их кратонизацию, которая подготовила крупнейшую структурно-геологическую перестройку на границе раннего и позднего протерозоя, обусловила «великое обновление» в истории земной коры.

Поздняя история Земли

Поздняя история развития земной коры, называемая также неогеем или неохроном, отвечает позднему протерозою и фанерозою. Она начинается с великого обновления, возрастная граница которого принимается в 1,65 млрд. лет. Это стадия развития типичных платформенных и геосинклинальных структур, переросшая в последней трети фанерозоя в стадию формирования литосферных плит и срединно-океанических хребтов. Структурный план складчатых сооружений неогей резко отличается от более древней ее схемы, что можно наблюдать в самых различных регионах.

Для рассматриваемой здесь поздней истории характерны свои особенности палеогеографического развития и условий осадконакопления, среди которых нужно назвать постепенное возрастание органической седиментации (карбонатные породы, а затем угли и различные биотические кремнистые породы – радиоляриты, опоки и др.), более резкая дифференциация тектогенеза, рельефов и климатов. В составе неогей можно выделить позднепротерозойский надэтап, близкий по длительности к архейскому или раннепротерозойскому, а также значительно более кратковременные этапы фанерозоя, которые можно охарактеризовать более детально. Что и будет сделано.

Позднепротерозойский надэтап

Поздний протерозой в современном его понимании (1,65–0,57 млрд. лет) включает такие геохронологические подразделения как рифей и венд, начавшийся примерно 0,7 млрд. лет назад. Это переходный от раннего докембрия к фанерозою интервал времени, в течение которого структурный план и характер развития оставался

более или менее однотипным. Среди седиментационно-палеогеографических его особенностей необходимо назвать постепенное возрастание терригенного и карбонатного осадконакопления, а среди климатических – увеличивавшуюся аридизацию континентальных климатов. Наиболее яркой чертой надэтапа следует считать самое продолжительное в истории Земли оледенение, развивавшееся в последнюю его треть (950–640 млн. лет). Наконец, в позднем протерозое активно развивается органический мир, подготовивший поздневендско-раннекембрийский биологический взрыв – оформление эдиакарской (вендской), а затем скелетной фанерозойской фауны.

В дополнение к сине-зеленым водорослям раннего протерозоя, с этого надэтапа развиваются также зеленые и красные водоросли. Причем, наряду с бентосными формами появляются планктонные. В верхах рифея встречаются следы илоидов и копролиты, которые трактуются как доказательство появления первых многоклеточных животных. Органические образования позднего протерозоя позволяют уже производить межрегиональное сопоставление содержащих их отложений на биостратиграфической основе, что знаменует качественно новые условия его изучения.

По представлениям Л.И. Салопа, Ч.Б. Борукаева и др. исследователей началу позднего протерозоя предшествует переломный этап, в течение которого незрелая сиалическая земная кора в результате процессов активного тектогенеза и сиалического магматизма (субсеквентный вулканизм, внедрение многочисленных гранитоидов) переходит в зрелую кору. К этому времени оформляются все древние платформы, а также разделяющие их геосинклинальные складчатые пояса. Одним из проявлений такой перестройки является резко различный структурный план архейско-раннепротерозойских и позднепротерозойских складчатых сооружений, что мы можем наблюдать на примере структур Украинского и Канадского щитов, юго-востока Сибирской платформы и др. На всех этих платформах начинается формирование осадочного чехла.

В течение раннего протерозоя оформились или наметились все основные складчатые пояса (Средиземноморский, Атлантическо-Арктический, Урало-Монгольский), активно развивавшиеся и в течение какой-то части фанерозоя, а также продолжали с раннего протерозоя свое развитие Внутриафриканский и Бразильский подвижные пояса, консолидированные лишь к концу надэтапа. В Северной Америке поздние протерозойды наиболее полно представлены в преде-

лах Гренландского складчатого пояса, консолидация которого имела место в гренвильскую эпоху тектогенеза (1,1–0,9 млрд. лет). Верхнепротерозойские складчатые сооружения почти повсеместно распространены в Урало-Монгольском поясе. Выделение в Центральном Казахстане, Тянь-Шане, Кызыл-Кумах и др. районах исседонской складчатости с возрастом 1,15–1,1 млрд. лет (Зайцев, 1971), синхронной гренвильской, позволяют обосновывать существование единого подвижного пояса.

Палеогеографические обстановки позднего протерозоя были достаточно разнообразными. В течение данного надэтапа существовала система материков, разделенная океаническими бассейнами, которые были на месте соответствующих поясов – Япетус в Северной Атлантике, Прототетис в Средиземноморском, Центрально-Азиатский и Палеопацифика на месте Тихого океана. Рельеф континентальных площадей был достаточно расчлененным, о чем свидетельствует широкое распространение терригенных отложений, но выположенным, обусловившим формирование красноцветов. Предполагается, что содержание кислорода в рифейской атмосфере достигало 1 % от современного, что было достаточным для появления в венде бесскелетной фауны. Характерной чертой позднепротерозойского осадконакопления была четко проявленная седиментационная цикличность, что четко можно наблюдать на примере стратотипического разреза рифея, но меньшая, чем в фанерозое скорость этого процесса.

Достаточно уверенно можно восстанавливать историю позднепротерозойского оледенения. Наиболее древние его проявления с возрастом 950–850 млн. лет установлены в Африке (раннеконголезское), а также в Китае и Австралии. В раннем венде оледенение охватило практически все материки, и оно рассматривается как крупнейшее во всей истории планеты. Следы его известны на Скандинавском п-ове, на юге Восточно-Европейской платформы, Урале, в Казахстане, Китае, Австралии, Гренландии, Аппалачах, Бразилии. Оно получило название лапландского или варангерского оледенения и обычно определяется значениями 670–640 млн. лет назад. Вероятно, холодные условия этой ледниковой эры сдерживали развитие органического мира рифея.

Поздний протерозой не был однородным в тектоническом отношении; в течение данного надэтапа проявлены по крайней мере 3 эпохи складчатости с возрастом 1,4–1,2 млрд. лет (эльсонская, гот-

ская, аравалийская), 1,1–0,9 млрд. лет (гренвильская, дальсландская, кибарская, миная, исседонская эпикарпентарская) и 0,8–0,65 млрд. лет. Последняя эпоха получила в Евразии название байкальской, а в Африке катангской или дамарской. Байкалиды значительно нарастили Сибирскую и Китайскую платформы, а соответствующий тектогенез консолидировал составные части Африкано-Аравийской и Южно-Американской платформ.

Еще одной особенностью позднепротерозойского надэтапа было формирование на платформах своеобразия прогибов, получивших название авлакогенов. Первоначально выделенные на Восточно-Европейской платформе (Пачелмский, Оршанский, Беломорский, Волынский и др.) они затем были установлены и на другие платформах и материках. Их типовой и более молодой структурой является прогиб Большого Донбасса и система Вичита Северной Америки.

Схема размещения рифейских авлакогенов показана на рис. 3.

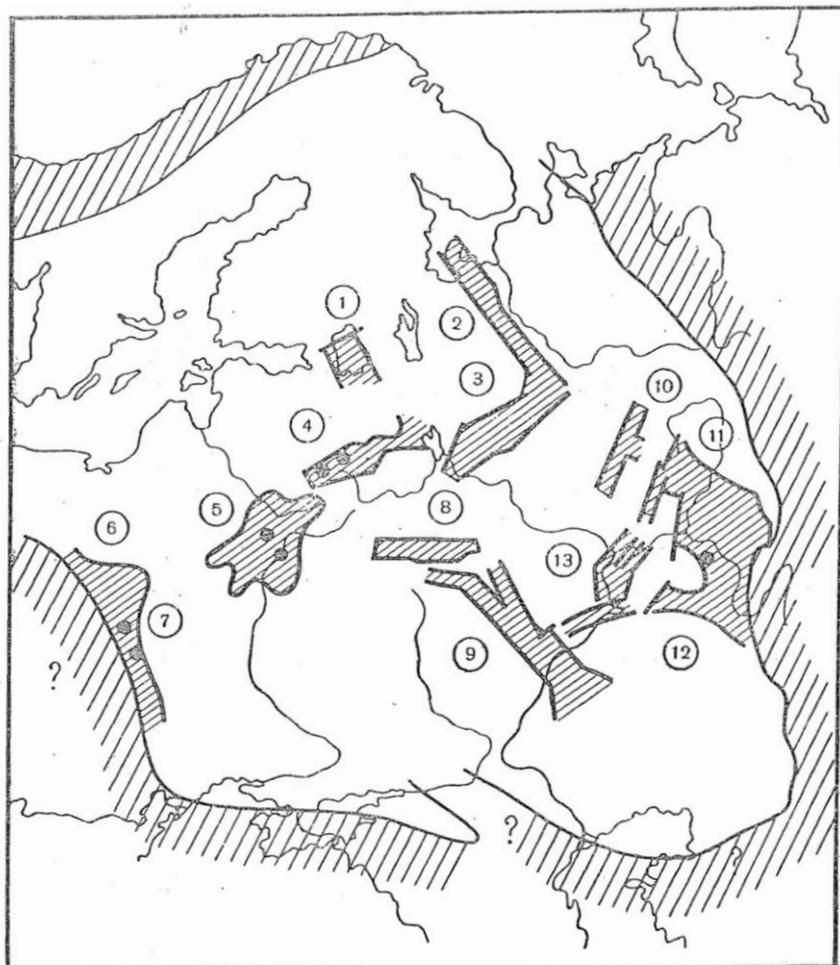


Рис. 3. Основные структуры Восточно-Европейской платформы в рифейское время (по И.Е. Постниковой)

Это позволяет рассматривать рифей как авлакогенную стадию развития древних платформ. С позднего венда воздымания, расколы, рифтогенез и обширные излияния базальтовых лав на платформах сменяются трансгрессиями и формированием синеклиз (синеклизная стадия).

Поздневендский-раннекембрийский этап

Пограничный между докембрием (криптозоом) и фанерозом этап с возрастным интервалом 630–550 млн. лет характеризуется важными историко-геологическими и палеонтологическими чертами, позволяющими обособлять его в истории Земли. Главным событием данного времени стало появление в середине венда своеобразной фауны, получившей название эдиакарской или вендской, которая сменилась скелетной фауной фанерозоя. В низах палеозоя «внезапно» (!?) обнаруживаются представители почти всех типов животного царства, имевшие к тому же минеральный, обычно карбонатный скелет. Данный возрастной уровень принимался за нижнюю границу палеозоя (фанерозоя), его кембрийской системы.

Однозначного объяснения этого феномена нет. Не найдена и единая причина, объясняющая подобные «эволюционные взрывы»; возможно, их было несколько. По литологическому составу верхний венд обычно резко отличается от нижнего венда, и обнаруживает сходство с нижним кембрием, образуя с ним единый формационный комплекс. Это существенно терригенно-глинистые отложения в Европе, Австралии, Северной Америке, Африке и карбонатные в Сибири и Китае. Следовательно, резкие изменения тектонических режимов и седиментационно-палеогеографических обстановок можно предполагать лишь в середине венда (весьма выразительной является структурно-геологическая перестройка на возрастном уровне 630 млн. лет, фиксируемая на всех материках) и их отсутствие непосредственно на границе докембрия и кембрия. Отсутствие в верхнем венде ледниковых отложений свидетельствует о потеплении климата, таянии огромных ледниковых масс и, как результат, – крупной трансгрессии, с началом которой формируется обширный осадочный чехол на многих платформах. Возможно, что именно такое изменение или даже улучшение климатических и палеогеографических обстановок содействовало появлению и расцвету эдиакарской фауны.

Сложнее объяснить появление у фауны скелета. Причиной этого могло быть резкое возрастание солености мирового океана, а также воздействие на органический мир Земли жестких космических или радиоактивных излучений, меняющих генную и хромосомную их структуру и усиливающих мутационную изменчивость. Такое явление вполне логично ожидать в позднем венде, когда после длительного позднепротерозойского оледенения (950–640 млн. лет) с его вероятными туманами, густой низкой облачностью и высокими испарениями, земная поверхность стала открыта небу. Данных о возрастании солености вод мирового океана нет; скорее наоборот – можно ожидать их резкое опреснение, вызванное таянием ледников. Первые значительные скопления солей известны с конца раннего кембрия, что имело место уже после появления скелетной фауны.

Хорошее обоснование одновременности появления скелета у разных групп морских животных дает Г.П. Леонов (1985). Он предполагал, что в позднем венде имела место миграция пресноводной мелководной фауны материков в глубоководные бассейны, которая спасалась от космического облучения. В таком случае, не Мировой океан, как это принято считать, был родиной современной органического мира, а материковые бассейны. Эта первая широкая экспансия пресноводных обитателей в морские и океанические бассейны завершилась неудачей; большинство данных групп не смогло приспособиться к жизни в соленой воде, и подверглась почти полному вымиранию. Возможно, что результатом такого активного органо-генного продуцирования было обогащение пограничных вендско-кембрийских отложений фосфатами, что можно наблюдать во многих регионах. Следующая новая экспансия органического мира в моря совпала с раннекембрийской трансгрессией и стала успешной. Великое вымирание на границе эонов резко активизировало приспособляемость и изменчивость эволюционирующей биоты, содействовало расцвету приспособившихся к новым условиям животных.

В целом поздневендский-раннекембрийский этап характеризуется возросшей по сравнению с рифеем дифференциацией тектонических режимов. Это время проявления активных эвгеосинклинальных режимов в отдельных тектонических системах. Подобные вулканогенно-кремнистые комплексы известны в Алтае-Саянской области (Кузнецкий Алатау, Саян, Горный Алтай, Салаир, Томь-Колыванская область), Центральном Казахстане, Северном Тянь-

Шане, Южной Монголии и других областях Монголо-Охотского пояса. В других тектонических системах имели место режимы противоположного типа. Так, в байкалидах Африки, Южной Америке и Индостане рассматриваемый этап характеризуется резкой активизацией гранитоидного магматизма.

Данный этап был временем так называемой панафриканской орогении и тектоно-магматической активизации, эпохой завершения бразильского геотектонического цикла и других аналогичных проявлений, которыми была обусловлена консолидация Гондваны. Такая контрастность разнородных тектонических режимов может быть либо результатом более детальной изученности рассматриваемого этапа, либо ее особенностью, что отличает ее от позднего протерозоя.

Еще одной особенностью данного этапа было накопление в раннем кембрии одного из крупнейших в истории Земли фосфоритов и солей. В это время образовались обширнейшие фосфоритоносные бассейны в Каратау (Казахстан), на юго-востоке Китая (провинция Юньнань) и на севере Вьетнама. Кембрийский период накопления каменных солей, по некоторым представлениям, сопоставим по масштабам с крупнейшими солеродными эпохами девона и перми.

Раннепалеозойский этап

В раннепалеозойский этап включается интервал времени от конца раннего кембрия до конца силура, что в абсолютном исчислении составляет 550–400 млн. лет. Это время преимущественно морских, талассократических обстановок и обширных геосинклинальных режимов на площадях современных материков; в активные прогибания вовлекаются различные области Атлантического и Урало-Монгольского поясов. Большинство платформ представляло собой тогда низменные суши, мелководные моря или системы островов. Из материков достаточно крупным была лишь Гондвана; небольшими участками суши были также Северная Америка и частично Восточно-Европейская и Северно-Китайская платформы. В течение данного этапа происходит консолидация салаирид (орогенная стадия их развития), а затем формирование структур, получивших название ранних каледонид.

Началом этапа следует считать раннекембрийскую структурно-геологическую перестройку, которая завершила позднебайкальскую

консолидацию материков. Аналогичной была и среднеордовикская перестройка, возраст которой около 480 млн. лет; она разделяет ранний палеозой на два равновеликих интервала времени. По продолжительности ранний палеозой вдвое превышает все остальные рассматриваемые нами этапы фанерозоя; однако такое его объединение и выделение производится на основании структурно-геологической и историко-геологической близости этих двух его подэтапов. Следовательно, рассматриваемый этап включает три первых периода палеозоя: кембрий (без ранней его эпохи), ордовик и силур. Общие более детальные сведения о развитии в течение этих периодов можно найти практически во всех учебниках по исторической геологии.

Органический мир раннего палеозоя характеризуется становления и развитием всех типов животных и низших растений. Представители его обитали преимущественно в воде, что позволяет этап в целом называть талассозоем, или эрой морской жизни. Среди основных групп животного мира необходимо назвать трилобитов, беззамковых брахиопод, головоногих моллюсков, граптолитов, иглокожих (цистоидеи). Для второй половины этапа характерно его обновление – появились бластоидеи и криноидеи (иглокожие), четырехлучевые кораллы, атрипиды и спирифериды (брахиоподы). В силуре появились мшанки и морские ежи. Важным событием развития органического мира раннего палеозоя было первое великое вымирание, проявленное на границе ордовика и силура, когда исчезло около 40 % родов морских животных.

Среди основных **структурно-геологических** элементов этапа необходимо назвать существование суперматерика Гондвана; небольшие материки были на месте Северной Америки, Восточной Европы. Наиболее выразительными океанами был Япетус, располагавшийся на месте Северной Атлантики, и Урало-Монгольский океан, приуроченный к одноименному складчатому поясу. История развития этих структур наиболее детально изучена на примере Аппалачской складчатой области и ранних каледонид Скандинавии и Великобритании; именно в Уэльсе обосновано выделение трех древнейших систем палеозоя.

Размещение раннепалеозойских структур резко отличается от современного их плана. Палеомагнитные, палеоклиматические и палеонтологические данные свидетельствуют о том, что Гондвана располагалась в высоких широтах южного полушария с прохладным, а

иногда холодным климатом и бедной фауной. Следствием раннекаледонских воздыманий и прохождения материка через приполярные районы было сравнительно небольшое позднеордовикское оледенение. Платформы Лавразии, в том числе Сибирская платформа, располагались в низких широтах близ экватора, в зоне с жарким влажным, а временами засушливым аридным климатом, что сопровождалось формированием карбонатных пород, красноцветов, эвапоритов. Ширина Япетуса составляла до 2000 км, что значительно уступает нынешним размерам Атлантики; Палеоазиатский океан имел ширину до 4000 км, а Уральская его ветвь – 1500 км.

Структурный план и *палеогеографические* обстановки раннего палеозоя оставались однотипными; уровень мирового океана этого времени оставался выше современного. Некоторое сокращение морских площадей фиксируется в конце кембрия, в конце среднего ордовика, в конце ордовика и в конце силура. Наиболее выразительные трансгрессии были в позднем кембрии, среднем ордовике и позднем ордовике (ашгильский век). В климатическом отношении первая половина этапа характеризуется потеплением, продолжавшим таковое позднего венда-раннего кембрия. Во второй половине имело место похолодание, сопровождавшееся локальным оледенением (Южная и Северная Америка, Северная Африка, Европа).

Осадконакопление характеризуется формированием сравнительно однообразных глинистых и карбонатно-терригенных отложений со сложными фациальными замещениями. Среди своеобразных и достаточно распространенных отложений были глубоководные глинистые породы с отпечатками граптолитов (граптолитовые сланцы). Наиболее обширное накопление карбонатов приурочено к восточной части Азии (Северо-Восток, Сибирская платформа, Северный Китай). Континентальные красноцветы были редки. Достаточно распространенными были кремнистые отложения в океанических бассейнах геосинклинального типа.

Магматизм геосинклинального типа известен в осевых зонах областей Атлантического и Урало-Монгольского поясов. Местами такие вулканиты достигают больших мощностей (Прибалхашье, Шотландия). Орогенные сиалические комплексы развиты на небольших площадях (Алтае-Саянская область, Северный Тянь-Шань, Центральный Казахстан, Забайкалье, Аппалачи).

Тектонические движения раннего палеозоя сравнительно слабо изучены. Многие исследователи подчеркивают вялое развитие тектогенеза и, как следствие, его невыразительность. Первая половина этапа отвечает времени салаирского орогенеза, известного в самых различных регионах: в Алтае-Саянской области, на Дальнем Востоке, Закарпатье, Урале. Зоны этой консолидации разделялись морскими и океаническими бассейнами с прогибаниями весьма умеренной интенсивности. Во второй половине этапа формировались ранние каледоницы (таконский или алтайский орогенез), районами наиболее выразительного проявления которого были Атлантический и центральная часть Урало-Монгольского поясов. Многочисленные тектонические фазы не имеют, как правило, хорошей датировки. Структурно-геологическая перестройка в середине ордовика существенно не изменила палеогеографический и тектонический план земной поверхности.

Среднепалеозойский этап

Интервал времени, включающий девон и первую половину раннего карбона (400–325 млн. лет) обособляется как среднепалеозойский этап. Он характеризуется своим структурно-геологическим планом, своеобразием тектогенеза и осадконакопления, большим разнообразием магматических проявлений. Это время существования материков Гондвана, Лавразия и Ангариды; тогда же окончательно оформляются Палеотетис и Урало-Монгольский (Уральский и Центрально-Азиатский) океаны. Данный этап отвечает проявлению собственно каледонского орогенеза и формированию каледонид, а также характеризуется прогибаниями геосинклинального типа в герцинидах. Началом этапа следует считать структурно-геологическую перестройку, имевшую место на границе силура и девона; ей отвечает арденская, эрийская и др. тектонические фазы.

Важной особенностью развития **органического мира** данного этапа был начавшийся активный выход на земную поверхность растений и животных, что стало следствием глобальной регрессии в конце силура. Это время кратковременного формирования своеобразных растительных групп – псилофитов и прогимноспермовых. К концу раннего-началу среднего девона наряду с риниофитами существовали все основные группы споровых растений – плауновидные,

членисто-стебельные папоротники, а к концу девона появились первые голосеменные растения.

Среди представителей животного мира в среднем палеозое развивались тентакулиты и плакодермы; продолжался расцвет криноидей, брахиопод, трилобитов, рогоз, бесчелюстных позвоночных. Из водных позвоночных господствовали рыбы – панцирные, хрящевые и костные; особенно многочисленными они были в девоне, поэтому его иногда называют «периодом рыб». Максимального развития достигают замковые брахиоподы; особым богатством характеризуются спирифериды, атрипиды, ринхонеллиды и теребратулиды, которые являются важнейшими для разработки стратиграфических схем. В позднем девоне появились первые земноводные – стегоцефалы. Вместе с тем, исчезают или сокращаются цистоидеи, эндоцератиты, граптолиты.

Структурный план среднего палеозоя существенно отличается от раннепалеозойского. Произошло закрытие океана Япетус, на месте которого сформировались каледониды Атлантического пояса. Гондвана и Лавразия были разделены оформившимся океаном Палеотетис, который протягивался от герцинид Европы через Кавказ и Гималаи до Тихого океана. Вероятно, через Мексиканско-Аппалачскую область Палеотетис выходил в Восточную Пацифику. Вторым выразительным океаном был Урало-Монгольский, соединявшийся с Тихим через бассейны Таймыра, Верхоянья на севере и Монголо-Охотским прогибом рифтового типа на юге. Он же оконтуривал Ангарату – небольшой материк, располагавшийся в это время на месте Сибирской платформы.

Ликвидация в среднем палеозое океана Северной Атлантики (Япетуса) и формирование здесь горно-складчатых сооружений обусловило соединение Северной Америки с Европой; образовавшийся при этом континент получил название Лавразии. В последнее время этот материк называют Евроамерикой или Лаврусией, что более точно определяет его суть. Формировавшиеся на месте сочленения материков каледониды окаймлялись системой лагунных и континентальных бассейнов, в которых в первой половине девона накапливались красноцветы (они называются древним красным песчаником, или олдредом), а соответствующий образовавшийся континент именуют иногда Красным.

Средиземноморский и Урало-Монгольский пояса, на месте которых располагались соответствующие океаны, испытывали в среднем палеозое активные прогибания, сопровождавшиеся подводным вулканизмом. Данные процессы геосинклинального типа развивались одновременно с каледонским орогенезом, наиболее четко проявленным в Центральном Казахстане, Северном Тянь-Шане, частично Алтае-Саянской области и Северной Монголии, а также в Атлантическом поясе. Орогенез сопровождался внедрением многочисленных гранитоидов и наземными излияниями кислых и средних лав; в Казахстане в это время сформировался один из первых в фанерозое крупных наземных вулканических поясов.

Особый интерес в среднепалеозойской истории представляет формирование *трансматериковой рифтовой системы*, рассекавшей Лавразию и обрамлявшей ее с востока. Она включает прогибы Вичита в Северной Америке, ряд рифтов Центральной Европы, Сарматский рифт (прогиб Большого Донбасса), которые через Туранскую плиту и Северный Тянь-Шань протягиваются в пределы Куньлунь-Циньлинской системы Северного Китая. Далее рифтовая система поворачивает на север, и ее продолжение может фиксироваться в Корее, Японии (рифт Мотаи), вероятно, осевой зоне Сихотэ-Алиня и на Севере-Востоке (Сетте-Дабанский, Арга-Тасский, Алазейско-Олойский и др. рифты). Причиной данного рифтогенеза были сжатия и воздымания жестких участков Евразии, которые затем начали раскалываться и формировать рифты.

Палеогеографические обстановки среднего палеозоя существенно отличались от раннепалеозойских. С конца силура и в первой половине девона на обширных площадях была проявлена регрессия, сменившаяся позднедевонским наступлением моря, а затем весьма обширной «великой визейской» трансгрессией. Этап характеризуется большим разнообразием условий осадконакопления, в том числе формированием самых разных платформенных и геосинклинальных формаций – карбонатных, терригенных, вулканогенно-кремнистых, красноцветных. Со второй половины этапа начинается накопление гумусовых углей, а ко второй половине девона приурочено активное соленакопление (прогиб Большого Донбасса и др.). Общие представления о седиментационно-палеогеографических условиях данного этапа дает схема размещения их в пределах Евразии (рис. 4). На этой же схеме показано размещение среднепалеозойских материковых рифтов.

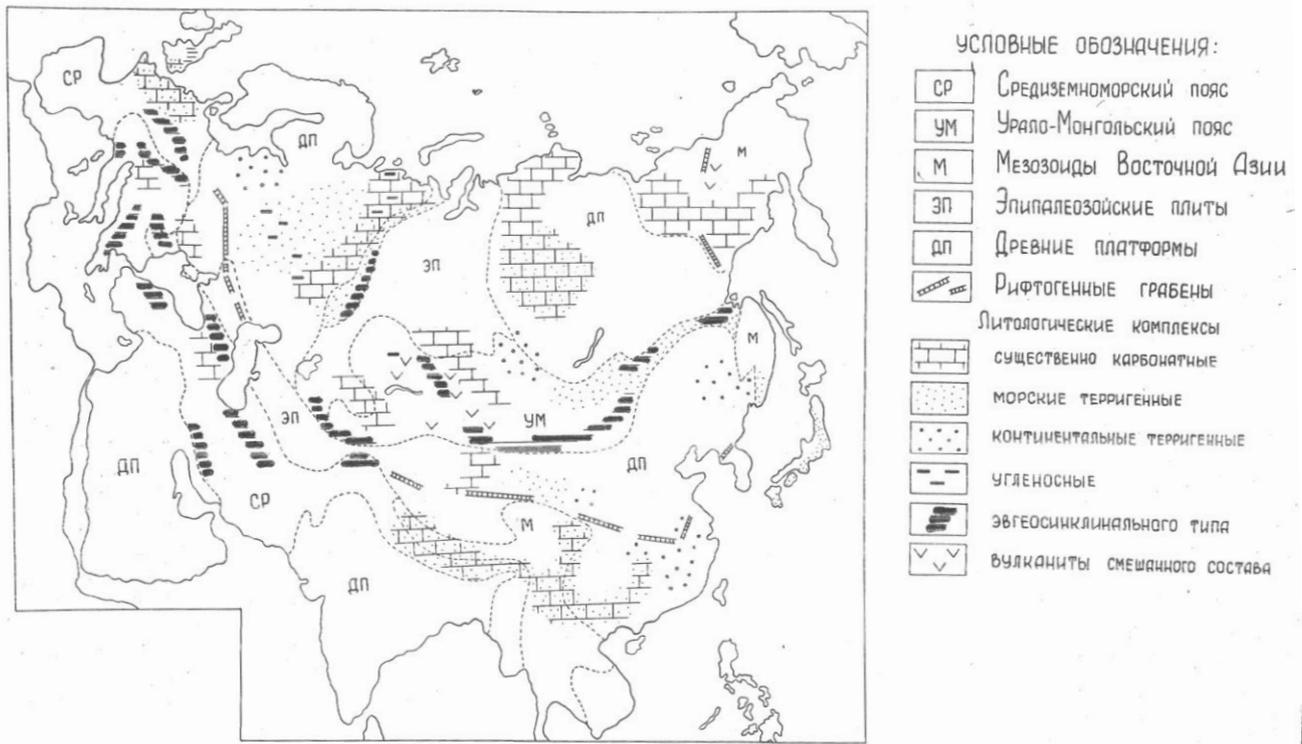


Рис. 4. Схема размещения главнейших литологических комплексов среднего палеозоя Евразии

Тектонические движения среднего палеозоя характеризуются контрастностью и выразительностью проявления. По материалам изучения их в Европе и Северной Америке для этапа устанавливается порядка 20 трансгрессивно-регрессивных перемещений, что свидетельствует о возрастании тектонической подвижности по сравнению с предыдущим этапом. Структурно-геологическая перестройка на границе силура и девона сопровождалась активным складкообразованием. Не менее интенсивными были деформации в середине девона, вероятно, в живетском веке. Данный тектогенез известен под названием акадской фазы в Европе и Северной Америке, тельбесской фазы в Алтае-Саянской области, складчатости Таббераббера в Австралии. В целом средний палеозой начинает переломную стадию фанерозойского развития Земли. С этого времени завершилось длительное развитие Северной Атлантики, а среднепалеозойский рифтогенез, по всей видимости, начал активное позднепалеозойское и мезо-кайнозойское геосинклинальное развитие в Тихоокеанском поясе Азии.

Позднепалеозойский этап

Поздний палеозой представляет собой также четко обособленный этап, который находит отражение в своеобразных седиментационно-палеогеографических и тектономагматических проявлениях. Это время существования единого материка, получившего название Пангея, орогенных режимов в Урало-Монгольском и Средиземноморском поясах и обширных геосинклинальных прогибаний вдоль Восточной Азии (Тихоокеанский пояс). Осадконакопление характеризуется формированием крупнейших угольных и соляных накоплений, а магматизм – наземных вулканических поясов в Евразии. Важной особенностью позднего палеозоя было крупнейшее в фанерозое гондванское оледенение. Началом этапа следует считать структурно-геологическую перестройку в конце визейского века (325 млн. лет назад), сопровождавшуюся сжатием всех материков воедино, а завершение – первыми начавшимися расколами Пангеи.

Палеонтологическими особенностями этапа было начало формирования или активное развитие таких групп растительного мира как птеридоспермовые и кордаиты, а среди споровых растений – плаунов и членисто-стебельных (хвощей); в первой половине этапа интенсивно произрастают папоротники. Среди животного мира появляются амфибии и рептилии, испытывают расцвет фораминиферы, криноидеи; продолжают развиваться брахиоподы, мшанки, остракоды. Наряду с этим, многие среднепалеозойские группы животных вымирают и среди них граптолиты, плакодермы, бесчелюстные, тентакулиты, хиолиты, палеозойские строматопораты; среди растений исчезли прогимноспермовые и псилофитовые. Породообразующая роль биосферы нашла выражение в обширном накоплении карбонатных пород на платформах Лавразии, каустобиолитов практически на всех материках и кремнистых пород в Тихоокеанском поясе. К концу палеозоя относится одно из крупнейших в фанерозое вымираний.

Главными **структурными элементами** Пангеи были молодые горно-складчатые сооружения Урало-Монгольского и Средиземноморского поясов, получивших название герциниды, которые сформировались на месте среднепалеозойских океанов; восточная часть Палеотетиса сохранилась в виде глубокого залива, протягивающегося вдоль материковой окраины до Сихотэ-Алиня и Корякского нагорья. Второй залив проникает через бассейны Верхоянья, Таймыра и Новой Земли до Приуралья. Горные сооружения разделяли Пангею на ряд палеофлористических провинций и областей: гондванскую,

или глоссоптерисовую, европейско-американскую, ангарскую и др. Глубокие океанические бассейны существовали вдоль восточной окраины Азии (Япония, Сихотэ-Алинь, Корякское нагорье, Индокитай), которые принято рассматривать как восточное продолжение Палеотетиса. Платформы Гондваны и Сибири испытывали в позднем палеозое преимущественные воздымания в отличие от платформ Лавразии (Восточно-Европейская, Северо-Американская, Китайская).

Палеогеографические обстановки этапа характеризовались резкой дифференциацией рельефов и климатической зональности. Результатом размещения в этот интервал времени гондванской части Пангеи в районах Южного полюса стало обширное оледенение, следы которого фиксируются в Африке, Индии, Австралии, Южной Америке. Вероятно, это был достаточно продолжительный ледниковый период (до 60 млн. лет), начавшийся в конце визе и проявленный отдельными эпохами региональных и глобальных похолоданий. В целом климат этапа характеризуется гумидизацией в первой его половине, что было обусловлено дифференциацией рельефов, и аридизацией – во второй его части. Общие представления о литологических комплексах верхнего палеозоя и отдельных проявлениях магматизма дает схема их размещения в Евразии, которая приведена на рис. 5.

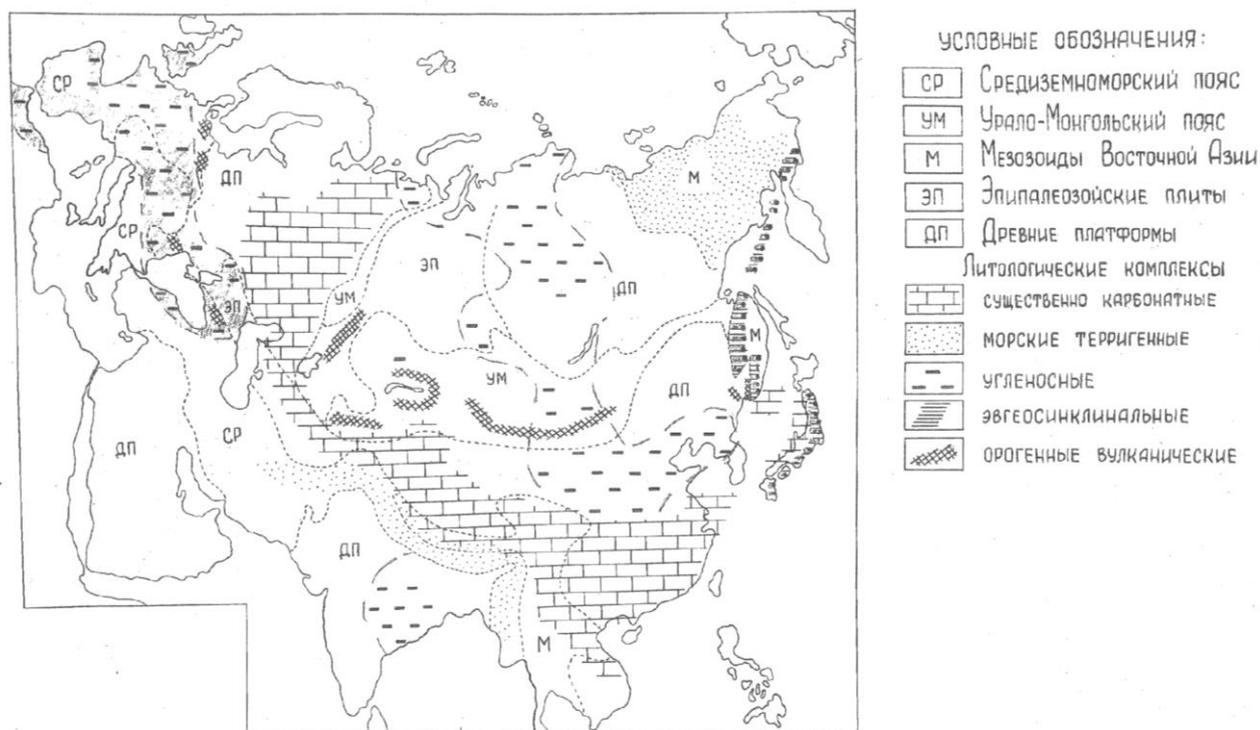


Рис. 5. Схема размещения главнейших литологических комплексов верхнего палеозоя Евразии

Осадконакопление характеризуется формированием крупнейших скоплений угленосных отложений (угли этого возраста составляют около половины мировых запасов), обширной карбонатной седиментацией в Лавразии, накоплением морских терригенных отложений на Северо-Востоке и континентальных в пределах гондванской части материка и Сибири, а также обширным соленакоплением в середине перми (Приуралье, Прикаспий, Днепровско-Донецкая впадина, Северное море).

Угленосные отложения этого этапа образуют два основных пояса: среднекаменноугольный, протягивающийся от Донбасса до Северной Америки, и среднепермский (Воркута, Таймыр, Кузбасс, Восточный Китай, Индостан, Восточная Австралия). Вдоль восточной окраины Азии формировались вулканогенно-кремниевые образования эвгеосинклинального типа, а в центральных районах Евразии – наземные орогенные вулканические пояса, протягивавшиеся от Европы через Кавказ, Среднюю Азию, Южный Казахстан, Южную Монголию, Забайкалье, Северо-Восточный Китай и Юго-Западное Приморье. С позднего карбона и в течение почти всей перми возрастают масштабы красноцветной седиментации, что связано с выравниванием рельефа и аридизацией климата.

Магматизм позднего палеозоя характеризовался преобладанием орогенных типов, в меньшей мере геосинклинальных и платформенных. Наземные излияния кислых и средних лав, максимум которых был приурочен к середине перми, сопровождался внедрением многочисленных гранитоидов, которые консолидировали Пангею. Вместе со среднепалеозойским орогенным магматизмом это был на этапе наиболее выразительной в фанерозое кратонизации, консолидации материка. Общая протяженность системы наземных позднепалеозойских вулканических поясов, прослеживаемая почти через всю Евразию, намного превышала 10 тыс. км, и была, по всей видимости, наиболее крупной в истории Земли. Вдоль Восточной Азии геосинклинальные прогибания сопровождались подводными излияниями базальтовых лав.

Тектонические движения позднего палеозоя также были весьма выразительными, и являются детально изученными. К их числу относится поздневизейская структурно-геологическая перестройка, начавшая этап, и герцинский орогенез, развивавшийся в интервале времени 325–250 млн. лет. В его составе четко обособляются такие

тектонические фазы как судетская в начале этапа, астурийская в начале позднего карбона, заальская в середине перми и их возрастные аналоги в других районах Земли.

Вместе с тем, поздний палеозой был временем формирования кратковременно развивающихся геосинклиналей, таких как Донецкая, Японская (Титибу), Индокитайская, Южно-Памирская. Середина перми была временем резкой дифференциации тектонических режимов, когда активизация прогибаний в одних системах сопровождалась интенсивным воздыманием в других. Вероятно, это было причиной образования резко расчлененного рельефа и разных седиментационно-палеогеографических обстановок на соседних площадях, в том числе с накоплением в течение перми на прилегающих регионах угленосных (Сибирь) и соленосных в Европе образований, протягивающихся на запад от Приуралья и Прикаспия.

Нужно подчеркнуть, что в отличие от всех других систем палеозоя и мезозоя, стратиграфические схемы каменноугольной и пермской систем в разных регионах мира (Западная Европа, Северная Америка, Донбасс, Япония и др.) существенно разнятся. Например, в Северной Америке и Японии карбон делится на две самостоятельные системы. Это стало причиной того, что уточненная схема 2004 г. отличается от традиционно принятой и использовавшейся с 1881 г.: карбон в ней делится на два отдела, а пермь – на три. Общий вид ее приводится в табл. 3.

Особенностью позднего палеозоя было формирование крупных скоплений самых различных *полезных ископаемых*. Среди них уже отмечались крупнейшее за всю историю Земли накопление углей в середине карбона и середине перми, крупнейшее среднепермское соленакопление, протягивавшееся от Донбасса и Прикаспия до Северного моря. Интересно, что среднепермское уленакпление преимущественно в азиатской части Евразии было примерно одновозрастным с накоплением солей в Европе и Северной Америке, что свидетельствует о разных палеогеографических обстановках этих площадей. Значительная часть мировых запасов калийных солей также образовалась в пермском периоде. Это залежи Верхнекамского месторождения Приуралья, месторождения Прикаспия, Германии, Делаверского бассейна в Техасе.

Схема новейшего стратиграфического расчленения карбона и перми

Эонотема Эон	Эратема Эра	Система Период	Отдел Эпоха	Ярус Век	Возраст, млн лет	GSSP		
Фанерозойская	Кайнозойская	Неогеновая	Голоцен		0,0115			
			Плейстоцен	Верхний	0,126			
				Средний	0,781			
				Нижний	1,806			
			Плиоцен	Гелазийский	2,588			
				Пьяченцкий	3,600			
				Занкский	5,332			
			Миоцен	Мессинский	7,246			
				Тортонский	11,608			
				Серравальский	13,65			
		Лангский		15,97				
		Бурдигальский		20,43				
		Аквитанский		23,03				
		Хаттский		28,4 ± 0,1				
		Олигоцен	Рюпельский	33,9 ± 0,1				
			Приабонский	37,2 ± 0,1				
		Эоцен	Бартонский	40,4 ± 0,2				
			Лютетский	48,6 ± 0,2				
			Ипрский	55,8 ± 0,2				
			Танетский	58,7 ± 0,2				
		Палеоцен	Селандинский	61,7 ± 0,2				
			Датский	65,5 ± 0,3				
			Маастрихтский	70,3 ± 0,6				
		Верхний	Кампанский	85,3 ± 0,7				
			Сантонский	85,8 ± 0,7				
			Коньякский	89,3 ± 1,0				
			Туронский	93,5 ± 0,8				
			Сеноманский	99,6 ± 0,9				
			Нижний	Альбский	112,0 ± 1,0			
				Аптский	125,0 ± 1,0			
				Барремский	130,0 ± 1,5			
				Готеривский	136,4 ± 2,0			
				Валанджинский	140,2 ± 3,0			
		Берриасский		145,5 ± 4,0				
		Титонский		150,8 ± 4,0				
		Верхний	Кимериджский	155,0 ± 4,0				
			Оксфордский	161,2 ± 4,0				
			Келловейский	164,7 ± 4,0				
		Средний	Батский	167,7 ± 3,5				
			Байосский	171,6 ± 3,0				
			Ааленский	175,6 ± 2,0				
		Нижний	Тоарский	183,0 ± 1,5				
			Плинсбахский	189,6 ± 1,5				
			Синемюрский	196,5 ± 1,0				
		Юрская	Геттангский	199,6 ± 0,6				
			Ретский	203,6 ± 1,5				
			Верхний	Норийский	216,5 ± 2,0			
				Карнийский	228,0 ± 2,0			
			Средний	Ладинский	237,0 ± 2,0			
				Анизийский	245,0 ± 1,5			
	Нижний		Оленекский	249,7 ± 0,7				
			Индский					
	Мезозойская		Меловая	Верхний	Маастрихтский	65,5 ± 0,3		
					Кампанский	70,3 ± 0,6		
		Сантонский			85,3 ± 0,7			
		Коньякский			85,8 ± 0,7			
		Туронский			89,3 ± 1,0			
		Нижний		Сеноманский	93,5 ± 0,8			
				Альбский	99,6 ± 0,9			
				Аптский	112,0 ± 1,0			
				Барремский	125,0 ± 1,0			
				Готеривский	130,0 ± 1,5			
				Валанджинский	136,4 ± 2,0			
				Берриасский	140,2 ± 3,0			
				Титонский	145,5 ± 4,0			
				Верхний	Кимериджский	150,8 ± 4,0		
					Оксфордский	155,0 ± 4,0		
		Келловейский			161,2 ± 4,0			
		Батский			164,7 ± 4,0			
		Байосский			167,7 ± 3,5			
		Средний		Ааленский	171,6 ± 3,0			
				Тоарский	175,6 ± 2,0			
				Плинсбахский	183,0 ± 1,5			
				Синемюрский	189,6 ± 1,5			
				Геттангский	196,5 ± 1,0			
		Нижний		Ретский	199,6 ± 0,6			
				Норийский	203,6 ± 1,5			
			Карнийский	216,5 ± 2,0				
			Ладинский	228,0 ± 2,0				
			Анизийский	237,0 ± 2,0				
		Палеозойская	Пермская	(Верхний)	Чангинский	251,0 ± 0,4		
					Вучиапингский	253,8 ± 0,7		
				(Средний)	Капитанский	260,4 ± 0,7		
					Вордский	265,8 ± 0,7		
				(Нижний)	Родский	268,0 ± 0,7		
					Кунгурский	270,6 ± 0,7		
					Аргинский	275,6 ± 0,7		
					Сакмарский	284,4 ± 0,7		
					Ассельский	294,6 ± 0,8		
				Каменноугольная	Пенсильванский	Верхний	Гжельский	299,0 ± 0,8
			Касимовский			303,9 ± 0,9		
			Миссисипийский		Средний	Московский	306,5 ± 1,0	
					Нижний	Башкирский	311,7 ± 1,1	
					Верхний	Серпуховской	318,1 ± 1,3	
			Девонская		Верхний	Фаменский	326,4 ± 1,6	
						Франский	345,3 ± 2,1	
					Средний	Живетский	359,2 ± 2,5	
						Эйфельский	374,5 ± 2,6	
						Нижний	Эмский	385,3 ± 2,6
			Силурийская		Верхний	Пражский	391,8 ± 2,7	
Лохковский						397,5 ± 2,7		
Нижний					Пшидольский	407,0 ± 2,8		
	Лудловский				411,2 ± 2,8			
	Лудфордский				416,0 ± 2,8			
	Горетский			418,7 ± 2,7				
	Венлокский	421,3 ± 2,6						
	Гомерийский	422,9 ± 2,5						
	Шейнвудский	426,2 ± 2,4						
	Теличский	428,2 ± 2,3						
Лландоверийский	436,0 ± 1,9							
Ордовикская	Верхний	Аеронский	439,0 ± 1,8					
		Рудданский	443,7 ± 1,5					
	Средний	Хирнантский	445,6 ± 1,6					
			445,8 ± 1,6					
		Дарривильский	460,9 ± 1,6					
Кембрийская	Верхний		468,1 ± 1,6					
			471,8 ± 1,6					
	Средний	Тремадокский	478,6 ± 1,7					
			488,3 ± 1,7					
		Фуронгский (верхний)	501,0 ± 2,0					
Нижний		513,0 ± 2,0						
		542,0 ± 1,0						

С герцинским орогенезом и активным магматизмом этого времени связано формирование различных рудных скоплений на Урале, Кавказе, в Центральной Европе, Казахстане и др. Среди них месторождения меди Мансфельд в Германии, медистые песчаники Джек-казгана в Казахстане, медно-молибденовое месторождение Коунрад на побережье озера Балхаш и др. К пермским отложениям приуроче-

ны отдельные нефтеносные горизонты Волго-Уральской области, ряда месторождений США. К числу крупнейших относятся также пермские продуктивные горизонты таких месторождений как Шебелинское, Выктыльское (Ухта), Гронинген в Нидерландах, Хьюгтон в США, а также в Иране. Частично это обусловлено тем, что верхний палеозой перекрыт здесь в ряде случаев соленосными покрывками.

Раннемезозойский этап

Ранний мезозой рассматривается как начальный этап мезозойско-кайнозойской геологической истории, знаменующий переход от времени средне- и позднепалеозойской кратонизации и консолидации материков к началу их раскола, формированию молодых океанов и оформлению современных литосферных плит. По времени он отвечает триасу-средней юре (245–165 млн. лет); началом этапа следует считать структурно-геологическую перестройку в конце перми (середина татарского века), которая обусловила начавшиеся расколы Пангеи. С тектонической точки зрения ранний мезозой должен рассматриваться как время проявления индосинийской орогении и геосинклинальной стадии киммерийского цикла, который достаточно выразительным был в Горном Крыму.

Особенностью *органического мира* был переходный его облик от палеозойского к мезо-кайнозойскому. Главным биотическим событием в начале данного этапа было великое вымирание на границе палеозоя и мезозоя, в результате которого исчезло около половины семейств и свыше 90 % родов морских животных. В результате данного вымирания исчезли такие группы животных как четырехлучевые кораллы (ругоза), табуляты, бластоидеи, палеозойские мшанки и криноидеи, а из растений – кордаитовые и плауны. Еще одно массовое вымирание фиксируется на рубеже триаса и юры. Вместе с тем, в данный этап появляются первые динозавры, а затем млекопитающие.

В раннем мезозое, главным образом во второй его половине, появляются шестилучевые кораллы, аммониты, белемниты, мезозойские мшанки и строматопораты. Это время начала расцвета морских ежей, насекомых и, возможно, появления млекопитающих, чему способствовало дальнейшее разрастание континентальных площадей. Из растений вымирают птеридоспирмовые, появляются бенеттитовые и

саговиковые, происходит некоторое возрастание папоротниковых и хвойных. Позвоночные в морях претерпели коренные изменения: поменялся состав рыб, появились крупные плавающие рептилии – ихтиозавры, плезиозавры. В море получают широкое распространение аммоноидеи, на суше – рептилии.

Структурный план этапа изменился по сравнению с предыдущим. Гондвана и Лавразия стали двумя самостоятельными суперматериками, разделенными океаническим бассейном Тетис. Они испытывали преимущественные воздымания, следствием чего были деструктивные процессы. Раннемезозойское развитие Тетиса началось с расколов рифтового типа, известных в Индокитае, Юго-Восточном Памире, Загросе, Альпах, Крыму. Вторая наиболее значительная линия подобных расколов протягивалась от Западной Сибири через Памир и вдоль восточной окраины Африки (Мозамбикский пролив); она получила название Урало-Оманский линеамент. А также вероятно вдоль Северной Атлантики.

Палеогеографические обстановки раннего мезозоя были достаточно однообразными. В целом, это четко выраженный геократический этап развития земной коры, прерывавшийся кратковременными региональными трансгрессиями в поздней триасе и средней юре. Сокращение морских площадей этого времени было самым значительным за всю палеозойско-мезозойскую историю. Скольнибудь значительные горные сооружения этого возраста отсутствовали; они были локализованы главным образом в Юго-Восточной Азии, Забайкалье, Монголии. Для раннего мезозоя были характерны преимущественно сводовые воздымания, которые осложнялись дифференцированными тектоническими движениями поздне триасового и среднеюрского возраста. Климатические условия характеризовались теплым, даже жарким климатом, аридизацией в первой половине этапа и гумидизацией во второй.

Осадконакопление раннего мезозоя резко отличается от всех других ранее рассмотренных этапов. Это время резкого сокращения карбонатной седиментации, локализованной преимущественно в Средиземноморском поясе (Альпы, Гималаи, Памир). Кремненакопление в значительных масштабах известно лишь в Тихоокеанском поясе (Сихотэ-Алинь, Кордильеры). Существенно возрастает накопление морских терригенных отложений (Крымско-Кавказский реги-

он, Северо-Восток, Индокитай) и континентальных красноцветов и сероцветов, локализованных в Годване, Сибири, Юго-Восточной Азии и др. регионах. Сокращаются масштабы угленакопления, в значительном количестве проявленные лишь в средней юре. Незначительными были и масштабы соленакопления. Представления о литологических комплексах нижнего мезозоя в Евразии дает рис. 6.

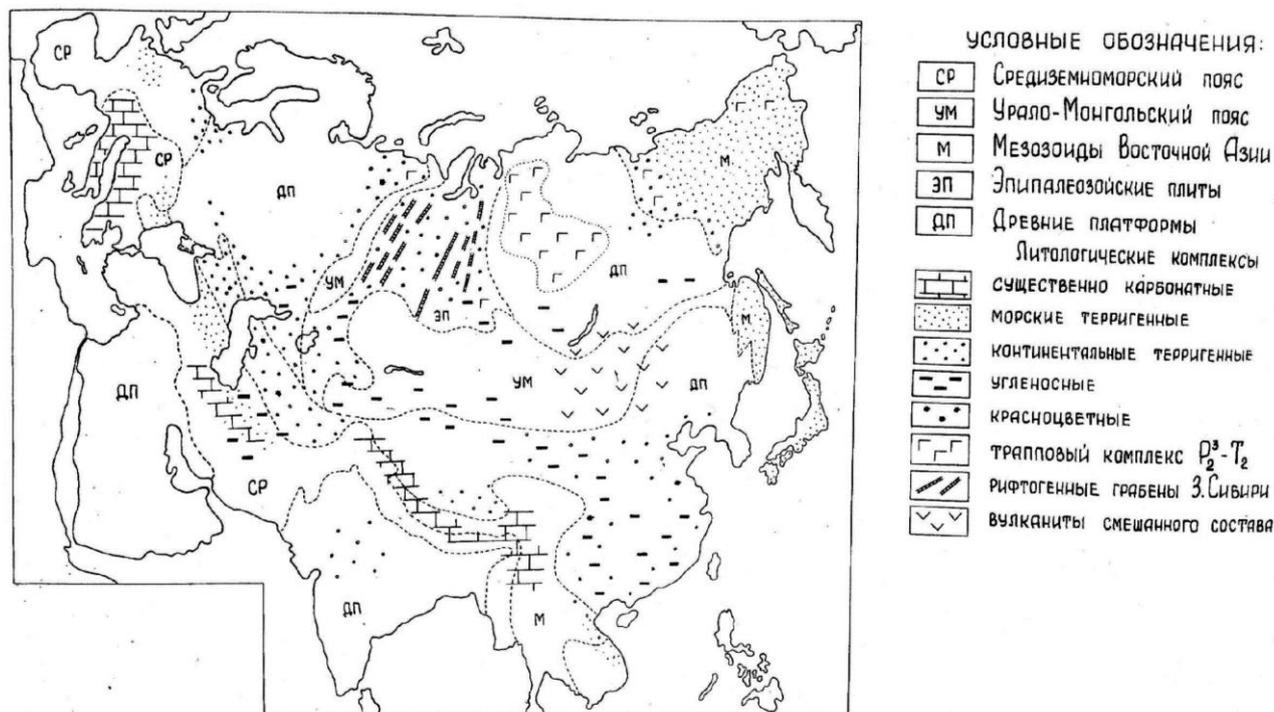


Рис. 6. Схема размещения главнейших литологических комплексов нижнего мезозоя Евразии

Раннемезозойский *магматизм* также резко отличается от более древнего позднепалеозойского. Начало этапа знаменовалось грандиозным наземным трапповым вулканизмом на северо-западе Сибирской платформы (Тунгуская синеклиза, Южный Таймыр, плато Путторан). Это был сравнительно кратковременный процесс активизации, развивавшийся в интервале времени 250–225 млн. лет, который сопровождался накоплением мощных толщ, достигавших местами 3–5 км.

Общее представление о размещении здесь вулканитов дает рис. 7.

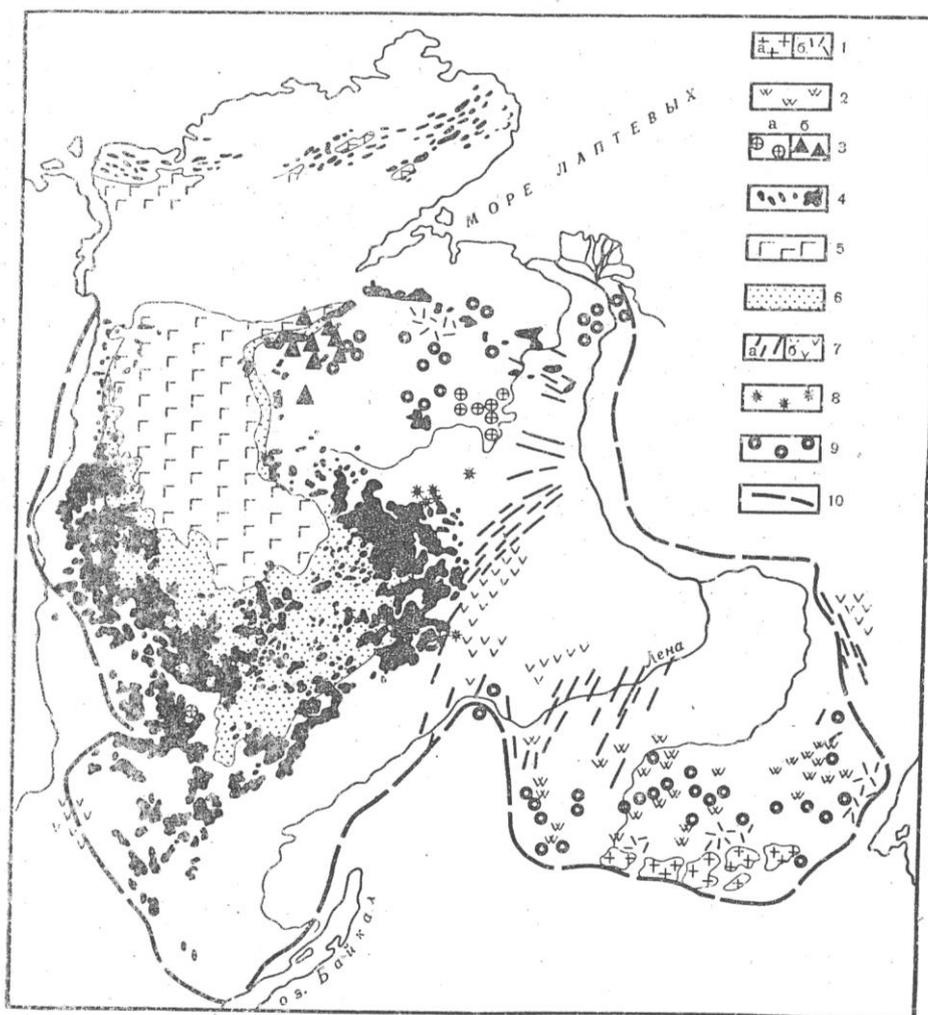


Рис. 7. Схема размещения магматических платформенных образований на Сибирской платформе (по В.Л. Масайтису)

Вторая крупная вспышка раннемезозойского платформенного вулканизма имела место в Африке (190–170 млн. лет), в течение которой формировались базальты Стромберг в депрессии Карру; мощность накопившихся вулканитов достигает здесь 1400 м. Магматизм орогенного типа не типичен для этапа и локализован главным образом в Забайкалье, Монголии, Индокитае. Преимущественно андезитовый состав юрских вулканитов в Крыму, на Кавказе, частично Карпатах позволяет относить эти образования к островодужному типу.

Своеобразием раннемезозойского *тектогенеза* является активный рифтогенез, проявленный как на платформенных площадях (Западная Сибирь, восточные окраины Африки), так и в Средиземноморском поясе и в других регионах. Он обусловил или фиксировал начало разрушения Пангеи, сформировал глубокие расколы, часть

которых развивалась и в последующие этапы, а также перестройку структурного плана Тетиса. Наиболее протяженный пояс раннемезозойских рифтов, как уже отмечалось ранее, прослеживается от Карелии через Западную Сибирь, Туранскую плиту, вдоль Аравийского п-ова и до Мозамбикского пролива с ответвлениями в Западную Австралию. Еще одной близкой по возрасту рифтовой системой была Африкано-Североатлантическая.

Для раннего мезозоя были характерны преимущественно сводовые воздымания, которые не сопровождались сколько-нибудь значительным складкообразованием. Из достаточно выразительных тектонических фаз известно лишь складкообразование в середине триаса (лабинская фаза; в Японии она выделена под названием Акиёси). Раннемезозойский орогенез локализован преимущественно в Юго-Восточной Азии и получил наименование индосинийского. Он, по всей видимости, был основным также в Донбассе, Юго-Восточном Памире, некоторых других районах Евразии, который иногда называют позднегерцинским, что нельзя считать верным.

Поздняя юра-ранний кайнозой

Этот интервал времени, продолжавшийся более 150 млн. лет, можно разделять на два самостоятельных этапа: позднеюрский-раннемеловой (165–90 млн. лет), который можно именовать киммерийским, и позднемеловой-раннекайнозойский (90–13 млн. лет), структурный план и характер развития подвижных областей в течение которых был достаточно близок. Это время начавшегося раскрытия и формирования молодых океанов (Атлантического, Индийского, Северного Ледовитого), которое совпадает с орогеническими процессами в Тихоокеанском поясе, сопровождающимися активным сиалическим магматизмом. В Средиземноморском и Тихоокеанском поясах имели место региональные геосинклинальные и орогенные процессы, сопровождавшиеся формированием зон мезозойской консолидации (кимериды, алиниды). Для рассматриваемых этапов характерно разрастание морских площадей, теплые климаты, важная роль карбонатной и флишевой седиментации. Границами этапов следует считать келловейскую и туронскую структурно-геологические перестройки, проявленные 165 и 90 млн. лет назад.

Теплые климаты и обширные морские площади обусловили формирование своеобразного *органического мира*. Его особенностью был расцвет аммонитов и белемнитов, шестилучевых кораллов, рептилий, а затем и млекопитающих. В поздней юре появляются первые птицы. Для поздней юры-раннего мела характерен расцвет бенеттитовых и саговниковых растений, чекановскиевых и гинкговых. Наиболее важным событием в развитии растительного мира было появление в конце раннего мела покрытосеменных, или цветковых растений. К середине позднего мела относится резкий расцвет наноплактона или так называемый плактонный взрыв, что было обусловлено благоприятными палеогеографическими условиями – наличием обширных мелководных бассейнов и теплым климатом, где происходило накопление мощных толщ пясчег мела.

К числу еще одного крупнейшего биотического события данного этапа относится великое вымирание в конце мела, в результате которого исчезло свыше 26 % семейств, около 44 % родов и около 90 % видов. Из наиболее значительных вымерших групп следует назвать аммоноидеи, белемниты, иноцерамы, строматопораты. Среди позвоночных вымерли наземные динозавры, летающие птерозавры, гигантские морские рептилии. Их место заняли быстро эволюционирующие млекопитающие, новые роды и семейства двустворок, гастропод и костистых рыб, новые простейшие (нуммулиты). Исчезли кокколитофориды, а также 50 % семейств радиоляритов, 75 % брахиопод и др. Среди основных причин, обусловивших это вымирание, называется обычно бомбардировка Земли крупными метеоритами.

Структурно-геологический план во второй половине мезозоя и кайнозое не оставался единым. К поздней юре-раннему мелу относится начавшееся раскрытие Северной Атлантики и Северного Ледовитого океана. В позднем мелу образовалась южная часть Атлантического океана, и продолжалось раскрытие Индийского. Это сопровождалось обширными трансгрессиями в Западной Сибири, западных районах Евразии, Северной Америке. Наиболее крупные горноскладчатые сооружения были приурочены к Тихоокеанскому поясу и юго-восточной части Средиземноморского пояса. Тетис в эти этапы достиг, по всей видимости, своей максимальной ширины. В течение поздней юры-раннего мела имело место несколько кратковременных трансгрессий, а в позднем мелу – крупнейшее за всю фанерозойскую историю разрастание морских площадей. Оно смени-

лось резким падением уровня Мирового океана в первой половине палеогена, возросшим лишь к середине олигоцена. Климат всего этого времени был теплым с постепенным возрастанием аридизации.

Осадконакопление в течение рассматриваемых этапов характеризуется возрастанием карбонатной седиментации, приуроченной главным образом к Средиземноморскому поясу. К позднему мелу приурочен максимум флишенакпления, также локализованный в тетических бассейнах. На прилежащих платформенных площадях происходило образование уникальной формации писчего мела, протягивающейся от Англии и северо-западных окраин Европы до Гималаев. Интересно, что в пределах ДДВ мощность этой формации достигала 600 м. К раннему мелу относится новая эпоха активности угленакопления, локализованного преимущественно на Северо-Востоке и Дальнем Востоке (Ленский бассейн, Приверхоянье, Приамурье, Зырянский бассейн и др.). Юго-Восточная Азия характеризуется преобладанием красноцветной терригенной седиментации.

Магматизм рассматриваемых этапов характеризуется резким преобладанием орогенных его типов, локализованных в Тихоокеанском поясе. В западном его секторе формируется Восточно-Азиатская система вулканических поясов (Охотско-Чукотский, Восточно-Сихотэалинский, Катазиатский). В первом из них, протягивающемся более чем на 3200 км, резкая активизация вулканической деятельности была приурочена к альбскому веку (статистический максимум около 100 млн. лет). Такое явление могло стать причиной глобального изменения климата, обусловить резкое сокращение голосеменных растений и расцвет покрытосеменных. Вулканическая деятельность сопровождалась внедрением многочисленных гранитоидов, в том числе формированием знаменитого Колымского батолитового пояса. Общая схема размещения Охотско-Чукотского пояса в структурах Северо-Востока показана на рис. 8.

Подводные вулканические излияния данного этапа были приурочены к осевым зонам Западного Тетиса (Динариды, Балканы, Кипр, Малый Кавказ). Платформенный вулканизм в раннем мелу был проявлен в Южной Америке (траппы Параны). В конце позднего мела аналогичные грандиозные излияния базальтовых лав имели место в Индостане (плато Декан). По некоторым представлениям масштабы данного вулканизма не уступают таковому в раннем мезозое на Сибирской платформе. Последние исследования в этом регионе позво-

ляют предположить, что это был кратковременный процесс, продолжавшийся лишь 1 млн. лет. Нужно подчеркнуть, что по времени с ним совпадает великое вымирание на рубеже мезозоя и кайнозоя.

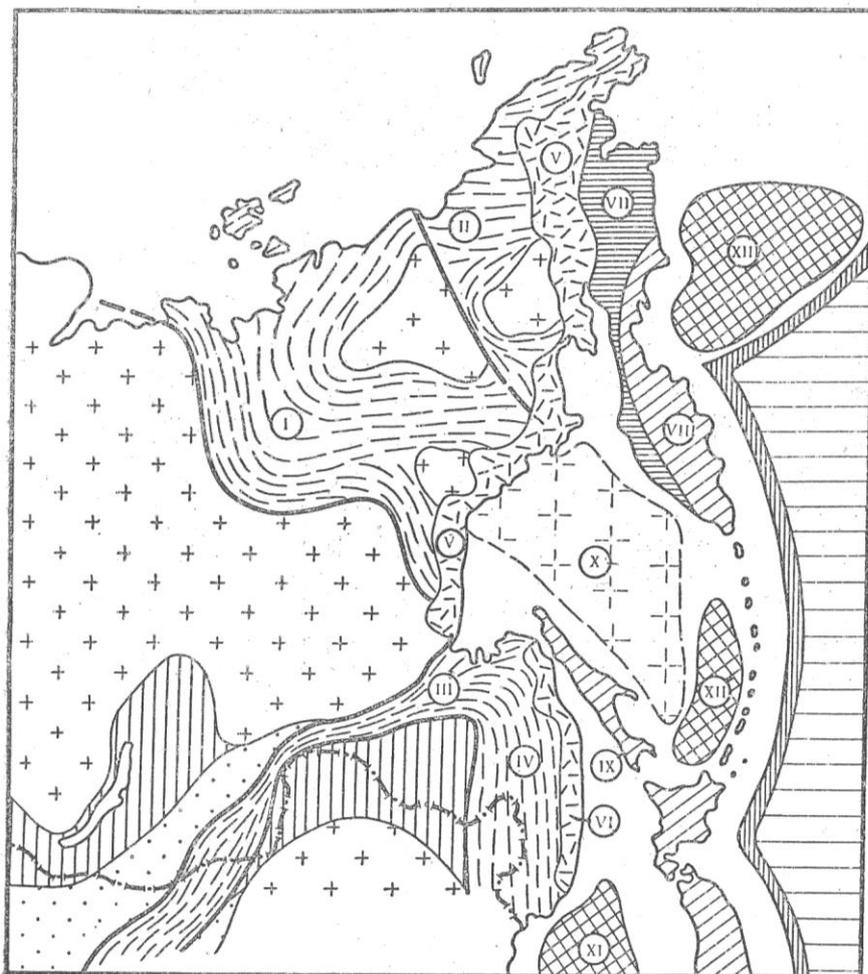


Рис. 8. Охотско-Чукотский вулканический пояс в схеме основных структур Верхояно-Чукотской области

Тектонические движения данного этапа характеризуются проявлением киммерийского орогенеза в течение поздней юры-раннего мела и сихотэалинского (ламарийского) орогенеза в позднем мелу - первой половине кайнозоя. Наиболее резко эти процессы выражены в Тихоокеанском поясе (Верхояно-Чукотская, Кордильерская, Сихотэалинская и др. области), но известны и в Средиземноморском поясе, где к системам киммерийской консолидации относятся Горный Крым, Гималаи, отдельные зоны Памира. В пределах Восточной Азии широко приурочены процессы мезозойской тектономагматической активизации, которые проявлены внедрением внегеосинклинальных позднеюрских-раннемеловых гранитоидов и форми-

рованием своеобразных наложенных прогибов и впадин (Северо-Восточный Китай, юго-восточная окраина Сибирской платформы и др.). В Китае этот возрастной аналог киммерийского орогенеза получил наименование яньшанского (иеншаньского), а в Кордильерах Северной Америки – невадийского.

Келловейская и туронская структурно-геологические перестройки, начинающие первый и второй этап позднего мезозоя, относятся к числу наиболее выразительных, хорошо изученных и точно датированных. Они специально будут рассмотрены позднее. Среди наиболее значительных тектонических фаз рассматриваемого времени можно назвать яйлинскую (агасиская и другие ее возрастные аналоги келловейского возраста), австрийскую, проявленную в конце раннего мела, средиземноморскую туронского возраста, пиренейскую (граница среднего и позднего эоцена). Такие фазы разделяют эпохи различной тектонической подвижности.

Новейший этап

Историко-геологическое и тектоническое своеобразие позднего кайнозоя подчеркивали многие исследователи, говоря о неотектонике, новейшей или живой тектонике, неотектоническом развитии земной коры. Главной его чертой является формирование современного рельефа и важная роль геоморфологических и морфоструктурных методов изучения в историко-геологическом анализе. Своеобразием этапа является орогенное развитие основных областей Средиземноморского пояса и обширный эпиплатформенный орогенез на прилежащих площадях, активные тектонические процессы вдоль западных окраин Тихого океана и в других акваториях. Палеогеографические особенности рассматриваемого времени находят выражение в значительном похолодании и региональных оледенениях, аридизации климата, проявлении многочисленных кратковременных трансгрессий и регрессий. Началом этапа следует считать структурно-геологическую перестройку, имевшую место на рубеже среднего и позднего миоцена (13 ± 2 млн. лет).

Органический мир новейшего этапа постепенно приобрел черты современного. В течение рассматриваемого времени сформировались основные роды растительного мира, сложились нынешние их группировки и ассоциации, современная биогеографическая зональ-

ность. Не менялся существенно и животный мир. Главной его особенностью стало появление гуманоидов (15–10 млн. лет назад), из которых впоследствии произошел человек. Это даже позволило некоторым исследователям именовать конец этапа, или его четвертичный период, антропогеном.

Основными *структурно-геологическими* элементами земной коры в новейший этап стали существующие ныне материки и океаны, а также их составные элементы – платформы, складчатые сооружения, рифтовые системы. Начиная с позднего миоцена Северная Америка соединилась с Южной; она также периодически соединялась с Азией. В зоне схождения и сочленения Евразии с Африкой и другими элементами Гондваны (Индостан) начал формироваться Средиземноморский горно-складчатый пояс. Вдоль западных окраин Северной и Южной Америки оформились горно-складчатые сооружения Кордильер и Анд, а вдоль западной окраины Тихого океана система островных дуг и глубоководных желобов.

Физико-географические обстановки в новейший этап существенно изменились по сравнению с более ранними эпохами. В различных областях Средиземноморского и Тихоокеанского поясов начали формироваться складчатые сооружения, получившие название альпийских (альпид). В активные воздымания вовлекаются также платформенные площади или складчатые структуры более ранней консолидации; этот процесс назван эпиплатформенным орогенезом. Это существенно изменило физико-географические обстановки и климатическую зональность. В частности, поднятия в Антарктиде и ее перемещение в район Южного полюса обусловили образование здесь мощного ледникового покрова, максимум которого имел место примерно 5–4 млн. лет назад. Формирование крупных ледяных шапок в полярных районах Земли привело к сокращению морских площадей, а в отдельных бассейнах к возрастанию солености их вод.

В четвертичном периоде развивается оледенение, наиболее четко проявленное в северном полушарии. Центрами оледенения здесь были Балтийский и Канадский щиты, Новая Земля, Таймыр; мощность ледяного покрова превышала 2,5 км. Горно-долинные ледники были распространены во всех горных системах Евразии: в Альпах, на Кавказе, Тянь-Шане, Алтае, Гималаях. По долинам крупных рек ледниковые языки доходили в Европе и Северной Америке до 40–50 ° широты; в частности, их присутствие предполагается в Каневском

районе Украины, где с ними связывается формирование знаменитых дислокаций, а также в районе Кременчуга на Полтавщине, где на горе Пивиха можно наблюдать следы конечных морен. Чередование морен с флювиогляциальными, болотными и озерными отложениями позволяют предполагать, что ледники периодически сокращались и наступали межледниковые эпохи потепления. В Европе (Альпы, Восточно-Европейская платформа) устанавливается существование в четвертичном периоде 4–6 основных оледенений, разделенных потеплениями; последний обширный ледник исчез 10–16 тыс. лет назад.

Физико-географические преобразования обусловили изменение условий *осадконакопления*. В новейший этап возрастает терригенная седиментация и сокращается карбонатная. Прекратилось флише-накопление в альпидах Средиземноморья; в связи с аридизацией климата уменьшилось угленакопление, и увеличилась красноцветная седиментация. Сокращение морских площадей и изоляция отдельных бассейнов обусловила активизацию соленакопления; формирование эвапоритов имело место в Месопотамском бассейне, Предкарпатье, Закарпатье, на малом Кавказе, в грабенах Красного моря, Аденского и Суэцкого заливов.

Сокращение в кайнозое на материковых площадях морских отложений, которые могли бы быть основанием для разработки стратиграфической схемы, обусловили то, что единого глобального их деления, как это имеет место для палеозоя и мезозоя, не существует. В табл. 4 приведены схемы корреляции разрезов кайнозоя для отдельных регионов. Она базируется преимущественно на седиментационно-палеогеографическом принципе. А для антропогена – в значительной степени по геоморфологическим и палеоклиматическим данным, фиксирующим периодические потепления и похолодания.

Начало этапа или миоценовая перестройка характеризовались резкой активизацией *вулканической деятельности*. Особенностью вулканизма новейшего этапа было возрастание островодужных его проявлений (накопление эффузивов и туфов андезитового состава в пределах островных дуг). На континентальных площадях активизировались излияния базальтовых лав; в отличие от мезозоя они не давали таких грандиозных скоплений, как ранее в палеозое и мезозое на Сибирской платформе и Индостане, а образовывали многочисленные мелкие проявления – зоны, отдельные рассеянные вулканы.

Типичный орогенный вулканизм (наземные выбросы кислых лав и туфов) резко сократился, будучи локализованным преимущественно в Средиземноморском поясе. Своеобразный вулканизм имел место в пределах материковых и океанических рифтов.

Таблица 4

Схема стратиграфического расчленения неогенового и палеогенового периодов

Система (период)	Отдел (эпоха)	Ярус (век)		Изотопный возраст (млн лет)	
		Советский Союз	Средиземноморье	начало эпохи	длительность
Неоген (неогеновый)	Плиоцен (плиоценовая)	Апшеронский Акчагыльский Киммерийский Понтический	Калабрийский Пьяченцкий Занклийский	7	5,3
	Моцен (миоценовая)	Мэотический Сарматский Конкский Караганский Чокракский Тарханский Коцахурский Сакараульский Кавказский	Мессинский Тортонский Серравалийский Лангийский Бурдигальский Аквитанский	23	16
Система (период)	Отдел (эпоха)	Ярус (век)		Изотопный возраст (млн лет)	
		Советский Союз	Западная Европа	начало эпохи	длительность
Палеоген (палеогеновая)	Олигоцен (олигоценовая)	Общепринятого определения нет	Хаттский	35,5	12,5
			Рюпельский		
	Эоцен (эоценовая)	Симферопольский	Альминский	54	18,5
			Бодракский		
			Приабонский		
	Палеоцен (палеоценовая)	Датский	Бахчисарайский	65	11
Качинский					
Тенетский					
		Инкерманский			
		Монский			
		Датский			

Тектонические движения новейшего этапа стали предметом целенаправленного изучения науки, получившей название неотектоники. Основной их особенностью стало проявление обширного эпиплатформенного орогенеза – сводовых воздыманий в областях более древней консолидации, которые по времени совпали с альпийскими горно-складчатыми движениями. Районами классического их проявления можно считать Тянь-Шань, Памир, Гималаи. Частые трансгрессии и регрессии обусловили формирование многочисленных угловых несогласий, которые обычно трактуются как активизация тектогенеза. Вероятно, причина этого в более детальной изученности новейшего этапа.

В рассматриваемое время развивается активный материковый рифтогенез. Подобные рифтовые структуры известны вдоль Восточной Африки (протяженность около 6500 км), в Европе, где они представлены грабенами Осло, Нижне- и Верхнерейнским, Ронским, грабенами Северного моря (Викинг, Центральный), а также аналогичными структурами на Байкале и в других местах. На примере формирования новейших или современных рифтов мы можем выявить особенности развития этого процесса. Рифты обычно размещаются на наиболее приподнятых площадях и ориентированы под прямым углом к областям современных горно-складчатых сооружений. Мы можем фиксировать приуроченность к таким грабенам вулканитов, озер.

Говоря о новейшем этапе развития земной коры, мы должны хорошо представлять, что имеем дело лишь с начальной его стадией, начавшейся 10–15 млн. лет назад. Вместе с тем, можно отмечать его определенное сходство с началом мезозоя, когда также имело место резкое сокращение орогенного магматизма, проявлен активный материковый рифтогенез, преобладали сводовые воздымания, резко уменьшилась карбонатная седиментация и ряд других особенностей. Такая повторяемость аналогичных условий развития позволяет устанавливать какие-то закономерности в периодизации или даже цикличности земной истории в целом, делать определенные выводы, которые частично будут рассмотрены в следующих разделах.

В последнее время предметом специального историко-геологического изучения становится **четвертичный, или антропогенный период**, изучение которого базируется в значительной степени на геоморфологических и палеоклиматических данных, фиксирующих

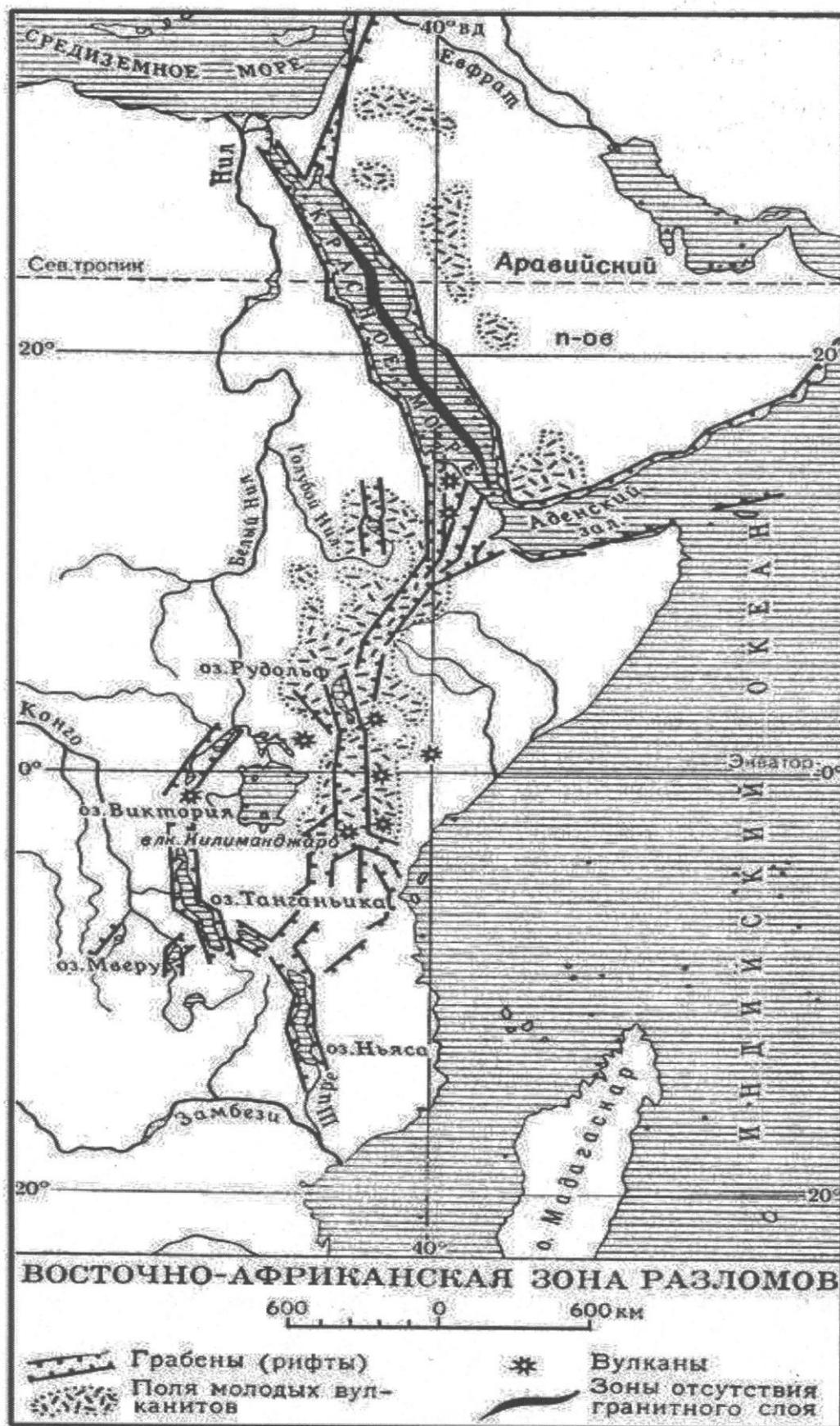


Рис. 9. Схема Великих Африканских разломов

периодические потепления и похолодания. Продолжительность периода, по разным представлениям, составляет от 0,6 до 5 млн. лет; наиболее обоснованной ее величиной следует считать 1,78 млн. лет. По особенностям изменения климата четвертичный период разделяют на четыре эпохи: раннюю, среднюю, позднюю и современную, названную голоценом. Голоценовая эпоха отвечает времени последнего потепления, наступившего 10 тыс. лет назад.

Для четвертичных отложений характерен принцип преимущественно генетического деления (речные, озерные, морские, ледниковые и др.) с последующей попыткой датировать и коррелировать их. Важной историко-геологической особенностью четвертичного периода было значительное похолодание, наиболее выразительное в северных приполярных регионах Евразии и Северной Америки. Учитывая своеобразие сформировавшихся в этот период отложений и практически повсеместное их развитие, геология четвертичных отложений (четвертичная геология) становится предметом специального изучения. Схема корреляции четвертичных отложений основных регионов Евразии приведена в табл. 5.

В течение четвертичного периода в речных долинах и на побережьях морей происходит формирование террас – горизонтальных или слегка наклоненных поверхностей, ограниченных уступами. Такие террасы бывают аккумулятивными, сложенными речными (морскими, озерными и др.) отложениями, или эрозионными, врезаемыми в склон. Мы должны понимать историко-геологический смысл таких образований. Это результат блуждания реки по долине и длительной боковой эрозии, сменяемый эпизодически происходящими скачками, поднятиями, в результате которых меняется базис эрозии и начинается новый ее врез. Такие террасы обычно не только легко выделяются, но и уверенно датируются и коррелируются. Причиной этих поднятий может быть изменение объема Мирового океана, обусловленного тектоническими движениями. Это пример геоморфологического анализа и специальных исследований данных форм рельефа.

Таблица 5

Схема стратиграфического расчленения четвертичной системы
(по В.Н. Короновскому и др., 2006)

Основные стратиграфические подразделения			Восточная Европа				Сибирь	Альпы	Средиземноморье		
Система	Отдел	Звено	Фаунистические комплексы	Центр и север		Черное море	Каспийское море	Оледенения и межледниковья	Трансгрессии		
				Региональные подразделения. Надгоризонты и горизонты		слои	слои				
Четвертичная (антропогенная)	Голоцен					Черноморские	Новокаспийские			Фландрий	
	Нео-плейстоцен	Верхнее	Верхнепалеолитический (Мамонтовый)	Валдайский	Осташковский	Новоэвксинские	Верхнехвалынские	Зырянский	Сартанский	Вюрм	Ранний фландрий
					Ленинградский	Сурожские (Тарханкутские)			Нижнехвалынские		
					Калининский						
				Микулинский		Карангатские	Верхний хазар	Казанцевский		Рис-свюрм	Тиррен
				Среднерусский	Московский			Бахтинский	Тазовский	Рисс	Мезотирен
		Одинцовский	Узунларские			Ширтинский					
		Среднее	Хазарский	Днепровский	Лихвинский	Древнеэвксинские	Нижний хазар	Тобольский			
			Сингильский								
		Нижнее	Тираспольский	Мичуринский	Окский			Шайтанский	Миндель		
					Мучкапский						
	Донской										
	Южно-воронежский			Ильинский	Чауда	Баку	Талагайкинский	Гюнцминдель	Милаций		
	Покровский		Портуензий								
	Петропавловский										
	Эоплейстоцен	Верхнее	Таманский					Гюнц			
Нижнее		Одесский			Гурийские	Апшеронские		Дунай-гюнц	Калабрий		

СИНТЕЗ ИСТОРИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Современная историческая геология предполагает рассмотрение не только общих этапов развития земной коры, но и определенный его синтез, целенаправленное изучение отдельных направлений ее истории. Попробуем рассмотреть здесь лишь некоторые основные из них. В том числе, развитие материков и океанов прошлого, историю формирования геосинклиналей и горообразования, которые составляют геотектонический цикл. Большим и важным направлением исторической геологии является изучение тектонических движений, формирующих земную кору и рельефы прошлого. Это направление исторической геотектоники следует признать наименее разработанным, так как по данным разных исследователей существует наибольший разброс мнений о характере их развития во времени.

Определенный интерес существует и к изучению климатов прошлого, различного рода их чередованиям, а также проявлениям глобальных оледенений и потеплений. К числу основных направлений исторической геологии нужно отнести изучение развития органического мира. Наконец, кроме ранее изложенной истории развития земной коры в глобальном масштабе попробуем рассмотреть ее на примере такого детально изученного и разнородного в геологическом отношении региона как Украина. Именно таким образом могут быть выявлены основные закономерности историко-геологического процесса.

Материки и океаны прошлого

Существующие сейчас материки и океаны не всегда были такими же и располагались на том же месте. Нынешние материковые площади многократно объединялись друг с другом, «цементировались» путем образования новых складчатых сооружений на их гра-

нищах, а затем снова раскалывались и расходились в разные направления, размещались иногда совсем в других местах по отношению к нынешнему. Такое явление получило название дрейф континентов. На месте большинства современных складчатых сооружений и систем располагались древние океаны.

Первые обоснованные исследования в этой области начались в первой половине XX ст. (Ф.Б. Тейлор, 1910; А. Вегенер, 1912, 1915; Дю Тойт, 1937 и др.) и более глубоко начали разрабатываться с 1960-х годов. Изучение этого процесса базируется в настоящее время на представлениях о литосферных плитах, которые являются сейчас господствующими. Кстати, не только материки и океаны, но и плиты в древней истории были иными, отличающимися от современных. И размещались они в других местах.

Первые систематизированные представления о палеогеографии, или географии прошлых геологических эпох, развивавшиеся в XVII-XVIII ст., возникли в рамках геологии или точнее естествознания. Уже М.В. Ломоносов в своей работе «О слоях земных» (1763) употреблял термин «древняя география». В XIX ст. палеогеография развивается как составная часть исторической геологии (Ч. Лайель, А.П. Карпинский и др.). Большую роль в формировании этой науки играло изучение древних оледенений (Агассис, Шарпантье, П.А. Кропоткин и др.), а также начало составления специальных палеогеографических карт, на которых первоначально показывалось лишь положение древней суши и моря.

С последней трети XIX ст. начинается изучение геосинклиналей и горообразования в истории земной коры, что представляло интерес не только для геотектоники, но и для палеогеографии. К началу XX ст. палеогеография оформляется уже как самостоятельная наука. Следует подчеркнуть, что именно палеогеографический анализ послужил первым научным обоснованием теории дрейфа материков, заложившей начало мобилизма (Ф.Б. Тейлор, А.Вегенер, Дю Тойт).

Из числа наиболее известных **материков** прошлого необходимо назвать Гондвану, Пангею, Лавразию, а среди океанов – Тетис, Япетус, Урало-Монгольский. Общая схема времени существования материков и океанов в течение фанерозоя, или последних 600 млн. лет, показана в табл. 6.

Материки и океаны прошлого

Возраст (начало этапа, млн лет)		Материки				Океаны				Горообразования	
		Гондвана	Лавразия	Пангея	Евразия	Тетис	Урало-Монгольский	Япетус	Северная Атлантика, Северный Ледовитый		Южная Атлантика
13	KZ ₂				■				■	■	А
167	MZ ₂ -KZ ₁				■	■			■		МЗ
245	MZ ₁	■		■		■					
325	PZ ₃			■							Г
400	PZ ₂	■	■			■	■				К
570	PZ ₁	■					■				
	PR	■					■				С

Примечание. Заштриховано существование материков и океанов. Буквами показано время горообразования: альпийского (А), мезозойского (МЗ), герцинского (Г), каленского (К), салаирского (С).

Гондвана (получила названия от племени и района в Индии) представляет собой древний гипотетичный материк, объединявший нынешнюю Африку, Южную Америку, Индостан, Австралию, Антарктиду. Он существовал в течение почти всего палеозоя, а также в первой половине мезозоя. Со второй половины мезозойской эры начался распад этого суперматерика; на месте расколов сформировался Индийский океан и южная часть Атлантики. Одной из интереснейших особенностей Гондваны можно считать обширное позднепалеозойское оледенение в его пределах, что объясняют прохождением этого материка в то время через район Южного полюса. Долгое время он был отделен океанами от северных материков, и здесь сформировалась своеобразная так называемая гондванская, или глоссоптериевая флора. Определенное флористическое и фаунистическое своеобразие этих площадей фиксируется и сейчас (достаточно вспомнить сумчатых животных и эвкалипты Австралии, мамонтовые

деревья Южной Америки и многое другое, чего нет в северном полушарии).

Лавразия (от Лавренции, – древнего названия Канадского щита, и Азии) была материком, сравнительно недолго существовавшим на месте континентальной части Северной Америки и Евразии. Она образовалась в результате ликвидации, или закрытия в среднем палеозое (400–325 млн. лет) древнего океана на месте Северной Атлантики и формирования здесь горно-складчатых сооружений, названных каледонскими, или каледонидами. Горные сооружения, на первой стадии своего формирования, были окружены лагунными и континентальными бассейнами, где в условиях жаркого засушливого климата накопились песчано-глинистые породы красных цветов. Эти красные цветы получили название олдред (old red stone, или древний красный песчаник), а прилежащие материковые площади – Красного континента. Материк этот протягивался до западных окраин Украины, где в палеозойских стратиграфических разрезах можно наблюдать начало накопления данных красноцветных отложений, сменивших известняки силура. Следует подчеркнуть, что именно во время существования Лавразии начался активный выход на земную поверхность растений, а затем развитие земноводных и пресмыкающихся (амфибий и рептилий).

В позднем палеозое (325–250 млн. лет) все основные континентальные площади были объединены в один материк, получивший название **Пангея**; дословно это означает «общая Земля». Он занимал весьма обширную площадь, протягиваясь от Южного полюса до приполярных районов Арктики. На востоке Пангеи существовал ряд глубоко вдававшихся в материк заливов, один из которых протягивался до Донбасса и далее на запад. Гондванская часть Пангеи, как уже говорилось ранее, была покрыта обширными ледниковыми покровами. Среди других особенностей времени существования Пангеи необходимо отметить наиболее активное за всю историю Земли угленакопление; в течение этого времени сформировалась почти половина мировых запасов углей.

В конце палеозоя, или в середине пермского периода, одновременно с весьма активным угленакоплением в азиатской его части, происходило формирование солей в обширных внутриматериковых морях и лагунах нынешней Европы и Северной Америки. Такой палеогеографический парадокс (одновременное существование про-

тивоположных климатов – влажных и засушливых) может быть объяснен резко расчлененным рельефом Пангеи и размещением его в разных климатических зонах. Времени существования этого материка отвечает проявление обширного и вероятно самого выразительного горообразования, получившего название герцинского. Горные сооружения этого возраста протягивались по линии Урал-Кавказ-Карпаты-Центральная Европа и Южные Аппалачи, которая фиксировала место схождения соответствующих литосферных плит.

Из числа менее известных материковых площадей можно назвать *Ангарида*, или Ангарскую сушу, Ангарский континентальный массив. Название свое он получил по р. Ангаре в Сибири. Впервые под названием Ангарской земли он был выделен Э. Зюссом в 1901 г. и рассматривался как древнее докембрийское ядро Северной Азии. Как самостоятельный материк Ангарида существовала в середине палеозоя и была образована в результате объединения массивов суши, называвшихся Обией, Байкалидой и Анабарой. С юга он был ограничен океаном Тетис. В позднем палеозое в результате ликвидации Урало-Монгольского океана площадь бывшего материка была ограничена сформировавшимися по его окраине горно-складчатыми сооружениями. Особенностью Ангарида было формирование на ее площади своеобразной ангарской флоры, а также активное накопление здесь позднепалеозойских, главным образом пермских угленосных отложений.

Примером еще одного, но уже гипотетического материка, существование которого не подтвердилось, может быть *Лемурия*. Предполагалось, что эта материковая площадь образовалась в конце триаса, в результате распада Гондваны и включала Мадагаскар, Индостан, о-в Цейлон и Австралию. Ее существование обосновывалось современным распространением лемуринов, или полуобезьян. А остальные материковые площади будто бы погрузились на дно Индийского океана. Современные представления о движениях литосферных плит позволяют уточнить суть этой прекрасной историко-геологической легенды. Такого большого материка не было. Острова и регионы с лемурами – это фрагменты Гондваны, где для сохранения лемуринов оказались более подходящие условия. А Индийский океан – это зона расхождения материковых площадей. И соответственно о-в Мадагаскар длительное время был окружен водными бассейнами.

Наибольшую известность среди легендарных островов или материков получила *Атлантида*, которая, если верить сообщениям древнегреческого ученого Платона, находилась в Атлантическом океане, к западу от Геркулесовых столбов. Существует огромное количество гипотез о месте ее размещения и, вероятно, не меньшее количество опровержений. И.А. Резанов утверждает, что с позиции геологии ей отвечает площадь современного вулканического острова Санторин в Средиземном море. А самостоятельного материка в Атлантике не было. И с этим пока нужно согласиться. Хотя разнообразные поиски, в том числе, маловероятные, следует продолжать. Что, в общем-то, и делается. И когда мы выявляем новую Атлантиду, нужно учитывать ее возраст. Ведь это было время существования и формирования древних культур человека, развитого государства.

Из океанов прошлого наиболее изученным и сложно развивавшимся, был *Тетис*, когда-то разделявший суперматерики Гондвану и Лавразию. Его площадь примерно отвечает наиболее возвышенным горноскладчатым сооружениям, протягивающимся от северного побережья Средиземного моря до Юго-Восточной Азии, которые получили название альпид, альпийских горно-складчатых сооружений. Контуры этого океана не оставались постоянными. Первые морские бассейны на его месте существовали уже в докембрии, а достаточно выразительным он был в среднем палеозое (океан этого времени обычно называют Палеотетисом).

В позднем палеозое Тетис стал заливом Пангеи, а в раннем мезозое вновь разделял Гондвану и Лавразию. Сравнительно недавно, примерно 25–15 млн. лет назад, некогда обширный и длительно существовавший океан превратился в систему внутриматериковых морей и заливов, в числе которых Средиземное, Черное, Каспийское. В какой-то интервал времени эти заливы и моря в северной его части образовывали своеобразный бассейн, получивший наименование Паратетиса. Ликвидация, или закрытие океана стало следствием схождения литосферных плит Евразии, Африки, Индостана.

В поздней докембрии и раннем палеозое (примерно 630–400 млн. лет назад) на месте Северной Атлантики существовал океан *Япетус*, или Палеоатлантика. На севере он соединялся с Урало-Монгольским океаном, протягивавшимся от Урала через Тянь-Шань, Монголию и Забайкалье в Охотское море. А на юге выходил к Тихому океану, разделяя Северную и Южную Америку. Морские отложе-

ния времени существования Япетуса детально изучены в Аппалачах, по окраинам Скандинавского п-ова и в Великобритании. Один из заливов или морей этого океана протягивался до западных окраин Украины, следами которого являются знаменитые силурийские известняки Подолии.

Закрытие, или ликвидация Япетуса произошла в среднем палеозое. Это был достаточно длительный процесс, продолжавшийся в течение 480–400 млн. лет назад. На месте бывшего океана первоначально сформировалась система лагун и заливов, где в условиях засушливого климата накапливались красноцветные отложения, о которых мы уже говорили раньше. Изоляция и ликвидация этих морских и континентальных бассейнов стала причиной того, что на поверхность здесь стали выходить приспособившиеся к таким условиям растения и рыбы. Так появились первые амфибии и рептилии, предки современных земноводных и пресмыкающихся.

Достаточно сложно развивался еще один океан, получивший наименование *Урало-Монгольский*. Иногда его разделяют на два самостоятельных океана – Уральский (Палеоуральский) и Центрально-Азиатский. Более детально изучена уральская часть океана, для которой точно устанавливается время существования бассейна: 480–325 млн. лет назад. Достаточно уверенно восстанавливается и ширина этого океана, составляющая от 1500 до 2500–3000 км. Как это доказывается? А очень просто: все изгибы, складки и надвиги Уральского складчатого сооружения мысленно «распрямляются», что и позволяет говорить о первоначальной ширине. Причем, эта внешне «простая» операция – результат очень сложных измерений и расчетов, названных палинспастическими.

Центрально-Азиатский океан, подобно Тетису, также неоднократно разрастался и сокращался. Время его существования определяется значениями 850–325 млн. лет. В какие-то интервалы времени Урало-Монгольский океан соединялся с Япетусом. А восточная его окраина в среднем палеозое (400–325 млн. лет) была узким проливом, подобным Красному морю, который соединял его с Тихим океаном. А также разделял Сибирскую и Китайскую платформы, или материковые массивы восточной окраины Азии. Время ликвидации Урало-Монгольского океана практически для всей его части было одним и тем же. Это произошло 325 млн. лет назад и знаменует начало здесь герцинских горообразовательных процессов.

Говоря о формировании отдельных океанов и морей, необходимо подчеркнуть, что время их существования, как правило, очень точно датируется. На этот момент необходимо обратить внимание в связи с тем, что уже много лет разные исследователи пытаются обосновать возможность своеобразного и непонятного «переворачивания» Земли, нарушение ею привычного вращательного движения и прецессии, при котором океаны и моря резко будут менять свои площади. Можно со всей ответственностью заявить, что для последнего полумиллиарда лет такого не было.

Периодически, примерно через 75–80 млн. лет литосферные плиты и соответствующие материки могут менять направление своего движения. До следующей подобной структурно-геологической и геодинамической перестройки остается, по нашим подсчетам, 60–65 млн. лет. Поэтому предположения о том, что в ближайшие десятилетия и столетия Земля начнет кувыряться – может быть и красивая, но слишком смелая, далекая от реальности фантазия. Если только человек сам не заставит ее сделать такое.

Кстати, о прогнозах. Как будет формироваться развитие материков и океанов в будущем? Направление движения и скорость перемещения отдельных литосферных плит установлены достаточно уверенно и на этом основании можно условно определять или прогнозировать контуры материков и океанов будущего. Так называемые рифты, или крупные расколы вдоль северо-восточной части Африки позволяют предполагать, что если процесс этот продолжится, то не исключено, что Индийский океан через нынешние Красное и Средиземное моря соединится с Атлантическим.

Журналистов и просто любознательных природоведов время от времени интересует вопрос: может ли сформироваться океан на месте нынешнего Байкала? Здесь действительно существуют крупные расколы, а Байкальский рифт – аналогичен Красноморскому. Однако этих растяжений недостаточно, чтобы разорвать прочно сцементированный материк Евразию. Подобное явление уже было в ее истории примерно 245–220 млн. лет назад, когда на площади нынешней Западно-Сибирской низменности (плиты) сформировались гигантские расколы, кстати, значительно более протяженные, чем Байкальские. Они протягивались до восточной окраины Африки, обусловили формирование Индийского океана и Мозамбикского пролива, но так и не смогли расколоть литосферную плиту крупнейшего нынешнего ма-

терика. Зато это позволило В.В. Белоусову назвать в свое время Западную Сибирь «несостоявшимся океаном».

Исходя из таких построений, нынешние океаны условно принято разделять на молодые, в числе которых Атлантический, Индийский и Северный Ледовитый, и древние, каковым считается Тихий. Предполагается, что на месте последнего в течение фанерозоя, или последних 600 млн. лет, существовала океаническая площадь, которая сокращалась или разрасталась в результате наступления или отступления от нее соседних материковых площадей (литосферных плит). И еще одна интересная закономерность, которая выявляется при анализе схемы развития океанов и материков. На приводившейся ранее таблице хорошо видно, что появление одних из этих крупнейших структур земной коры совпадает с ликвидацией других. Это взаимосвязанное явление – результат перемещения литосферных плит.

Таким образом, оформление современной схемы существования материков и океанов начинается со второй половины мезозоя, или примерно 165 млн. лет назад. Это отвечает началу образования (раскрытию – как принято в современной терминологии) Атлантического океана, его северной части, и Северного Ледовитого. С этого времени окончательно перестают существовать Гондвана и Лавразия; как самостоятельный материк начинает оформляться Евразия. А океан Тетис вступает в последнюю стадию своего развития, которая затем сменилась активным горообразованием на его площади. Как это происходило – будет рассмотрено в следующем разделе.

Геосинклинали и горообразование, геотектонические циклы

Изучение тектонических движений прошлого, являющееся составным элементом исторической геологии, обязательно сталкивается с такими понятиями как геосинклинальный процесс и горообразование. Это в определенном отношении противоположные по своей сути явления и режимы, длительные проявления которых фиксируются на больших площадях. Они находятся в определенной связи, формируя то, что получило название геотектонического цикла. Самое интересное, что даже у специалистов нет единой точки зрения на закономерности пространственно-временного их развития. Попробуем

изложить суть таких представлений и самостоятельно разобраться в этом.

Во второй половине XIX ст. американские исследователи Дж. Холл и Дж. Дэна установили, что большинство складчатых сооружений формируется на месте ранее длительно существовавших морских бассейнов, в которых накопились мощные толщи осадочных и вулканических пород. Такие морские и океанические депрессии или даже тектонические структуры стали называться геосинклиналями, а сформированные на их месте горно-складчатые сооружения – геосинклинальными. Данная группа тектонических структур противопоставлялась платформам – тем материковым площадям, что потеряли свою подвижность и обычно имеют в основании залегающий на небольшой глубине кристаллический фундамент.

При изучении геосинклиналей, которые обычно трактовались как историко-геологическое понятие, определенную сложность вызывало установление современных их аналогов. В свое время ученые долго спорили, какие из нынешних морских или океанических бассейнов можно было бы отнести к геосинклиналям. Называли как океаны, так и отдельные сравнительно небольшие моря типа Черного или Охотского. Вероятно, правы были все, потому что по схеме геосинклинального развития формируются и крупные складчатые пояса типа Средиземноморского или Урало-Монгольского, и сравнительно небольшие Донбасс (ДСС) и Горный Крым.

Учение о геосинклиналях активно развивалось в первой половине XX ст. В связи с формированием представлений о литосферных плитах был понят механизм геосинклинального процесса. Геосинклиналями, исходя из таких взглядов, можно называть те бассейны и зоны вдоль окраины расходящихся литосферных плит, которые были областями длительного прогибания и активного осадконакопления, а в результате их схождения превращались в горно-складчатые сооружения. И соответственно раскол литосферной плиты и формирование на его месте крупного грабена (рифта) могло со временем перерасти в морской или океанический бассейн, превратиться в геосинклиналь. Подобный процесс происходит сейчас на месте рифта Красного моря, вдоль восточной окраины Африки и других рифтовых зон Средиземного моря, которые могут впоследствии стать новым океаническим бассейном, соединяющим Индийский и Атлантический океаны. То есть, начало формирования одной

из геосинклиналей или даже ее предисторию мы можем наблюдать уже сейчас.

Таким образом, современной геосинклиналью может быть и Атлантический океан, и система морских бассейнов вдоль западной окраины Тихого океана и многие другие подвижные зоны Земли. Примерами небольших бассейнов, развивающихся по схеме геосинклинали, можно считать моря и заливы на месте уже упоминавшихся Донбасса, Горного Крыма, Юго-Восточного Памира. В связи с развитием учения о литосферных плитах интерес к геосинклиналям ослабел, однако их изучение пока не прекратилось. На материалах таких исследований было установлено, что процесс геосинклинального прогибания в одних тектонических системах совпадал по времени с горообразованием в других. Например, процесс раскрытия Атлантического океана со второй половины мезозоя строго соответствует времени активного горообразования вдоль окраины Тихого океана и даже своеобразного сокращения его площади.

Учение о геосинклиналях и горообразовании породило в геологии представления о *геотектонических циклах*. Таким термином назывался интервал времени или совокупность процессов от начала геосинклинальных прогибаний до завершения здесь горообразования. В числе наиболее детально изученных их проявлений были каледонский, герцинский, ряд мезозойских и ныне продолжающийся альпийский цикл. В каждом цикле выделяется геосинклинальная и орогенная (горообразовательная) стадии. Выявление таких циклов, и в частности, горообразований лежит в основе составления тектонических карт. Определенным цветом на них показываются складчатые области, сформировавшиеся в тот или иной геотектонический цикл, его орогенный этап (время горообразования).

Многие геосинклинали и места схождения литосферных плит имеют различную протяженность и разное строение; в зависимости от этого они могут быть разделены на отличающиеся по своей структуре и истории развития участки, в пределах которых возникают складчатые сооружения, группирующиеся в отдельные пояса, области, системы. Так, в Средиземноморском горно-складчатом поясе, протягивающемся от Атлантического океана до Юго-Восточной Азии, обособляются Европейская, Альпийская, Карпатская, Кавказская, Гималайская и другие области. В Тихоокеанском поясе, окружающем Тихий океан, выделяются Верхояно-Чукотская, Сихотэ-

Алинская, Японская (Ниппонская), Кордильерская области и т.д. Такое же разделение может быть сделано в Атлантическом и Урало-Монгольском поясах.

Обычно каждая из таких областей испытывает первоначально активные прогибания, а затем горообразование в определенные этапы геологической истории; такие этапы горообразования, или орогенезы, получили собственные названия по месту своего наиболее выразительного проявления. Так, каледонское горообразование выявлено было первоначально на Британских островах, герцинское – в центре Европы (оно получило название по зоне Гарца), мезозойские орогенезы установлено в разных местах Тихоокеанского и Средиземноморского поясов (часть из них имеет собственные названия – индосинийское, киммерийское и др.), альпийское – в Альпах и Карпатах.

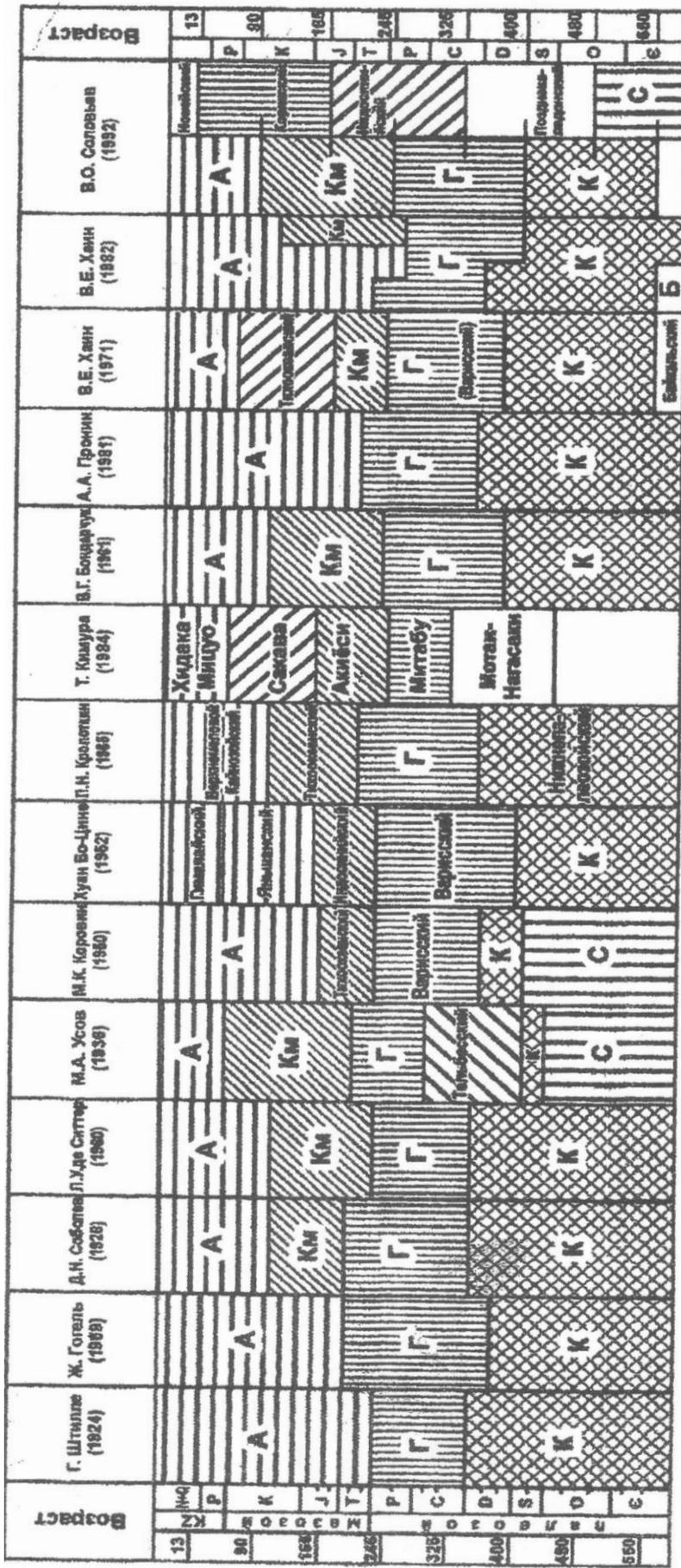
Однако учение о геотектонических циклах оказалось наименее разработанным и даже больше всего запутанным. Разные исследователи выделяли в фанерозойской геологической истории от трех орогенезов или циклов, первоначально намеченных М. Бертраном, до пяти-шести и более (М.А. Усов и др.). Возраст наиболее детально изученных в Европе орогенезов и циклов зачастую не совпадал с таковыми в Тихоокеанском поясе. Например, классическое герцинское горообразование, приуроченное к позднему палеозою, отвечает этапу активных геосинклинальных прогибаний в Сихотэ-Алине, Верхоянье, Японии и других областях.

Подобные примеры можно найти и в Европе: с герцинским орогенезом совпадают прогибания геосинклинального типа в Донбассе. Начавшийся с девона каледонский орогенез продолжался и значительную часть раннего карбона; тогда становилось непонятным, к какому времени была приурочена геосинклинальная стадия герцинского цикла. Это приводило к выделению «скользящих» границ стадий, кризису этой весьма продуктивной идеи, на которой строились тектонические карты. Общая схема орогенезов по разным представлениям приведена в табл. 7.

Явление разновозрастности противоположных тектонических режимов в разных подвижных системах хорошо объясняет тектоника литосферных плит, о чем уже неоднократно говорилось. А выходом из сложившегося положения должна была стать схема «объемного» изображения циклов, включающая две разновозрастные их группы с

Таблица 7

Представления об орогенезах и геотектонических циклах в фанерозойской истории



Геотектонические циклы: А - альпийский, Км - киммерийский, Г - герцинский, К - каледонский, С - салаирский

принятием единых границ для разных их стадий и своими названиями. Она была предложена В.О. Соловьевым еще в 1992 г. и с некоторыми изменениями и уточнениями приводится ниже (табл. 8).

Таблица 8

Схема геотектонических циклов фанерозоя

Наименование циклов и начало их проявления (млн. лет)			
90	Альпийский	IIIIII IIIIII	Новейший 13
		———— ————	Сихотэалинский
245	Киммерийский	IIIIII IIIIII	167
		———— ————	Индосинийский
400	Герцинский	IIIIII IIIIII	325
		———— ————	Позднекаледонский (тельбесский)
550	Раннекаледонский (таконский)	IIIIII IIIIII	480
		———— ————	Салаирский
710	Кадомский	IIIIII IIIIII	630
		———— IIIIII	

Примечание: ———— – геосинклинальная стадия; IIII – орогенная стадия.

Границами геотектонических циклов и отдельных их стадий – геосинклинальной и орогенной – становились структурно-геологические перестройки, которые будут рассматриваться позднее. Установление глобальной смены разнородных тектонических режимов в подвижных областях снимало вопрос о единых границах. Анализ продолжительности геосинклинального прогибания и следующего за ним горообразования на примере практически всех геотектонических

циклов фанерозоя показывает, что они примерно одинаковы. Каждая из стадий этого цикла развивается обычно в течение 75–80 млн. лет, а всего цикла – около 155 млн. лет. Примерно такая продолжительность циклов принималась и раньше, но теперь мы имеем однозначно понимаемые построения, укладываемые в строгую возрастную схему.

Не следует считать, что с появлением предложенной схемы сняты все вопросы расшифровки геотектонического развития. Далекое не все складчатые сооружения укладываются в подобные типовые построения. Например, формирование Кавказа, Карпат или Альп происходило в течение нескольких таких циклов; в этом случае мы говорим о полициклическом их развитии. В пределах того же Урала геосинклинальная стадия не укладывается лишь в одну стадию герцинского цикла, отвечающую среднему палеозою, а является более продолжительной. Естественно, что использование такой схемы развития геотектонических циклов должно внести определенные изменения в процесс составления тектонических карт. Но все эти детали лишь показывают своеобразие каждой из складчатых областей и не могут быть основанием для отказа от данной весьма продуктивной схемы в целом, ее неприемлемости.

Приведенная здесь информация позволяет не только понять, как происходит история формирования современного рельефа, крупнейших горно-складчатых сооружений, но и чем обусловлены его особенности. На месте каледонид и герцинид, сформировавшихся в среднем и позднем палеозое, сейчас размещаются горы преимущественно средней и низкой высоты (Центральная Европа, Урал, Аппалачи и др.). Горообразование вдоль Тихого океана, начавшееся преимущественно со второй половины мезозоя, обусловлено перемещением материковых площадей и раскрытием Атлантики. Наконец, формирование наиболее высоких горных сооружений на юге Евразии есть результат ликвидации океана Тетис и схождения этого материка с фрагментами Гондваны (Африка, Индостан). Процесс горообразования начался здесь сравнительно недавно, примерно 15 млн. лет назад. И мы можем наблюдать его на ранних стадиях развития.

И еще одно очень важное практическое значение изучения геотектонических циклов. Оно дает возможность обосновывать глобальную историко-геологическую периодичность, выделять этапы

своеобразного развития самых разных тектонических систем (областей, поясов, платформенных депрессий). Это очень важно для региональной и исторической геологии, так как выделение палеозоя, мезозоя и кайнозоя, а также отдельных их систем, основанное на характере развития органического мира, зачастую не совпадает с этапами осадконакопления, магматизма и формирования складчатых сооружений. Примерами таких этапов, или историко-геологических периодов могут быть средний и поздний палеозой, ранний и средний мезозой, позднемеловой-раннекайнозойский этап и начавшийся новейший этап геологической истории, которые уже рассмотрены ранее. Подробнее об этом поговорим позже.

Развитие тектонических движений во времени

Тектонические движения являются ведущим фактором историко-геологического развития. Именно они формировали материки и океаны, обусловили создание геосинклиналей и складчатых сооружений. Частично эти вопросы уже рассмотрены. Вместе с тем, расшифровка закономерностей развития их во времени остается в числе наиболее сложных и запутанных. Данное направление исторической геотектоники должно изучаться не только структурно-геологическими методами, а литолого-формационными, путем максимально точной датировки разного рода перемещений в земной коре. Важную роль в этом процессе имеет магматизм, который относится к числу очень важных факторов и индикаторов тектогенеза. В целом хронология тектогенеза по-разному понимается разными исследователями, что недопустимо, так как именно она должна лежать в основе историко-геологической периодизации, а также составления тектонических карт.

Общие представления о тектонических движениях, в том числе схема их деления понимаются более или менее однозначно. Среди них принято выделять деформационные движения, проявленные формированием разрывных и складчатых нарушений (разломов, складок, складчатых сооружений, различных блоков земной коры), и вертикальные колебательные перемещения, которые обуславливают накопление осадочных отложений или разрушение воздымающихся площадей. Особую группу тектонических движений составляют

горизонтально перемещающиеся литосферные плиты Земли, в местах разрыва или схождения которых могут формироваться океаны и горно-складчатые сооружения. Расшифровка всех этих проявлений тектогенеза может достигаться анализом «каменной летописи Земли», чем и занимается историческая геология. Единственными тектоническими движениями, которые мы имеем возможность наблюдать и анализировать непосредственно, являются землетрясения.

Среди большого количества проявлений тектогенеза можно различать три основные его группы. Это кратковременный или даже геологически мгновенный эпизодичный тектогенез, примером которого может быть тектоническая фаза. Различают также эпохи различной тектонической подвижности, которые могут прослеживаться в глобальном масштабе. И геотектонические циклы, которые представляют собой закономерное проявление и сочетание разных тектонических режимов, результатом чего является формирование определенных складчатых сооружений; мы их только что рассматривали. Среди эпизодически проявленного тектогенеза, кроме обычных тектонических фаз, следует выделять ту их разновидность, за которой в последнее время закрепилось название структурно-геологической перестройки. Все эти понятия прочно утвердились в геотектонике, хотя по вопросу о характере развития их во времени и геологической сути существует большой разнотой мнений.

Изучение тектонических движений имеет почти двухвековую историю, о чем уже говорилось при рассмотрении развития геологии. Вместе с тем, наши нынешние представления мало отличаются от положений и взглядов, формулировавшихся М. Бертраном (1886–1887), Г. Штилле (1924) и Н.С. Шатским. Разнотой во мнениях заключается в том, что отсутствуют единые представления о продолжительности проявления основных форм тектогенеза, а также их сути и масштабов, возможности межрегиональной и глобальной корреляции. Все это нужно хорошо представлять при изучении тектонических движений, использовании терминологии данной науки.

Тектонические фазы. Введение этого понятия и термина в активное использование связывается обычно с именем Г. Штилле (1924). Суть сформулированного им «орогенного закона времени (канона)» заключается в том, что развитие Земли состоит, по его представлениям, из чередования длительных периодов относительного покоя («эволюционных периодов») с кратковременными и резко

проявленными деформациями, своеобразными «орогеническими эпохами, или фазами», в течение которых имел место орогенез (горообразование, складкообразование). Такие эпохи (фазы) фиксируются угловыми несогласиями; проявление их было одновременным в глобальном масштабе, а количество строго ограничено.

Такие идеи первоначально нашли широкое распространение, так как облегчали систематизацию и анализ регионального структурно-геологического материала, позволяли осуществлять межрегиональную корреляцию тектонических движений. Однако очень скоро стали появляться данные, не укладывающиеся в сформулированный Штилле канон. Так, в ряде областей были установлены угловые несогласия в периоды, рассматриваемые им как «анорогенные». В отдельных геологических системах иногда фиксировались десятки угловых несогласий, осуществлять корреляцию которых было просто невозможно. Многими исследователями (Л. Кобер, М.А. Усов и др.) подчеркивалось, что более обоснованное выделение подобных фаз может осуществляться по данным формационного анализа. Эти и другие представления, а также использование термина «фаза» в самом различном смысле привели к потере интереса к такой в целом очень продуктивной идее. И соответственно разделили специалистов на тех, кто верил в возможность корреляции данной формы тектогенеза, или отрицал ее.

Выходом из такого положения может быть трактовка тектонической фазы, которую следует понимать как *рубеж* или границу тектонических (седиментационно-палеогеографических, тектоно-магматических и др.) режимов, фиксируемых в разнородных структурах и подвижных областях. Такое понимание ее как переломного, геологически мгновенного процесса ближе всего отвечает сути данного термина, который переводится с греческого как «появление». В качестве доказательства возможности существования подобных фаз приводится характеристика главных из них.

Штирийская тектоническая фаза (ТФ) – одно из основных проявлений альпийского тектогенеза, фигурировавшее в схемах почти всех исследователей. Название дано по Штирийским Альпам. Она проявлена на рубеже среднего и позднего миоцена (иногда уточняется – имеет предсарматский возраст) и может быть датирована значениями 13 ± 2 млн. лет. Она начинается собственно альпийский орогенез и может рассматриваться как начало новейшего этапа раз-

вития Земли. Кроме интенсивной складчатости в Альпах, Карпатах и на Кавказе, она характеризуется началом обширных сводовых воздыманий во многих регионах Азии и активным эпиплатформенным орогенезом на Тянь-Шане, Памире, восточной окраине Африки, других регионах. Ее возрастным аналогом может быть гималайский орогенез и метаморфизм (фаза), вторая карпатская, алеутская и другие синхронные проявления тектогенеза.

Пиренейская фаза также входит в список главных движений схем Г. Штилле, С. Бубнова и др. Первоначально предполагалось ее проявление между эоценом и олигоценом; по уточненным позднее представлениям (Ж. Гогель, 1969; Г. Муравски, 1980 и др.) она должна быть отнесена к рубежу среднего и позднего эоцена, лютетского и бартонского веков, и датирована значениями 40 ± 2 млн. лет. Начинает эпоху активных среднекайнозойских дифференцированных тектонических движений, что позволяло многим исследователям включать ее в альпийский геотектонический цикл. Возрастными аналогами может считаться триалетская фаза Кавказа, журавская фаза Скифской плиты, илларийская фаза Центральной Европы, предкузнецовская в Сихотэ-Алине и ряд других менее известных.

Ларамийская фаза относится к числу наименее точно датированных тектонических событий, фиксируемых на границе мела и палеогена. Иногда уточняется, что оно имело место в конце маастрихта и абсолютный возраст его 65 ± 2 млн. лет. Для фазы характерно резкое сокращение морских площадей, снижение скоростей осадконакопления в депрессионных структурах, проявление частых седиментационных перерывов. По времени она совпадает с одним из главных великих вымираний. Она же знаменует прекращение накопления толщ писчего мела и начало траппового магматизма на плато Декан (Индостан), который иногда рассматривается как наиболее грандиозный. Возрастными аналогами ларамийской фазы могут быть камчатская, фаза Идзуми в Японии, позднеиеншаньская в Китае.

Средиземноморская ТФ в схемах Г. Штилле и большинства других исследователей отсутствует. Вместе с тем, ее считают одной из наиболее выразительных в Восточных Альпах и Западных Карпатах, где она проявлена складкообразованием, эпизодичным метаморфизмом с возрастом 90 ± 2 млн. лет, сменой характера осадконакопления. Возраст ее уверенно определяется как туронский, а седиментационные изменения могут рассматриваться как глобаль-

ные. В частности, именно с позднего турона начинается накопление пещего мела, орогенез в Сихотэ-Алине и многие другие переломные события, что позволяло относить ее к числу одной из наиболее выразительных структурно-геологических перестроек фанерозоя. Синхронный тектогенез именуется иногда как предгозауский (внутригозауский), субгерцинский, эоальпийский, фазы ильседская и санталючийская в Кордильерах, движения поздняя Сакава в Японии.

Аналогичным образом могут быть охарактеризованы австрийская, новокиммерийская, яйлинская, донецкая, лабинская, сихотэалинская, заальская, астурийская, судетская и другие фазы фанерозоя. Они проявлены аналогично и первоначально выделялись главным образом по угловым несогласиям. Менее обоснованными следует считать фазы среднего и раннего палеозоя, тектонотипы которых были установлены в центральной части Урало-Монгольского пояса (Алтай, Салаир и др.). Интересно, что все они повторяются примерно через 26 млн. лет и ко времени их проявления приурочена активизация бомбардировки Земли наиболее крупными телами.

Структурно-геологические перестройки можно рассматривать как ту разновидность тектонических фаз, в результате проявления которых коренным образом меняется структурный план развития подвижных областей, характер седиментационно-палеогеографических обстановок, тип магматизма. Подобные преобразования зачастую разделяют те режимы, которые именуют геосинклинальными, орогенными, платформенными. Поскольку с ними часто связано начало расколов материковых площадей, раскрытие океанов или наоборот, их ликвидация, можно говорить, что проявление данного тектогенеза является следствием изменения режима движения литосферных плит, направления и скорости их перемещения.

Наиболее детально изученной и самой выразительной может считаться *визейская* (точнее, поздневизейская) структурно-геологическая перестройка. Классическим примером ее проявления могут считаться преобразования, начавшие формирование верхоянского терригенного комплекса на Северо-Востоке. Синхронная граница наиболее существенных литологических изменений может быть проведена там между неруинским и магарским горизонтами верхнего визе. Такого же типа одновозрастные изменения устанавливаются между донецким и грабовским горизонтами в Донбассе, каменноугольным известняком и сланцами Боуленд в бассейнах Южной

Англии, известняками Мерамек и сланцами Честер в Северной Америке.

Синхронная, но противоположная по своему литологическому характеру седиментационно-палеогеографическая граница фиксируется в структурах Юго-Восточной Азии, где терригенный средний палеозой, местами континентальный, сменяется карбонатным верхним палеозоем. В Японии это граница между сериями Одайра и известняками Онимару; однотипные изменения в Южном Китае и Индокитае не могут быть датированы с той же точностью и не имеют единого унифицированного наименования, однако проявлены аналогично. В Средней Сибири карбонатный средний палеозой сменяется терригенным угленосным верхним палеозоем, а в депрессионных структурах Средиземноморского и Урало-Монгольского поясов выше геосинклинальных комплексов среднего палеозоя залегает континентальный терригенный верхний палеозой. Седиментационно-палеогеографические изменения в областях названных поясов сопровождаются активным орогенным магматизмом. Аналогичное явление имеет место в прогибах Африки и Восточной Австралии (Кару, Тиндуф, Тимимун, Карнарвон и др.). Схема проявления визейской структурно-геологической перестройки в подвижных областях Евразии показана на рис. 10.

Анализ характера данных изменений в позднем визе показывает, что начало орогенеза в одних тектонических системах совпадает с прогибаниями миогеосинклинального типа в других (Донбасс, Верхоянье) или поступлением в эти структуры продуктов разрушения воздымающихся площадей. Кроме седиментационно-палеогеографических преобразований следует подчеркнуть идеальное совпадение начала гранитоидного магматизма на Урале, Кавказе, отдельных системах Европы и Северной Америки, которые определяются значениями 325 ± 2 млн. лет.

Сходное проявление характерно для *позднепермской* структурно-геологической перестройки, которая отвечает времени сихотэалинской фазы. В отличие от поздневизейских преобразований, обусловивших создание Пангеи, позднепермский тектогенез начал ее разрушение, что нашло отражение в формировании субмеридиональной и северо-западной систем рифтов. Их образование сопровождалось грандиозными излияниями базальтовых лав на севере Евразии (сибирские траппы); на юге одно из продолжений рифтов можно

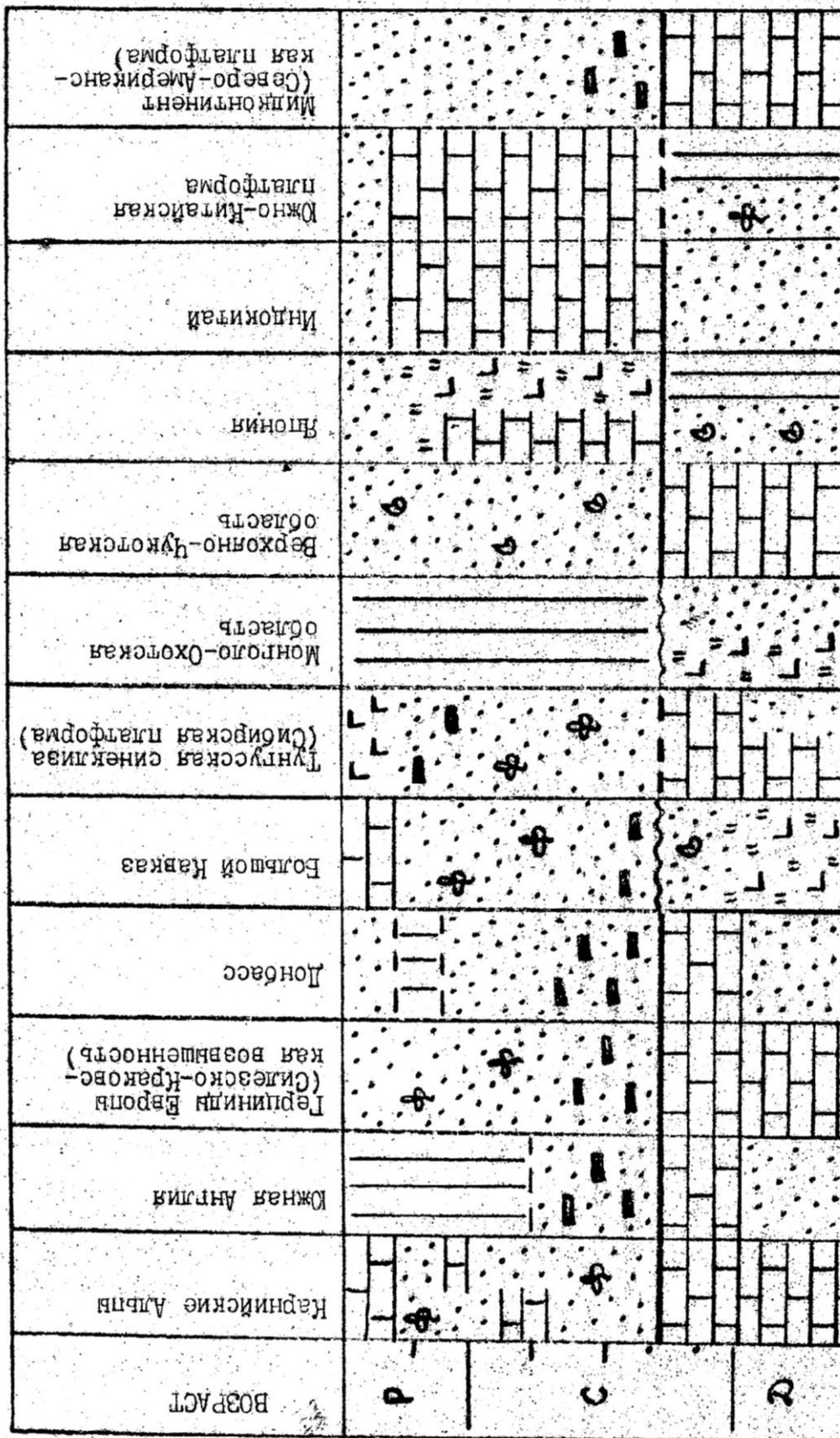


Рис. 10. Визейская структурно-геологическая перестройка

предполагать в Мозамбикском проливе, что позволяет связывать с данным рифтогенезом начало раскрытия Индийского океана. В пределах Средиземноморского подвижного пояса ее проявление обусловило начало устойчивого существования морских бассейнов (океана Тетис).

Вдоль восточной окраины Азии с позднепермскими преобразованиями связано начало формирования индосинид и зон ранней консолидации в Сихотэ-Алине и Верхояно-Чукотской области. Следует подчеркнуть принципиальное отличие сихотэалинской фазы, фиксирующей позднепермский тектогенез, от заальской и лабинской, которые проявлены резкой активизацией прогибаний в уже существующих депрессиях, но не фиксируют сколько-нибудь значительной перестройки структурного плана развития и условий осадконакопления. Таким образом, именно позднепермская перестройка подготовила нынешний план развития литосферных плит и строения материков.

Келловейская структурно-геологическая перестройка продолжила формирование ранее наметившегося плана развития структур Земли. Она может рассматриваться как начало образования и устойчивого разрастания (раскрытия) молодых океанов – северной части Атлантического, Северного Ледовитого и Индийского. В отдельных зонах Средиземноморского пояса и более широко в Тихоокеанском поясе келловейский тектогенез начал формирование мезозойских складчатых сооружений, получивших название киммерид в Средиземноморье (Горный Крым и др.), невадид в Кордильерах Северной Америки, памирских сооружений на Памире, иеньшаньских (яньшаньских) в Китае и Японии и верхоянских на Северо-Востоке. Данная перестройка обусловила также резкие изменения условий осадконакопления – начало устойчивых прогибаний и терригенной седиментации в Западной Сибири, обширного накопления красноцветов в Юго-Восточной Азии, формирования орогенных комплексов в молодых складчатых сооружениях.

Туронская структурно-геологическая перестройка, отвечающая времени проявления средиземноморской тектонической фазы, знаменовала начало развития океанического бассейна в Южной Атлантике, а также формирования ряда складчатых сооружений в Тихоокеанском поясе. Классическим его примером может быть Сихотэ-Алинская складчатая область, где эта инверсия режимов точно

датирована. Она же начинает ларамийскую складчатость Кордильер. Наиболее точная датировка и резкая литологическая смена (формационное несогласие) устанавливается в Днепровско-Донецкой впадине, где данный тектогенез совпадает с началом формирования толщ писчего мела и других карбонатных комплексов в сооружениях Средиземноморского пояса и на прилежащих платформенных областях, а также активным флишеннакоплением в Альпах и Карпатах. Это явление приурочено здесь к середине туронского века.

Миоценовая структурно-геологическая перестройка, совпадающая со штирийской тектонической фазой, имела место сравнительно недавно (10–15 млн. лет назад). Поэтому характер данных преобразований пока не может быть однозначно оценен и расшифрован. Она имеет существенные отличия от других мезозойских перестроек и чем-то напоминает позднепермские преобразования. К данному возрастному уровню может быть отнесена окончательная ликвидация океана Тетис и начало проявления альпийского орогенеза. Причем, в воздымания вовлекаются и области более древней консолидации (Тянь-Шань, Памир и др.), что позволило обосновать существование эпиплатформенного горообразования. Орогенный магматизм в азиатской части Тихоокеанского пояса сменяется обширными наземными излияниями базальтовых лав. С данной перестройкой можно связывать начало формирования островных дуг, которые являются своеобразными аналогами современных геосинклиналей. А также рифтогенез в Центральной Европе и вдоль восточной окраины Африки.

Более древние раннепалеозойские перестройки пока не могут быть охарактеризованы и обоснованы столь же детально. Результатом **силурийско-девонских** преобразований на рубеже этих периодов (эрийская-арденская фаза) стало закрытие Северной Атлантики, ликвидация океана Япетус. Это нашло отражение в формировании здесь каледонских складчатых сооружений или поздних каледонид, а на больших прилежащих площадях – красноцветов, получивших название древнего красного песчаника (Old red stone). Данное историко-геологическое явление оказало важное воздействие на развитие органического мира, обусловив выход на земную поверхность растений и животных. Формирование подвижных областей перемещается с этого времени в пределы Урало-Монгольского и Средиземноморского поясов. А обширная в раннем палеозое карбонатная седиментация перемещается на восток Азии (Сибирская платформа и др.).

Кембрийская структурно-геологическая перестройка, одним из проявлений которой может быть салаирская фаза и которая начинала салаирский орогенез, намечалась еще в построениях М.А. Усова (1936), М.К. Коровина (1941), В.В. Белоусова (1948) и др. Более обоснованно в качестве фазы для Алтае-Саянской области она выделена впоследствии (М.Ф. Романенко, 1967; В.С. Сурков и др., 1971). В исследованиях В.М. Цейслера (1987) для ее обоснования и датировки был использован формационный метод, который показал важную его роль, не уступающую байкальскому и каледонскому орогенезу, четкое литологическое выражение и магматический контроль. Для данной перестройки также является характерным противоположные по своему характеру седиментационные изменения: появление молассового комплекса в салаиридах и, наоборот, смена обломочных отложений карбонатным средним кембрием-силуром на юге Скалистых гор (Энциклопедия, 1980, с. 286).

Структурно-геологические перестройки, аналогичные таковым в фанерозое, могли проявляться и в докембрии. Одним из ее примеров может быть «великое обновление» по Г. Штилле, имевшее место между ранним и поздним протерозоем и датированное значениями 1,65 млрд. лет. Он называл его рубежом между протогеом и неогеем и считал поворотным моментом в истории Земли. После длительного гранитоидного магматизма, фиксировавшего оформление материка Пангея-1, тогда начался активный базальтоидный вулканизм и формирование новых подвижных систем, закладывавшихся в ином структурном плане. Некоторые исследователи отмечали, что данная перестройка подобна той, что имела место в конце перми, на рубеже палеозоя и мезозоя.

Рассмотренные перестройки необходимо отличать от обычных тектонических фаз. Так, в конце среднего триаса, ранней перми и середине девона имела место активизация прогибаний и осадконакопления во многих седиментационных бассейнах, но литологический состав формирующихся толщ был близким. Кроме того, структурно-палеогеографический план в эти моменты не менялся. В процессе же перестройки происходила не просто резкая смена состава накапливающихся отложений (формационное несогласие), но и резко проявленное *площадное перераспределение* однотипной седиментации.

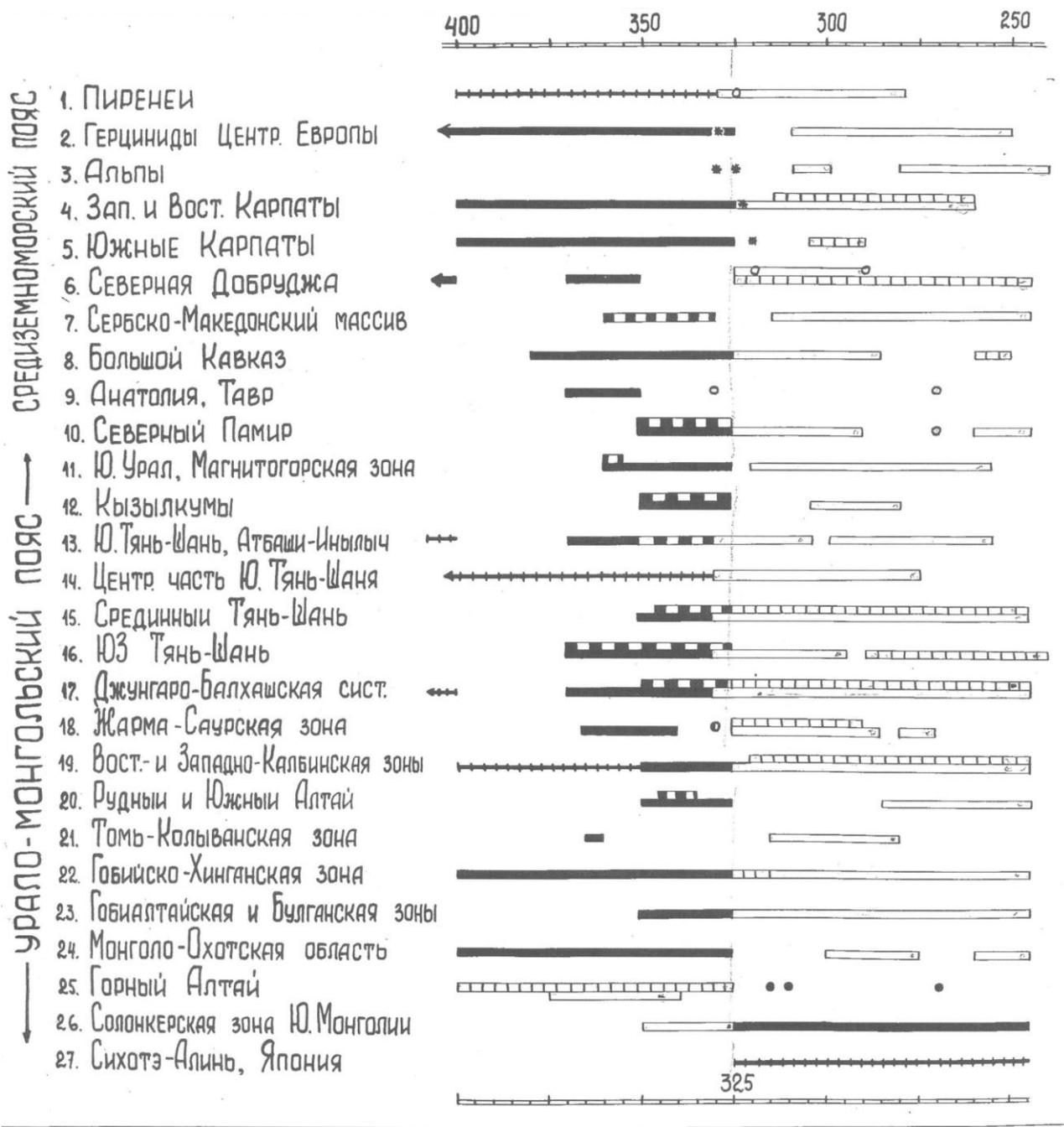
Можно утверждать, что обычно такие структурно-геологические перестройки отвечают границам режимов, которые определя-

ются как геосинклинальные, орогенные, платформенные. Данные преобразования следует также отличать от кратковременных тектономагматических кульминаций, седиментационных перерывов, активизации складкообразования, трансгрессий и регрессий. То есть, всех тех проявлений, что характерны для обычных тектонических фаз.

Рассмотренные структурно-геологические перестройки характеризуются региональной или даже глобальной сменой типа магматизма. Например, визейская перестройка, начинающая герцинский орогенез, проявлена обширными наземными излияниями преимущественно кислых лав и внедрением гранитоидов в самых различных областях Средиземноморского и Урало-Монгольского складчатых поясов. Общая смена типа магматизма, для которой в свое время было предложено название тектономагматический рубеж, показана на рис. 11. Нужно обратить внимание на то, что начало сиалического магматизма, связанного с герцинским орогенезом, строго совпадает в самых различных областях Европы, Кавказа, Урала и др., отвечая значению 325 ± 2 млн. лет.

Сменившие в конце перми этот сиалический орогенный магматизм наземные излияния базальтоидных лав, которые известны в герцинидах Европы, Северного Урала и многих других регионах, знаменуют еще одну подобную инверсию эндогенных режимов. Такой вулканизм Г. Штилле в свое время называл финальным, завершающим процесс формирования складчатого сооружения. Но такие вулканы часто распространены вдали от герцинид, например, на Таймыре или в пределах Сибирской платформы. То же можно сказать и о новейших базальтоидных излияниях, которые не только завершают орогенез в Сихотэ-Алине, но и фиксируются во многих платформенных регионах Восточной Азии.

Необходимо подчеркнуть еще одну особенность структурно-геологических перестроек. Формирующие их смены тектонических режимов образуют отчетливо проявленный ритм, повторяющиеся через 75-80 млн. лет. Такое явление, учитывая обоснованность данной ритмичности, позволяет уточнять датировку многих из них. А также, исходя из этого, искать не земные глубинные, а космические объяснения причины их проявления, которые и определяют геодинамику литосферных плит, периодически меняющиеся направления движения и скорость.



Условные обозначения:

- | | | | |
|---|---|---|---------------------------------------|
|  | гранитоиды |  | офиолитовые комплексы |
|  | вулканиды субсеквентного типа |  | базит-ультрабазитовые тела |
|  | базальтоиды в комплексах геосинклинального типа |  | отдельные радиологические определения |
| | |  | региональный метаморфизм |

Рис. 11. Визейский тектоно-магматический рубеж

Эпохи различной тектонической подвижности понимаются большинством исследователей более или менее однозначно. Уже само выделение Г. Штилле тектонических фаз, которые он называл эпохами, чередующимися с более спокойными периодами, подразумевало неравномерность развития тектогенеза во времени. Позднее подобные эпохи более детально изучали М.А. Усов, В.Е. Хаин, А.А. Пронин, В.П. Казаринов, В.И. Бгатов, Ю.Г. Леонов, Е.Е. Милановский и др. Интересно, что продолжительность подобных эпох принималась примерно одной и той же, равной около 25 млн. лет. Вместе с тем, в такие представления необходимо внести некоторые уточнения, выделять две основные их группы.

Среди рассматриваемых подразделений тектогенеза можно выделять **эпохи повышенной тектонической подвижности**, которые характеризуются возрастанием средних скоростей прогибания и осадконакопления, более высокой дифференциацией рельефа, активизацией магматизма, появлением своих формаций (например, угленосных), формированием наложенных прогибов и впадин. Примерами таких эпох могут быть средний карбон, середина перми, поздний триас, середина юры, поздний мел, середина кайнозоя и др. Причем, их аналогичное или сходное проявление характерно как для складчатых сооружений, так и для платформ.

Эпохи **затухания тектонической подвижности** характеризуются уменьшением средних скоростей прогибания и осадконакопления (примерно в 1,5 раза), преимущественно сводовыми воздыманиями, активизацией платформенного базальтоидного вулканизма, аридизацией климата и ростом красноцветной седиментации. По данным А.А. Пронина, к таким интервалам времени приурочены наиболее частые седиментационные перерывы и угловые несогласия, что может свидетельствовать об оживлении колебательных тектонических движений. Именно такие условия характерны для первой половины девона и раннего карбона, позднего карбона-начала перми, татарского века-среднего триаса, ранней и поздней юры, середины мелового периода, первой половины кайнозоя, новейшего этапа истории.

Границами таких эпох являются ранее рассмотренные тектонические фазы. Многие из этих рубежей совпадают с наиболее выразительными палеомагнитными инверсиями или весьма близки к ним. Вместе с тем, разрастание или сокращение морских площадей, талассо-

и геократические эпохи не обнаруживают обычно совпадения с эпохами разной тектонической подвижности, развиваясь в определенном отношении автономно. Анализ данного тектогенеза позволяет делать вывод, что правильнее говорить не о затухании или активизации, тектонических движений, как это традиционно считается, а о существовании равновеликих интервалов времени с разным характером эндогенной подвижности. Общая характеристика эпох различной тектонической подвижности приведена в табл. 9.

Таблица 9

Эпохи различной тектонической подвижности в фанерозе

Наименование и возраст эпох (млн. лет)		Тектоническая, магматическая, седиментационно-палеогеографическая характеристика
1	2	3
Раннедевонская (ранний девон-эйфель, 400-375)		Обширные воздымания, сокращение морских площадей, накопление красноцветов (олдред и др.)
Позднедевонская (эйфель-фамен, 375-350)	ШШШШ ШШШШ ШШШШ ШШШШ	Активные геосинклинальные, орогенные и рифтовые процессы, разнообразный магматизм, местами разрастание морских площадей, интенсивный галогенез
Динантская (турне-визейская, 350-325)		Талассократические режимы («великая визейская трансгрессия»), затухание дифференцированных тектонических движений, магматизм на платформах
Среднекаменноугольная (серпухов-средний карбон, 325-300)	ШШШШ ШШШШ ШШШШ ШШШШ ШШШШ ШШШШ	Начало орогенного развития Урало-Монгольского и Средиземноморского поясов, обширное угленакопление (Аппалачи, Средиземноморский пояс, Донбасс, Ц. Казахстан), начало оледенения Гондваны
Стефан-отентская (поздний карбон-артин, 300-275)		Сокращение морских площадей, затухание орогенного магматизма, появление красноцветов, обширное оледенение Гондваны
Среднепермская (поздний артин-казань, 275-250)	ШШШШ ШШШШ ШШШШ ШШШШ	Возрастание скоростей седиментации в депрессиях, активное угленакопление, местами галогенез, интенсивный орогенный магматизм в герцинидах и обширные геосинклинальные процессы на Востоке Азии

1	2	3
Татарско-среднетриасовая (250-225)		Сокращение морских площадей, разрастание красноцветов, активный вулканизм на Сибирской платформе
Позднетриасовая (поздний ладин-норий, 225-200)	ШШШШ ШШШШ ШШШШ	Возрастание скоростей седиментации, формирование наложенных депрессий, начало сероцветного осадконакопления
Раннеюрская (рэт-лейас, 200-185)		Сокращение седиментационных площадей, базитовый вулканизм на платформах Африки и Австралии
Среднеюрская (тоар-ранний келловей, 185-165)	ШШШШ ШШШШ ШШШШ ШШШШ	Активизация геосинклинальных процессов в Средиземноморском поясе, обширное угленакопление
Позднеюрская (средний келловей-валанжин, 165-140)		Сокращение скоростей седиментации, частые трансгрессии и регрессии, красноцветная седиментация в ЮВ Азии
Раннемеловая (готерив-ранний альб, 140-115)	ШШШШ ШШШШ ШШШШ ШШШШ	Возрастание скоростей седиментации, активизация оргенного магматизма, интенсивное угленакопление на ДВК
Среднемеловая (поздний альб-ранний турон, 115-90)		Частые трансгрессии и регрессии, тектоно-магматическая кульминация в середине альба (100 млн. лет)
Позднемеловая (поздний турон-ранний маастрихт, 90-65)	ШШШШ ШШШШ ШШШШ ШШШШ	Разрастание морских площадей, активные орогенные и геосинклинальные процессы, флишенационакопление и обширная карбонатная седиментация
Раннекайнозойская (поздний маастрихт-средний эоцен, 65-40)		Сокращение морских площадей, снижение скоростей осадконакопления, частые седиментационные перерывы, трапповый магматизм Декана
Среднекайнозойская (поздний эоцен-средний миоцен, 40-13)	ШШШШ ШШШШ ШШШШ ШШШШ	Возрастание скоростей седиментации, активный островодужный и орогенный вулканизм, обширное угленакопление
Позднекайнозойская (современная, 13-0)		Сводовые воздымания, рассеянный базитовый вулканизм на материковых площадях, рифтогенез в Африке

Примечание: заштрихованы эпохи активизации дифференцированных тектонических движений.

Говоря о характере развития тектонических движений во времени, нужно напомнить, что в разное время многие исследователи предполагали пульсацию Земли. Среди них нужно назвать М.А. Усова, Е.Е. Милановского, В.П. Казаринова и многих других. Существование подобных эпох с разнящимся тектогенезом может быть лучшим подтверждением таких представлений. Хотя называть такое явление пульсациями не совсем точно. Объем Земли не меняется (или точнее – это не доказано), а вот глобальный характер тектогенеза был различным.

Геотектонические циклы начали изучаться практически одновременно со всеми другими проявлениями тектогенеза. Понимание их сущности является более или менее одинаковым. Это интервал времени или совокупность явлений, начинающихся с заложения геосинклинали (начала прогибаний геосинклинального типа) и завершающихся прекращением орогенеза, формирования горноскладчатого сооружения. В таком цикле существует две основные стадии, названные соответственно геосинклинальной и орогенной, которые разделяются сменой (инверсией, обращением) тектонического режима. Обычно такие преобразования четко фиксируются и могут точно датироваться в развитии большинства складчатых сооружений. Представления о таких циклах рассмотрены в предыдущем разделе, где речь шла о геосинклиналях и горообразовании.

Следует подчеркнуть, что подобная тектоническая цикличность, закономерное повторение геосинклинальных и орогенных стадий, представляет собой *универсальную черту историко-геологического развития*, свойственную практически всем складчатым сооружениям или даже подвижным структурам земной коры. Формирование их представляет собой постепенное, скачкообразное наращивание зон и систем более ранней консолидации, которое завершается обычно всеобщим для всей области активным орогенезом, после которого соответствующая тектоническая структура на продолжительное время теряет свою подвижность. А более молодая подвижная система закладывается в ином структурном плане. Пространственно-временное развитие подавляющего большинства составных элементов практически всех складчатых сооружений может уверенно укладываться в предлагаемую схему циклического их формирования.

Возраст и продолжительность геосинклинальной и орогенной стадий развития в конкретных подвижных тектонических системах может быть разным. Кроме отдельных складчатых сооружений, развивающихся по схеме какого-то одного стандартного цикла (каковых, в общем-то, не очень много), большинство из них формируется в течение более продолжительного времени, нескольких стадий. В таком случае говорят о *полициклическом* развитии складчатой области или пояса. Однако в отдельных зонах или системах, а также на прилежащих платформенных площадях практически все стадии всех рассмотренных циклов могут быть выявлены, находят определенное вещественное или структурное отражение.

Примером структур, развивающихся в течение одного стандартно цикла, могут быть Южно-Монгольская система или Европейская область (герциниды Европы), образованные в течение герцинского цикла, Донецкое, Южно-Памирское или Индосинийское сооружения, становление которых отвечает индосинийскому циклу, Чукотская и Горно-Крымская системы, созданные киммерийским циклом и т.д. В этом случае говорят о моноциклическом развитии. Полициклическое развитие характерно для таких складчатых областей как Альпийская, Карпатская, Кавказская, Сихотэ-Алинская, Японская (Ниппонская) и др. Причем, на Кавказе могут выявляться зоны герцинской и киммерийской консолидации и собственно альпийского развития, в Сихотэ-Алине – зоны индосинийской консолидации и собственно сихотэалинского (ларамийского) развития и т.д.

Важнейшей особенностью геотектонической цикличности, на которую обычно не обращали внимания, не делали специальный акцент, следует считать то, что геосинклинальной стадии одних складчатых сооружений может отвечать орогенез в других и наоборот. Такое явление хорошо объясняется с позиции тектоники литосферных плит, когда раскрытие одних океанов совпадает с ликвидацией других, схождением материковых площадей, на месте которых формируется складчатое сооружение. Исходя из таких данных, общая глобальная схема проявления геотектонических циклов должна иметь две возрастные шкалы, показывающие две группы циклов разного возраста. Такая ранее предложенная схеме циклов фанерозоя приведена в предыдущем разделе (см. табл. 8). Наименование циклов дается по наиболее принятым названиям соответствующих орогенезов.

Границами циклов и их стадий приняты рассмотренные ранее структурно-геологические перестройки. Учитывая строго определенную повторяемость подобных перестроек через 75–80 млн. лет, удастся обосновывать равную продолжительность предлагаемых типовых (стандартных) циклов и их стадий, равные 156 и 78 млн. лет соответственно. Следует подчеркнуть, что примерно такая же величина в 150 млн. лет, указывалась первоначально для продолжительности циклов на основании их изучения в типовых районах (Геол. словарь, 1955, 1972) и принималась большинством исследователей. То есть, в предлагаемых построениях по возможности сохранена преемственность взглядов и терминов, а также произведена увязка их с другими имеющимися региональными данными.

Пространственно-временное проявление циклов четко *коррелируется с этапами и схемами развития океанов*. Это логично и вполне понятно, учитывая, что складчатые сооружения обычно формируются на месте бывших океанов или их заливов (прибрежных морей), и геосинклинальная стадия циклов может рассматриваться как время существования палеоокеана. В этом смысле можно говорить о взаимосвязанности или сопряженности циклов Вильсона и циклов Бертрана, что было в свое время предметом специального рассмотрения (Хаин, 1990 и др.). Соответственно время раскрытия океанов отвечает геосинклинальным стадиям наиболее выразительных в пределах складчатого сооружения пояса циклам. А привычные орогенезы составляют основу циклов Бертрана.

Хотя в пределах одного и того же складчатого пояса или области может иметь место проявление разновозрастных циклов, существует и определенная их *«площадная специализация»*. Так, для северо-западной части Средиземноморского пояса типичными являются герцинский и альпийский, а для юго-восточной – индосинийский и киммерийский, осложненные новейшим альпийским орогенезом. В пределах Атлантического и Урало-Монгольского поясов характерно проявление салаирского, ранне- и позднекаледонского, а для последнего еще и герцинского. Соответственно, в западной части Тихоокеанского пояса самыми выразительными являются индосинийский, киммерийский, сихотэалинский (ларамийский), а также существование системы островных дуг, которые иногда рассматриваются как современные геосинклинали.

Неравномерность развития тектогенеза во времени, проявленная существованием эпох различной тектонической подвижности, не нарушает схемы геотектонических циклов. Данные эпохи являются более кратковременными, чем стадии цикла, поэтому они могут лишь обусловить разную выразительность тех или иных их интервалов. Это может быть причиной сложности датировки возраста отдельных циклов или каких-то границ в тех или иных системах. Поскольку продолжительность тектонических эпох составляет обычно порядка 25 млн. лет, в течение каждой из стадий цикла имеет место проявление трех эпох различной подвижности тектогенеза.

Цикличность геотектонического развития определяет характер седиментационно-палеогеографических обстановок как в пределах развивающегося складчатого сооружения, так и на прилежащих платформах. Это важно в том отношении, что иногда формационный анализ платформенных площадей или пограничных структур (краевых прогибов) позволяет уточнять датировку геотектонического цикла или схемы развития складчатого сооружения. Геосинклинальная стадия может быть представлена как единым формационным комплексом (терригенный верхоянский комплекс в Верхояно-Чукотской области, терригенный флиш в Альпах, Карпатах, Горном Крыму, вулканогенно-кремнистый средний палеозой на Урале, Кавказе, Южно-Монгольской системе и т.д.), так и несколькими закономерно сменяющими друг друга по площади и по разрезу формациями. В Донбассе это параллельные угленосные, выше красноцветные терригенные, затем карбонатные и соленосные образования. В Японии имеет место фациальное замещение карбонатного и вулканогенно-кремнистого верхнего палеозоя, а в герцинидах Европы терригенного, карбонатного и вулканогенно-кремнистого среднего палеозоя, что положено в основу выделения миогеосинклинальных и эвгеосинклинальных зон складчатой области.

Это же относится и к литологическому составу орогенных комплексов, в котором могут присутствовать молассы, угленосные, красноцветные и соленосные образования, порфириновые и другие вулканогенные формации. Обычно состав геосинклинального складчатого и орогенного комплексов достаточно резко отличается по вещественному составу от комплекса основания и более молодых платформенных образований, залегающих к тому же в ином структурном плане. Все это обуславливает важную или даже определяющую

щую роль *формационного анализа* в выявлении и обосновании геотектонических циклов.

Такое же литологическое своеобразие характерно и для платформенных отложений, формирующихся на соседних со складчатыми сооружениями площадях в течение времени проявления цикла. На востоке Русской плиты располагается карбонатный средний палеозой и терригенно-карбонатно-соленосный верхний палеозой, отвечающие времени проявления геосинклинальной и орогенной стадий герцинского цикла Урала. На юге этой же платформы (Скифская плита, ДДВ, Прикаспийская синеклиза) развит карбонатный верхний мел и терригенно-глауконитовый палеоген (нижний и средний кайнозой), формировавшиеся в геосинклинальную стадию альпийского цикла.

Соответственно угленосный терригенный верхний палеозой Сибирской платформы (Тунгуская синеклиза и др.) четко фиксирует герцинский орогенез прилежащих складчатых областей Урало-Монгольского пояса, а карбонатный верхний палеозой Южно-Китайской платформы – геосинклинальную стадию прилежащих индосинид Индокитая. Все это делает вполне естественным и обоснованным использование для соответствующих седиментационно-палеогеографических и историко-геологических этапов платформ названий циклов или орогений (ранне- и позднекаледонского, герцинского, киммерийского, альпийского), что и делают некоторые исследователи.

Выявление закономерностей проявления фанерозойских циклов делает естественной постановку вопроса о характере подобного явления *в докембрии*. В древней истории, к сожалению, нет возможности столь же точно и детально датировать соответствующие комплексы и события. Однако целый ряд косвенных данных не противоречит существованию в прошлом такой же цикличности и общего хода развития. В позднем протерозое известно существование палеоокеанов, формирование складчатых сооружений и поясов, площадная миграция разновозрастного диастрофизма, кратковременные тектоно-магматические инверсии, иной структурный план развития разновозрастных структур и комплексов.

Обычно выделяемые для этого времени циклы, этапы, тектонические эпохи и диастрофизмы с продолжительностью в 150, 250 и 300 млн. лет могут быть результатом проявления в определенных тектонических системах и регионах нескольких циклов типа кимме-

рийского и альпийского в Средиземноморском поясе, салаирского, каледонских и герцинского в Урало-Монгольском, индосинийского и киммерийского в азиатской части Тихого океана. Все это позволяет утверждать, что установленные для фанерозоя закономерности пространственно-временного развития циклов являются общими для всего неогей, времени существования геосинклиналей и платформ.

Климаты и оледенения геологической истории

Климаты Земли и климатическая зональность (изучение климатических поясов, микроклиматов, климатообразующих факторов) являются одним из основных вопросов физической географии, того ее направления, которое получило название климатологии. Однако климаты меняются не только в пространстве, но и во времени, что обязывает географию обращаться к выяснению и этих событий прошлого. Их изучением занимается палеоклиматология, или наука о древних климатах, которая входит в состав палеогеографии. Вместе с тем, физико-географические условия прошлого являются также важным направлением историко-геологических исследований.

О климатах прошедших эпох судят, главным образом, по составу сформировавшихся в то время отложений, своеобразных пород-индикаторов, а также содержащихся в них палеонтологических остатках. Так, образование хлоридных солей, гипсов и красноцветных песчано-глинистых пород должно было происходить в засушливых условиях (в геологии такие климаты принято называть аридными), а накопление углей – во влажной, или гумидной обстановке. Карбонатные породы являются обычно признаком теплого климата и морских режимов. Соответственно находки древних ледниковых отложений, или ископаемой морены (подобные плохо сортированные валунно-глинистые образования получили названия тиллитов) – показатель холодного приполярного климата. Не менее важную информацию о физико-географических обстановках прошлого иногда дают ископаемые растительные остатки, которые также могут подтверждать засушливые, влажные или холодные условия времени их произрастания и захоронения, а также континентальные условия формирования.

В геологической истории земной коры выделяется несколько эпох продолжительностью в десятки миллионов лет, в течение которых на больших континентальных площадях преобладали засушливые или наоборот – влажные условия. Примерами первого случая можно считать раннедевонскую и позднеюрскую эпохи, пермский и триасовый периоды, когда на огромных территориях формировались красноцветные и соленосные отложения. А временем обширных гумидных, или влажных климатов были середины каменноугольного и юрского периодов, кайнозойской эры; это сопровождалось обширным угленакоплением. В какие-то интервалы времени на Земле могли соседствовать ярко выраженные влажные и засушливые обстановки. Так, к середине пермского периода приурочены крупнейшие за всю историю накопления солей и углей.

Среди главных климатообразующих факторов прошлого были сокращения или разрастания морских площадей, а также характер преобладающих рельефов. Морские и прибрежные условия, как это можно наблюдать и сейчас, обуславливают повышение влажности, снижают контраст температурных перепадов. Резкое расчленение рельефов, сопровождавшееся частым чередованием высокогорных и прибрежных областей, а также морских бассейнов, приводило к увлажнению климата. И наоборот, нивелирование или выравнивание рельефа, существование больших мало расчлененных приподнятых материковых площадей сопровождалось аридизацией климата. Это мы можем сейчас наблюдать в центральных районах Африки и Азии. Следовательно, климаты прошлого несут определенную информацию и о существовавших в то время рельефах. Наконец, появление крупных материковых массивов в полярных районах с мощными ледниками становилось причиной климатических похолоданий. Вспомним, что и сейчас Антарктиду, находящуюся на Южном полюсе, нередко называют «кухней погоды».

Особый интерес палеогеографии вызывают **оледенения прошлого**. Под таким названием понимается процесс обширного распространения на континентах материковых льдов. Еще в первой трети XIX ст. возможность такого явления отрицалась. Однако, по результатам изучения четвертичного оледенения и, в частности, объяснения причин появления крупных валунов на Восточно-Европейской равнине, экспедиций в Гренландию и Антарктиду и другим данным, такие представления утвердились. Позднее были до-

казаны позднепалеозойское оледенение, следы которого обнаружены в приэкваториальных районах, и другие более древние. Общие сведения о наиболее значительных и достаточно хорошо изученных оледенениях прошлого приведены ниже (в табл. 10).

Таблица 10

Данные о главнейших оледенениях прошлого

Название оледенения и время его проявления	Распространение и другие сведения
Четвертичное (позднекайнозойское) 15 млн. лет – ныне	Формирование материковых льдов в Антарктиде (15 млн. лет), образование в четвертичном периоде ледниковых покровов на севере Евразии и Америки.
Гондванское (позднепалеозойское) 325-250 млн. лет	Обширное оледенение в пределах материка Гондвана; следы его известны в Африке, Индии, Ю. Америке, Австралии. Совпадает по времени с герцинским орогенезом
Африканское (поздний ордовик-силур) 480-440, возможно до 400 млн. лет	Следы зафиксированы в Африке (Алжир. Сахара), Европе (Испания, Англия), Ю.Америке. Совпадает с раннекаледонским орогенезом
Лапландское (варангерское, ранневендское) 670-640 млн. лет	Наиболее обширное по площади проявления (его называют всемирным). Следы его известны в Европе (в том числе, Украине), Китае, Австралии, Африке. Завершает длительную позднепротерозойскую ледниковую эру, продолжавшуюся около 300 млн. лет
Позднепротерозойская ледниковая эра, включающая раннеконголезское (950-870 млн. лет), австралийско-китайское и др. оледенения с возрастом 800-700 млн. лет	Следы этих оледенений известны в Африке, Австралии, Китае
Гуронское (позднеархейское), возраст около 2,3 млрд. лет	Наиболее древнее из известных оледенений. Названо по оз. Гурон (Канадский щит), где обнаружены его следы

Древнейшим считается *гуронское* оледенение, возраст которого 2,3 млрд. лет. Названо оно по озеру Гурон в Северной Америке и следы его известны пока лишь на Канадском щите. О характере его развития мало что известно. Интересно, однако, что по времени своего проявления оно совпадает с формированием крупнейших железоруд-

ных скоплений на Земле – в Криворожье, КМА, на Балтийском и Канадском щитах и других местах. Недавно появилась интересная гипотеза, что эти наибольшие в истории земной коры накопления железа являются результатом не только жизнедеятельности железобактерий в своеобразных геохимических условиях того времени, но, прежде всего, встречи нашей планеты с мощным поясом железных метеоритов. Это хороший пример, показывающий зависимость палеоклиматических условий от космических событий.

Наиболее обширным является *лапландское*, или *варангерское* оледенение, проявленное в интервале времени 670–640 млн. лет назад. Следы его, кроме Европы, известны в Австралии и Китае. Кстати, они фиксируются также в западных районах Украины. Данное оледенение завершает длительную эру похолодания, имевшего место 900–640 млн. лет назад. С его завершением начинается заметное потепление; не исключено, что результатом этого стало появление так называемой эдиакарской, или вендской фауны, которая начинает фанерозойский этап развития Земли, характеризующийся появлением скелетной фауны.

К числу детально изученного относится *гондванское*, или позднепалеозойское оледенение, следы проявления которого известны на материках южного полушария – в Африке, Южной Америке, Австралии, а также Индостане. Они были выявлены еще во второй половине XIX ст. и позволили обосновать положение о существовании огромного материка – Гондваны. Позднее эти же данные способствовали разработке представлений о дрейфе материков. Причиной позднепалеозойского оледенения было передвижение в это время сформировавшегося суперматерика Пангея через Южный полюс. В мезозое его следы уже неизвестны. Гондвана начала раскалываться, а ее составные части со временем переместились из полярных широт в приэкваториальные.

Полнее всего изучено самое молодое *четвертичное* оледенение, следы которого известны на больших площадях. Его правильнее называть позднекайнозойским, так как первые следы оледенения в Антарктиде фиксируются приблизительно 40 млн. лет назад. Более выразительным начало его развития стало 15–10 млн. лет назад; тогда же заметное похолодание начинается и в глобальном масштабе, о чем свидетельствует изучение палеонтологических остатков в разных районах Мирового океана. 3–5 млн. лет назад появляются следы ма-

терикового оледенения в северном полушарии, площадь которого заметно увеличилась 2–1,5 млн. лет назад. Именно с этого времени принимается, по некоторым представлениям, начало четвертичного периода.

С возрастного уровня 0,8 млн. лет назад это оледенение проявилось формированием крупных ледниковых масс по северным окраинам Евразии и Америки (Балтийский и Канадский щиты, Таймыр). Они подпрудили текущие на север реки и по их долинам ледники начали перемещаться далеко на юг. Следы одного из таких ледниковых языков, названного днепровским, достигали в Украине наших широт (в частности, они известны в районе Кременчуга, в районе горы Пивиха). Четвертичное оледенение не было временем непрерывного похолодания. Оно состояло из нескольких ледниковых эпох (их насчитывают до 4–6 и больше), продолжавшихся в среднем 100 тыс. лет, и более кратковременных потеплений. Последнее потепление началось 15–10 тыс. лет назад.

С точки зрения продолжительности развития оледенения во времени мы имеем самые различные его проявления. Условно можно говорить о позднепротерозойской ледниковой эре, длившейся почти 300 млн. лет, позднепалеозойском периоде (75–80 млн. лет) и ряде других близких по продолжительности проявлений – африканском, раннеконголезском, австралийско-китайском. Ледниковой эпохой можно считать лапландское (варангерское), а также похолодания четвертичного периода (позднекайнозойской эпохи). Ученых и все человечество очень интересует, как будут развиваться дальнейшие климатические изменения на Земле. Ведь четвертичное оледенение еще не завершилось; оно лишь отступило, приостановилось.

В проблеме оледенений нас, в первую очередь, интересуют причины такого явления. Появление наиболее значительных оледенений 950, 670, 325 и 15 млн. лет назад, как это явствует из предыдущей таблицы, привело к представлениям об их периодичности и даже космическим причинам похолодания. Подчеркивалось, в частности, что величина в 300 млн. лет близка к расчетному значению галактического года. Некоторые исследователи на этом основании выделяли даже своеобразные «времена года» (по аналогии с земными годовыми изменениями), которые соответствовали месту Солнечной системы на разных участках Галактики.

Однако более полными исследованиями показано, что обычно причиной формирования ледников и значительного накопления морен были не столько какие-то загадочные планетарные похолодания, связанные с перемещениями в Галактике, сколько размещение крупных материковых площадей в полярных районах Земли. Появление здесь крупных ледяных массивов существенно влияло на климатическую обстановку в планетарном масштабе и оставляло соответствующие следы, которые и позволяют говорить об оледенениях прошлого.

Второй не менее важной задачей изучения оледенений, была расшифровка *периодичности четвертичного оледенения*, которая позволяла бы нам прогнозировать глобальные потепления или похолодания уже в обозримом будущем. Следует подчеркнуть, что методы, позволяющие точно датировать потепления и похолодания, пока отсутствуют. Нет единства и в представлениях об их количестве. Если первоначально в четвертичном периоде Европы обосновывалось существование четырех ледниковых эпох, то по одному из последних построений М.Ф. Веклича их количество удваивается, а в плиоцен-антропогене он фиксирует уже 12 похолоданий, сменяющихся этапами теплого климата. Его схема с некоторыми уточнениями приведена в табл. 11.

Таблица 11

Палеоклиматическая этапность позднего кайнозоя
(по М.Ф. Векличу, с дополнениями)

Геохронологическая шкала		Палеографические этапы		Цикличность	
Период	Эпоха	Ортоэтап, гипозап	Продолж. тыс. лет		
1	2	3	4	5	
Антропо- геновый	Голоце- новая	Голоценовый (т)	10	Три цикла со средней про- должитель- ностью по 26 тыс. лет	
		Причерноморский (х)	11		
		Дофиновский (т)	24		
		Бугский (х)	10		
	Плей- стоце- новая	Витачевский (т)	15		
		Удайский (х)	10		
		Прилукский	45		Два цикла с продолжитель- ностью более 100 тыс. лет
		Тясминский (х)	45		
Кайдакский (т)	70				
Днепровский (х)	50				

1	2	3	4	5
		Завадовский (т) Тилигульский (х) Лубенский (т) Сульский (х) Мартошский (т) Приазовский (х)	130 50 170 90 190 80	
Неогено- вый	Плиоце- новая	Широкинский (т) Ильичевский (х) Крижановский (т) Березанский (х) Береговский (т) Сиверский (х) Богдановский (т) Кизильярский (х)	290 110 210 590 230 370 100 100	Четыре цикла со средней продолжитель- ностью 400-800 тыс. лет
		Ярковский (т) Айдарский (х) Севастопольский (т) Оскольский (х) Любимовский (т) Салгирский (х) Ивановский (т) Бельбекский (х) Знаменский (т)	100 220 480 500 380 290 330 200 ?	Четыре цикла со средней продолжитель- ностью 400-800 тыс. лет

Примечания: т – этап теплого климата, х – этап холодного климата

Интересной ее особенностью является возможность устанавливать в позднем плейстоцене-голоцене, которые изучены детальнее всего, своеобразной палеоклиматической повторяемости или цикличности, равной приблизительно 26 тыс. лет. Она близка к величине прецессии. И если начало последнего потепления по самым разным показателям датируется весьма точно (это произошло 10 тыс. лет назад), а продолжительность этапов теплого и холодного климата составляет в среднем 13 тыс. лет, то очередное похолодание можно ожидать через 3 тыс. лет. Это уже достаточно высокая точность прогноза. Хотя нужно отметить, что такие данные следует считать предварительными, требующими специального дополнительного изучения.

Наконец, нужно подчеркнуть, что изучение оледенений активизировало ряд теоретических исследований, содействовало решению отдельных *научных проблем*. Самым обширным считается лапландское оледенение, следы которого зафиксированы почти на всех континентах и которое окончилось примерно 640 млн. лет назад. Оно завершило длительное похолодание, продолжавшееся почти 300 млн. лет, и его окончание совпало с появлением так называемой эдиакарской фауны, предшествовавшей появлению сейчас уже обычной скелетной фауны, которая начала новый этап развития органического мира, названный фанерозоем. Это показывает важную роль данного палеогеографического явления в развитии органического мира.

Наиболее загадочным до недавнего времени было гондванское, или позднепалеозойское оледенение, следы которого были установлены преимущественно в южном полушарии, на площадях нескольких материков, в том числе в приэкваториальных районах. Объяснение такого явления было получено после доказательства материкового дрейфа, возможности перемещения континентов, что впервые наиболее обоснованно сделали Ф. Тейлор и А. Вегенер. Следовательно, изучение оледенений сыграло важную роль в обосновании идей мобилизма. Гуронское оледенение и начало голоценового, или современного потепления показывают возможную связь палеоклиматических изменений с космическими событиями, что позволяет ожидать решение новых аналогичных историко-геологических вопросов.

Осадконакопление в истории развития земной коры

Формирование осадочного слоя земной коры достаточно сложный, но лучше всего изученный процесс. Поскольку он составляет основу того, что названо каменной летописью Земли и природы в целом, расшифровкой его структуры и истории развития занимались геологи разных специализаций; это производилось в процессе проведения геологической съемки, стратиграфических, геохронологических и литологических исследований, сборов палеонтологических остатков. При изучении осадочного слоя хорошо видна последовательность образования его толщ; более молодые располагаются в верхней части стратиграфического разреза. Именно осадочные горные породы содержат палеонтологические остатки, которые позво-

ляют датировать их возраст и частично расшифровывать физико-географические обстановки времени своего образования. Все это позволяет считать данную группу горных пород наиболее информативными телами земной коры.

Несколько слов о вещественном составе осадочного слоя литосферы. По данным А.П. Лисицына, в Мировой океан сносятся 84 % обломочного и глинистого материала, 9 % вулканогенного, 7 % биогенного. Близкий состав имеет осадочная оболочка земной коры, в которой по А.Б. Ронову и В.Е. Хайну обломочные и глинистые образования составляют 65,5 %, карбонатные 17,7 %, вулканогенные 15,8 % и соленосные (эвапоритовые) 1 %. Общая схема деления осадочных горных пород предполагает разделение их на обломочные (грубообломочные, песчаные и алевритовые, или пылеватые), глинистые, хемогенные (главным образом, карбонатные, кремнистые, хлоридные и сульфатные) и органогенные. Последние представлены преимущественно карбонатными и кремнистыми породами, но для которых доказано органическое (биогенное) происхождение.

Условия образования разных групп осадочных горных пород могут существенно отличаться. Если обломочные породы являются продуктами разрушения, перенесения и накопления более древних образований земной коры, то хемогенные формируются в результате выпадения в осадок определенных, растворенных в воде компонентов. Соответственно биогенные породы – продукт жизнедеятельности животных и растительных организмов. Для получения других общих сведений об осадочной оболочке земной коры нужно добавить, что мощность ее на материковых площадях достигает на отдельных участках 20 км и более. В местах выхода на поверхность кристаллических пород фундамента она отсутствует. А в океанах составляет порядка 4–10 км.

В числе **главнейших литологических комплексов**, слагающих наиболее выразительные образования осадочного слоя земной коры, необходимо упомянуть следующие. **Карбонатные** отложения (известняки, доломиты, писчий мел, мергели, мрамора), роль которых в датировке осадочных толщ особенно велика. Их накопление происходит в определенных тектонических и палеогеографических обстановках: невысокие темпы прогибаний, обычно морские мелководные бассейны, теплый климат и отсутствие или незначительное поступления сюда обломочного материала. Поскольку большинство

карбонатных пород фанерозоя имеет биогенное происхождение, они являются важным индикатором историко-геологических обстановок.

Эволюция карбонатакопления проявлена постепенным возрастанием органического фактора при снижении хемогенного, преобладанием доломитов в более древних толщах при снижении известняков. Породообразующая роль разных организмов в карбонатах также меняется во времени: в палеозое преобладали фузулиниды, в мелу – кокколитофориды. В кайнозое – нуммулиты и мшанки, в современных карбонатных илах – фораминиферы, а в рифах – шестилучевые кораллы. В накоплении карбонатов прослеживается периодическое их сокращение и возрастание. Рост карбонатной седиментации отмечался в венде-кембрии, среднем-позднем палеозое, позднем мезозое. Для нее характерно также эпизодичное скачкообразное площадное перемещение или перераспределение, фиксирующее структурно-геологические перестройки.

Очень интересной с историко-геологической точки зрения является накопление *угленосных* отложений. Это преимущественно континентальные или прибрежные образования, фиксирующие определенные климатические и тектонические режимы. Гумусовые угли начинают накапливаться лишь с девонского периода (среднего палеозоя), когда растительные остатки становятся важным породообразующим фактором. Процесс угленакопления развивался весьма неравномерно во времени. Так, в позднем палеозое (средний карбон-пермь) сформировалась почти половина запасов углей; следующий максимум углеобразования имел место в средней юре-мелу. Для угленосных отложений также характерна скачкообразная миграция этого процесса. В среднем карбоне он имел место в Северной Америке и Европе, в перми и мезозое – перемещается в Азию; позднемеловое-кайнозойское угленакопление тяготеет преимущественно к Тихоокеанскому поясу.

В значительных масштабах *соленакопление*, или формирование выпадающих в осадок преимущественно хлоридных и сульфатных солей, известно лишь в фанерозое. Для галогенеза, как называют этот процесс, также четко проявлена неравномерность накопления во времени, что зависит от определенного сочетания палеогеографических и тектонических причин. В докембрии он почти неизвестен, а в палеозое фиксируется три четко выраженных этапа соленакопления: кембрийский (юг Сибирской платформы, Аравия), девонский (При-

пятско-Днепровский грабен) и пермский, в течение которого формируются соленосные отложения Прикаспия, Приуралья, Днепровско-Донецкой впадины, Западной Европы и Северной Америки.

Для мезо-кайнозоя характерно рассеянное образование сравнительно небольших соленосных бассейнов в поздней юре и неогене. Необходимыми условиями для галогенеза является аридный климат и своеобразные палеогеографические и тектонические условия (существование изолированных бассейнов, куда поступали испаряющиеся морские воды). В ряде случаев он обусловлен не только выпариванием соленых вод морских бассейнов, но и возможным глубинным поступлением солей, как это предполагается для условий Красноморского рифта.

Морская терригенная или точнее даже глинисто-обломочная седиментация является преобладающим типом осадконакопления, о чем свидетельствуют приводившиеся ранее данные о современных осадках Мирового океана и составе осадочной оболочки земной коры. Она обычно чередуется во времени и пространстве с накоплением карбонатных, вулканогенно-кремнистых, красноцветных и угленосных отложений. Наиболее важным условием терригенной седиментации являются устойчивые поднятия в областях сноса, откуда песчано-глинистый материал поступает в морские и другие бассейны. Продуктами данного осадконакопления является образование флишевых, молассовых и других формаций. Как и для других типов седиментации для терригенных комплексов характерна четко проявленная миграция, знаменующая перемещение соответствующих тектонических режимов. А также периодическое возрастание определенных ее типов; например, флишевых и терригенно-глауконитовых комплексов в мелу-палеогене, плохо сортированных молассовых – в эпохи активного горообразования.

Кремненакопление, или процесс поступления в осадочные толщи кремнезема органического или химического происхождения, также является непременным элементом седиментогенеза на разных стадиях геологической истории. Для раннего докембрия характерно кремнисто-железистое осадконакопление, для палеозоя-мезозоя вулканогенно-кремнистое, проявленное в разных геосинклиналях. Общая эволюция этого процесса идет в направлении возрастания или смены хемогенных кремнистых толщ органогенными, которые резко преобладают в современных бассейнах. В зависимости от состава

породообразующих организмов различают осадки диатомовые, кремнево-губковые, радиоляриевые. Накопление кремнезема в бассейнах происходит также за счет поступления сюда продуктов выветривания и в результате вулканической деятельности.

Обширное накопление **красноцветных** отложений фиксируется со второй половины фанерозоя, хотя достаточно широко они распространены и в докембрийских толщах. Образование их происходило в условиях лагун, дельт, пустынь, предгорных и межгорных впадин, иногда на шельфе изолированных бассейнов. Устанавливается несколько этапов активной красноцветной седиментации: в раннем девоне, позднем карбоне, перми-первой половине триаса, поздней юр-мелу; они чередуются с эпохами почти полного их исчезновения – средний карбон, поздний триас, средняя юра.

Большинство красноцветов образовалось в аридном, засушливом климате, но иногда со значительным сезонным увлажнением. Необходимым условием для их накопления является малое содержание органики (она окисляется), почему они обычно противопоставляются угленосным отложениям. Формирование красноцветов фиксирует обычно климатическую зональность (пояс аридных зон), а также своеобразные тектонические условия, при которых происходит выравнивание рельефа. Для этого типа седиментации также характерна площадная миграция: в палеозое он преобладал в северо-западной части Лавразии, а в мезо-кайнозое на юго-востоке Азии.

Среди **общих закономерностей осадконакопления** в пространстве и во времени нужно отметить следующее. Прежде всего, **эволюционную изменчивость и направленность** этого процесса в истории Земли. Она выражается в том, что на разных этапах развития преобладали разные типы осадконакопления, формировались свои преобладающие комплексы. Так, в раннем протерозое широкое распространение получили кремнисто-железистые отложения, в позднем докембрии, палеозое и мезозое – карбонатные, позднем палеозое и мезозое – морские терригенные. В докембрии практически нет соленосных (эвапоритовых) отложений и только с каменноугольного периода появляются мощные угленосные толщи. Это обусловлено своеобразием палеогеографических обстановок и уровнем развития биосферы в разные этапы земной истории.

Наряду с изменчивостью и эволюционной направленностью осадконакопления в глобальном масштабе, можно фиксировать **региональную устойчивость** его в отдельных подвижных тектони-

ческих системах, своеобразная площадная его зональность, что проявлено накоплением на определенных площадях однотипных отложений в течение многих десятков миллионов лет. Примерами подобной устойчивости может быть формирование в течение позднего палеозоя-раннего мезозоя, или почти 150 млн. лет, терригенного верхоянского комплекса на Северо-Востоке, а также угленосных верхнепалеозойских и мезозойских отложений в Евразии, континентальных толщ Гондваны (гондванский комплекс в Индостане, на юге Африки). В среднем палеозое вулканогенно-кремнистые комплексы накопились во многих областях Урало-Монгольского пояса, а в девоне-перми карбонаты на востоке Русской плиты.

Региональная устойчивость и своеобразная зональность осадконакопления, обусловленная палеогеографическими, климатическими и тектоническими причинами, может нарушаться эпизодически проявленными *площадными перераспределениями* однотипного седиментогеназа. Это явление выражается в скачкообразном перемещении определенных типов осадконакопления, что наиболее наглядно иллюстрирует структурно-геологические перестройки, которые уже упоминались при рассмотрении тектонических движений. Их геологическая природа ясна; она вызвана резкой сменой характера и направления перемещения литосферных плит, при котором меняются седиментационно-палеогеографические обстановки.

Нужно привести хотя бы несколько примеров подобных скачков. В среднем палеозое (400–325 млн. лет назад) в пределах Урала, Центральной Европы, Карпатской и Кавказской областей имело место устойчивое прогибание и накопление мощных вулканогенно-кремнистых толщ эвгеосинклинального типа. А на юге Восточно-Европейской платформы, Приверхоянье и ряде областей Центрально-Азиатского пояса тогда же формировались карбонатные толщи. С конца визе и в течение всего позднего палеозоя (325–245 млн. лет) в Урало-Монгольском и Средиземноморском поясах начинаются воздымания, в Верхоянье, депрессиях Европы и Северной Америки накапливаются обломочные или угленосные отложения, а в пределах Китайской платформы – карбонатные толщи. В пределах Гондваны, перемещавшейся тогда через Южный полюс, начинается формирование приледниковых комплексов (тиллитов). Новый скачок происходит с конца палеозоя и в течение раннего мезозоя резко сокращаются карбонатные и угленосные комплексы, исчезают ледниковые отложения, возрастает континентальная терригенная седиментация.

Важной особенностью глобального седиментогенеза следует считать появление уникальных формаций в разные этапы геологической истории. Их примерами могут быть кремнисто-железистые формации докембрия, неизвестные в фанерозое, фосфатно-карбонатные накопления позднего докембрия-раннего кембрия, писчий мел (верхний отдел меловой системы), граптолитовые сланцы силура, черные битуминозные глины, формирующиеся в океанах в середине мелового периода. Существование подобных, не повторяющихся ранее и в последующей истории Земли явлений и условий, происходит на фоне периодичности и цикличности осадконакопления и подчеркивает в каком-то отношении необратимый эволюционный характер его развития.

Намечаемая глобальная периодичность осадконакопления, нарушаемая периодически проявленными структурно-геологическими перестройками, усложняется региональной седиментационной *цикличностью*, наиболее ярким проявлением которой может быть формирование геосинклинальных горно-складчатых сооружений. Смена в подобных подвижных системах геосинклинальных, орогенных и платформенных комплексов проявлена не только в складчатых областях, но и захватывает прилежащие площади платформ. В отдельных случаях можно устанавливать удивительное возрастное совпадение аналогичных седиментационных обстановок в совершенно различных регионах; например, в Донбассе и Верхоянье, в Горном Крыму и на Чукотке и др.

Естественно, что в условиях такого многообразия седиментационно-палеогеографических обстановок, очень трудно сформулировать единый закон периодичности осадконакопления, что в свое время пытались сделать Д.Н. Соболев, Л.Б. Пустовалов, Н.М. Страхов, Ю.Н. Карогадин и др. Каждое из приведенных выше положений и закономерностей в развитии седиментогенеза могло бы рассматриваться как составная часть такого закона. В действительности же в каждый из таких историко-геологических этапов осадконакопление не оставалось однородным, фиксируя своеобразные скачки и пульсации. Наконец, накопление осадочных толщ, содержащих во многих случаях органические остатки, пригодные для датировки и межрегиональной корреляции соответствующих частей каменной летописи Земли, могут и должны быть положены в основу разработки *глобальной схемы историко-геологической периодичности*.

Общая схема осадконакопления в течение фанерозоя, заимствованная из учебника по исторической геологии, приведена на рис. 12.

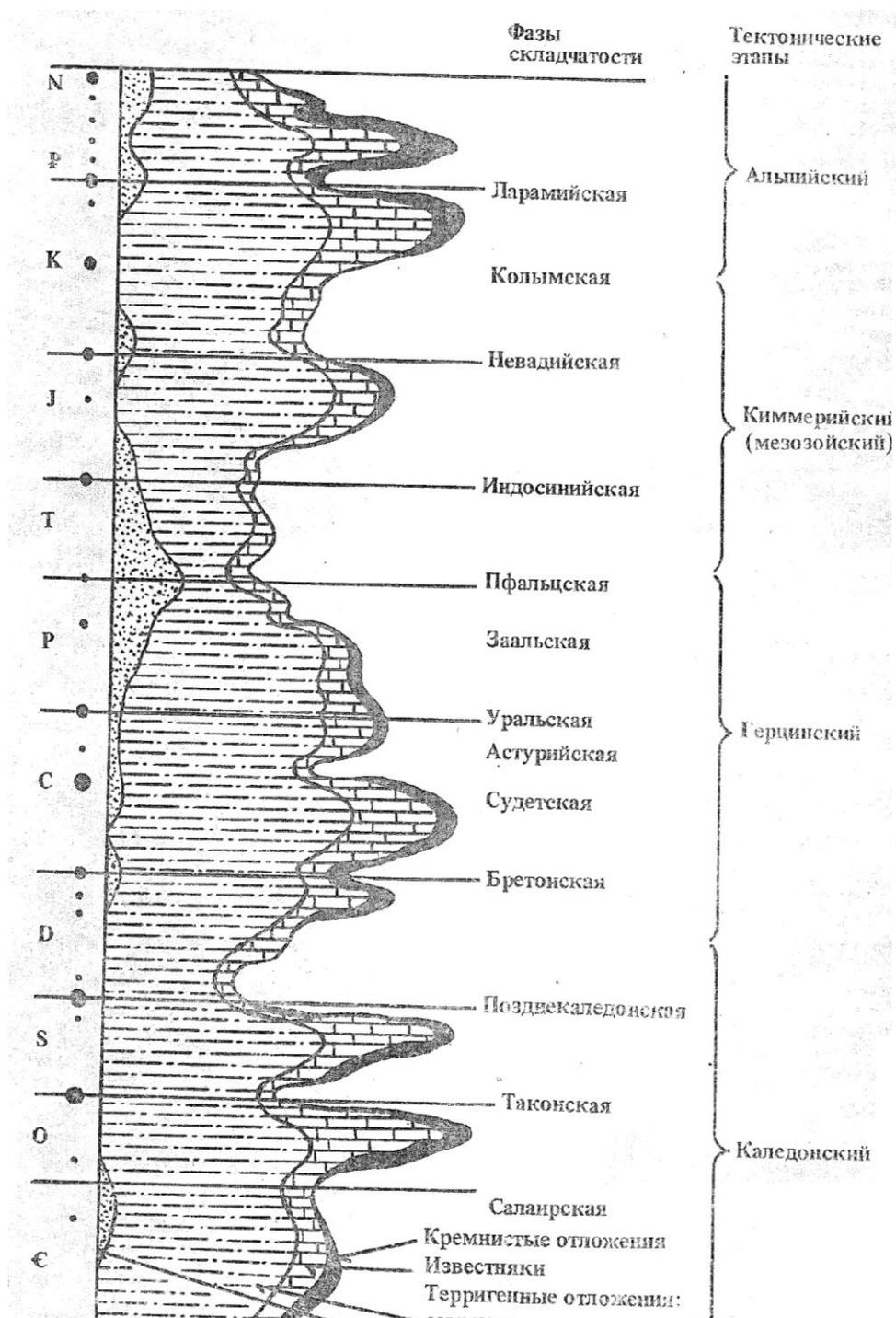


Рис. 12. Схема фанерозойского осадконакопления

Вместе с тем, при рассмотрении структурно-геологических перестроек и визейского седиментационно-палеогеографического рубежа в частности (см. рис. 11) было показано скачкообразное пло-

щадное перемещение однотипных формаций, что не находит отражения в этой общей схеме. То же можно сказать о среднекаменноугольном и среднепермском угленакоплении, площади которых резко отличаются. Естественно, что такое явление должно найти отражение в законе периодичности осадконакопления, если мы не отказались от целесообразности его формулирования.

Еще один момент. Существующая в стратиграфии межрегиональная корреляция осуществляется преимущественно на палеонтологическом, или биостратиграфическом принципе. Вместе с тем, приводившиеся данные о структурно-геологических перестройках, которые разделяют региональные однотипные формационные комплексы, позволяют говорить о возможности выделения глобальных литостратиграфических комплексах, примерами которых могут быть средний и верхний палеозой, нижний мезозой, верхний кайнозой и др. Каждый из таких комплексов может разделяться обычно на три более дробных подразделения, примерно отвечающих эпохам разной тектонической подвижности. При этом можно говорить о том, что каждый третий подобный глобальный комплекс обнаруживает определенное сходство. Так, мы можем говорить об определенном сходстве нижнекаледонского (верхний ордовик-силур), нижнемезозойского и начавшего формироваться позднекайнозойского комплексов, в которых резко сокращаются карбонаты, кислые вулканиты и т.д. Именно на таком принципе должен строиться закон глобальной седиментационной периодичности.

Приведенные данные показывают, что в изучении закономерностей глобального осадконакопления остается еще много вопросов, требующих дополнительного изучения. Такая наука как литология, в задачи которой входит рашифровка общих закономерностей осадконакопления, без помощи исторической геологии и геотектоники не справится с такой проблемой.

Магматизм, его типы и пространственно-временное развитие

Магматизм, процессы вулканической деятельности и формирование глубинных магматических тел, играл важную роль в формировании земной коры, в истории развития Земли. Достаточно напом-

нить, что земная кора материков, включающая сверху осадочный слой, представлена ниже гранитным и базальтовым слоями, являющимися продуктами магматической деятельности. При рассмотрении фанерозойской истории, обращалось внимание на образование на поверхности крупных вулканических скоплений, протяженных вулканических поясов и крупных трапповых полей в Сибири, Индостане, Африке, других местах. Некоторые исследователи с наиболее грандиозными вулканическими извержениями связывали вымирания в органическом мире. Все это требует целенаправленного рассмотрение этих вопросов при анализе историко-геологического развития земной коры.

В процессах магматизма принято различать две основные формы его проявления – поверхностные излияния или выбросы обломочного материала, получившие название вулканизма, и глубинное образование магматических тел, за которым закрепилось название интрузивного процесса, плутонизма. Если вулканы различаются по составу и форме поверхностных накоплений (вулканический конус, пояс, трапповое поле, плато и др.), то плутоны имеют обычно гранитный состав. В последнее время в эвгеосинклинальных системах принято обособлять т.н. офиолитовые швы, которые принято считать выжатым на поверхность мантийным материалом. Кроме этих основных магматических образований выделяют также разного рода некки, дайки, лакколиты и лополиты. Общее представление о таких телах дает приводимый рис. 13.

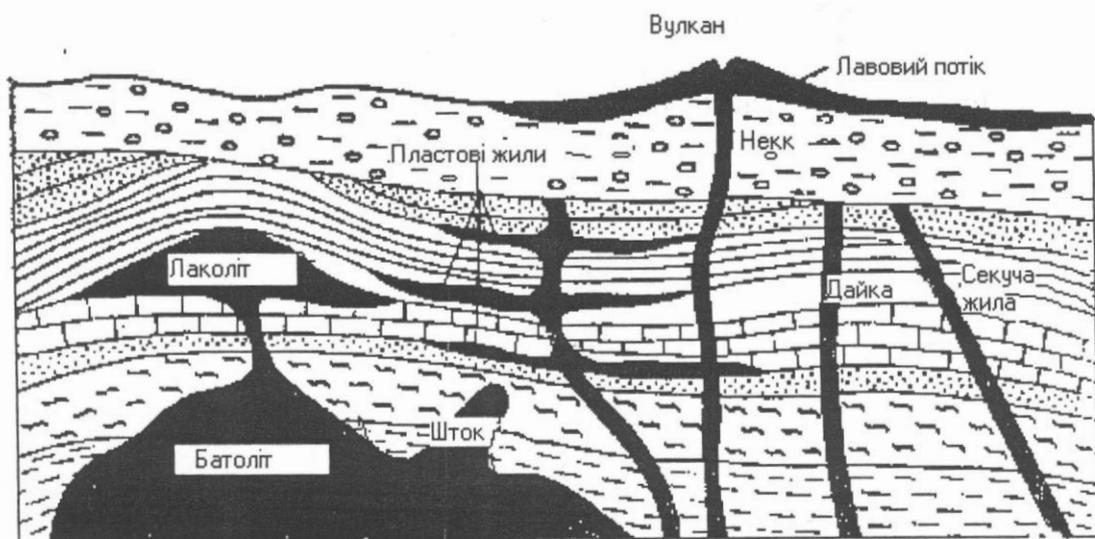


Рис. 13. Формы залегания магматических пород

Одним из проявлений магматизма, сыгравшим большую роль в формировании земной коры, следует считать **вулканизм**. Под таким названием понимают процессы излияния на поверхность расплавленной массы литосферы (лавы), которые в ряде случаев сопровождаются выбросами ее затвердевшей части – вулканических пепла, туфов, крупных обломков или бомб. Его результатом бывает формирование отдельных поднятий (гор в форме конуса), вулканических гряд и даже поясов, а также плато. Процессы эти происходят как в наземных условиях, так и в подводных, в том числе на дне океанов. Это может быть относительно спокойное излияние лав, которое наблюдается в Исландии, некоторых районах и островах Атлантического и Тихого океанов. Или оно может сопровождаться взрывами, при которых на поверхность поступает обломочный материал. Иногда такие извержения носят катастрофический характер, примерами чего могут быть взрывы вулканов Тамбера в 1816 г., Кракатау в 1883 г. или Санторин в середине II тысячелетия до н.э., жертвами которых стали десятки тысяч людей.

Работа вулканов детально рассматривается в школьных программах, описана в многочисленной литературе, поэтому здесь трудно сообщить что-то новое. По характеру извержения выделяют несколько типов вулканов, в числе которых гавайский тип; излияние подвижной лавы происходит здесь почти без взрывов. Везувианский, или плинийский тип извержения наоборот – сопровождаются выбросами большого количества пеплового материала. Пелейский и вулканический типы извержений характеризуются выходом на поверхность вязкой лавы, что также может сопровождаться взрывами. Обычно подчеркивается, что преобладающая часть современных вулканов приурочена к тихоокеанскому побережью Америки и Азии, а также к Средиземноморскому подвижному поясу. В ряде случаев не менее грандиозными могут быть извержения в осевых зонах океанов, в их срединно-океанских хребтах.

Схема историко-геологического деления вулканизма существенно отличается от этой. Выделяют три основных его типа. Один из них получил наименование *геосинклинального* и проявлен подводными излияниями преимущественно базальтовых, или основных по составу лав. Его современным аналогом может быть вулканизм в осевых зонах океанов или в пределах островных дуг вдоль восточного побережья Азии. Орогенный магматизм развивается на стадии, ко-

гда длительные прогибания сменяются воздыманиями, активным горообразованием и складкообразованием. Состав вулканических извержений резко меняется; он преимущественно кислый по составу, близкий к гранитным породам. Вулканизм этот сопровождается внедрением крупных глубинных гранитных тел – интрузий, плутонов. **Платформенный** вулканизм проявлен преимущественно наземными излияниями лав базальтового состава, которые образуют иногда грандиозные по площади и объему скопления.

Ранее уже отмечалась важная роль вулканических пород в составе осадков Мирового океана (7 %) и фанерозойских разрезах материковых площадей (15,8 %). Среди других особенностей вулканизма нужно назвать неравномерность проявления этого процесса по площади и во времени, в результате чего на отдельных участках формируются огромные скопления разных типов вулканитов. Их примерами могут быть грандиозные базальтовые (трапповые) плато на севере Сибири, в Индостане, на юге Африки и северо-востоке Южной Америки. Охотско-Чукотский вулканический пояс, являющийся составной частью Восточно-Азиатской их системы, протягивается на 3200 км при ширине его в 100–300 км. Причем, такие гигантские скопления образуются, по представлениям некоторых исследователей, всего за несколько миллионов лет.

Историко-геологические закономерности развития вулканизма аналогичны тем, что мы фиксировали в осадконакоплении. Однотипное его проявление может фиксироваться в определенных подвижных областях в течение многих десятков миллионов лет. Примерами таких случаев может быть геосинклинальный и орогенный вулканизм Средиземноморского и Урало-Монгольского поясов. Но он может быть и весьма кратковременным, как это мы можем устанавливать в конце раннего мела в пределах Охотско-Чукотского пояса или на примере платформенных излияний Сибири, Индостана, Южной Америки. Аналогичный тип вулканизма может скачкообразно перемещаться в другие регионы, фиксируя структурно-геологические перестройки. Или геологически мгновенно менять свой характер в развитии определенных подвижных областей, быть геосинклинальным, орогенным и платформенным (финальным). Для него характерна площадная зональность в определенные интервалы времени.

Следует остановиться еще на одной стороне вулканической деятельности, которую подчеркивал ее большой знаток Е.К. Мархинин

(1973). Главное значение в формировании всей земной коры имели продукты вулканических извержений. Он это подтверждает соответствующими расчетами, по которым масштабы сформировавшихся за время жизни Земли вулканитов близки к массе земной коры. Основой всех живущих на Земле организмов служит углерод, а его источник на поверхности – вулканы. Они же поставляли и поставляют сюда воду. Она составляет около 75 % от общего количества поступающих на поверхность газов или приблизительно 1% продуктов извержения. Углекислый газ составляет не менее 50% по весу от суммы «активных газов» (0,5 % от общей массы этих продуктов). На этом основании он делает вывод, что именно вулканизм обусловил формирование жизни на Земле. И даже заявляет в одной из своих книг, что «Мы – дети вулканов». Если к этому добавить, что области длительного развития вулканизма были местами с устойчивым температурным режимом, то условий для ее зарождения было предостаточно.

Глубинный магматизм чаще всего называют интрузивным; менее распространенным или даже устаревшим названием для этого явления можно считать термин плутонизм. Само внедрение магмы в земную кору, а также затвердевшее под землей магматическое тело, называют интрузией. При интрузивном магматизме магма может не только рождаться на глубине, но и перемещаться там, а также застывать. Процесс этот невозможно наблюдать непосредственно, поэтому о закономерностях пространственно-временного его развития мы можем получить лишь в результате глубинного геологического картирования.

Ранее, при рассмотрении вулканизма, мы говорили о трех основных историко-геологических типах магматизма, которые принято называть геосинклинальным (проявляется при геосинклинальном процессе и аналогом его можно считать вулканизм океанов), орогенном, или горообразовательном, и платформенном. Наиболее разнообразным и выразительным глубинный магматизм бывает при формировании горно-складчатых сооружений; он же формирует наиболее значительные массы таких магматических тел. Его продуктами бывают застывшие на глубине крупные тела гранитов, получившие название плутонов. Или более мелкие тела, называемые штоками и дайками. Непосредственно наблюдать процесс внедрения гранитной магмы и ее остывание мы не можем, поэтому судим о нем по изучению вышедших на поверхность интрузивных тел в результа-

те длительной денудации. А также по определению абсолютного возраста магматических пород, которые позволяют представить развитие этого процесса во времени.

В чем заключается важность изучения интрузивного магматизма для выявления истории формирования земной коры? Он, прежде всего, рождает ее гранитный слой, что является основой для образования материков. Это очень надежный индикатор тех тектонических режимов, которые принято называть орогенными, или горообразовательными. Возможность точно датировать интрузивные породы изотопными методами позволяет уверенно устанавливать время горообразовательных процессов, а также другие закономерности проявления его во времени. В случае схождения литосферных плит происходит не только «сгребание» накопившихся на дне океанов осадков и формирование горно-складчатых сооружений, но и интенсивные горизонтальные перемещения, которые и обуславливают плавление осадочных пород. Он может при более детальном и целенаправленном изучении объяснить сам механизм перемещения данных блоков литосферы. Застывшие крупные гранитные тела не только консолидируют сформировавшееся горно-складчатое сооружение, но и наращивают материковую земную кору. Наконец, магматизм рождает большое разнообразие магматических горных пород и полезных ископаемых.

Единых представлений о схеме развития магматизма на ранних этапах истории Земли нет. По мнению А.Е. Михайлова (1990) можно предполагать, что вслед за аккрецией, или конденсацией частиц протопланетного газо-пылевого облака вокруг первичного ядра, произошла вспышка и выделение мощной тепловой энергии, расплавившей верхнюю часть мантии до глубины 600–700 км. Это произошло в интервале времени 4,6–3,8 млрд. лет назад. Х. Гесс образно назвал этот процесс великой катастрофой в истории Земли. Хотя, строго говоря, катастрофы в нынешнем ее понимании не было, так как еще не существовала жизнь.

Формирование «магматического океана» обусловило расслоенность в верхней части литосферы, обособление ультраосновной магмы (мантии перидотитового состава), базальтовой и андезитовой магм, послуживших основой базальтового слоя земной коры. В процессе охлаждения и дифференциации жидкого вещества на земной поверхности обособилась силикатная «накипь» (шлаки), из которых

затем образовались гранодиориты и тоналиты, имеющие возраст 3,8–3,2 млрд. лет. Породы эти позднее были превращены в так называемые серые гнейсы, которые слагают 70–80 % выходов на поверхность гранитно-метаморфического цоколя всех континентов. И только в неогее, или в последние 1,65 млрд. лет, развивается магматизм платформенного, геосинклинального и орогенного типов.

Среди *общих закономерностей* развития магматизма необходимо отметить большое разнообразие и пространственно-временную сложность его проявления, неоднократно перемещающегося в различные подвижные системы земной коры. В их числе можно назвать многократное площадное перераспределение однотипных тектоно-магматических режимов, что сходно с седиментационно-палеогеографическими условиями и закономерностями. В областях длительного развития аналогичного магматизма фиксируется неравномерность проявления его во времени, что позволяет обособлять этапы в десятки миллионов лет, более кратковременные магматические эпохи и эпизодически фиксируемые активизации, получившие название тектоно-магматических фаз или рубежей.

Примером однотипного магматизма, развивающегося в течение герцинского орогенеза (325–250 млн. лет), может быть аналогичное и строго одновозрастное его проявление в герцинидах Европы, Кавказа, Урала и др. систем. Инверсия, резкая смена тектонического режима в формирующихся горно-складчатых сооружениях, фиксируется сменой типа магматизма; причем, обычно это происходит синхронно в разных тектонических системах. Примером такого случая может быть визейский тектоно-магматический рубеж, о котором шла речь при рассмотрении развития тектонических движений во времени (см. рис. 12). Одновременно в разных тектонических системах Земли может наблюдаться формирование разных типов магматизма – платформенного, геосинклинального и орогенного.

Если для горно-складчатых областей развитие магматизма происходит по более или менее единой схеме, то вулкано-плутонические проявления на разных платформах могут существенно отличаться. На платформенном этапе развития этих структур магматизм для одной их группы не характерен. Это относится к Восточно-Европейской и Северо-Американской платформам. Здесь могут иметь место лишь вулканические проявления, развивающиеся при формировании материковых рифтов. Для другой группы платформ, в

числе которых Сибирская, Индостанская, система Китайских платформ, в течение фанерозоя имело место грандиозное накопление траппов в Сибири или на плато Декан, а также процессы тектономагматической активизации в позднем мезозое, сопровождаемые формированием наложенных прогибов и впадин (юго-восточная часть Сибирской платформы, Китайские платформы).

Процессы глубинного магматизма и метаморфизма, а также условия формирования гранитного слоя земли, называемого также гранитно-метаморфическим или гранито-гнейсовым, еще не в полную меру изучены и поняты. При его рассмотрении следует обратить внимание на одну интересную деталь, которая редко упоминается. Химический состав гранитов и глин очень близок. Такое сходство позволяет говорить, что образование гранитной магмы – это результат плавления песчано-глинистых пород, происходящий при перемещении литосферных плит. А не каких-то загадочных и пока не расшифрованных процессов химической дифференциации вещества литосферы. Поэтому, кроме движения литосферных плит по астеносфере, можно предполагать и более сложные смещения, которые называют иногда расслоением земной коры.

В связи с подобным химическим сходством состава глин и гранитов, имеет смысл обратить внимание на такой момент. Еще первые мобилисты, первоначально изучавшие дрейф материков, предполагали, что материковая земная кора движется по мантии. Такая трактовка мобилизма хорошо подтверждается отмеченным ранее сходством состава глин и гранитов. Начавшееся формироваться позднее учение о литосферных плитах, когда уже были известны глубоководные землетрясения, наличие волновода в верхних частях мантии, выход мантийного материала в зонах срединно-океанических хребтов, начали предполагать их перемещение на глубине в первые сотни километров. Отрицать такое явление не следует. Но можно допустить аналогичное и может быть одновременное в каких-то зонах земной коры движение крупных масс осадочных толщ, в основании которых рождался ее гранитный слой. А еще выше в отдельных подвижных областях осадочного слоя земной коры смещались пластины и формировались шарьяжи; их аналоги в Украинских Карпатах называются скибами.

Образование и эволюция гидросферы

Необходимо сразу же уточнить, что гидросфера, или водная оболочка Земли, разделяет литосферу и атмосферу. Когда мы говорим о развитии земной коры, то формально гидросфера не входит в ее состав и не должна нами рассматриваться. Вместе с тем, формирование земной коры просто немыслимо или даже невозможно без воздействия поверхностных и подземных вод. Именно существование гидросферы является одним из основных показателей уникальности нашей планеты; она сформировала «Каменную летопись Земли», или наслоение разных по возрасту и составу осадочных слоев и толщ, которые к тому же часто содержат органические остатки – следы прошлой жизни. Подземные воды не только обуславливают «окаменение», или литификацию осадочных горных пород, но и термальные разновидности их рождают наиболее красивые кристаллы или какие-то полезные ископаемые. Тема образования и эволюция гидросферы очень велика, поэтому остановимся лишь на нескольких частных ее вопросах.

Изучение водной оболочки входит в компетенцию большого научного направления, получившего название *гидрологии*. Ее составными частями являются океанология и океанография, гляциология, или учение о ледниках, лимнология, называемая также озероведением, болотоведение и гидрогеология. А вот последняя, изучающая подземные воды, является разделом именно геологии. Ее историко-геологическое направление называют палеогидрогеологией. Уточним: всю современную гидросферу можно разделять на две существенно отличающиеся части. Ту, что мы можем наблюдать на поверхности (океаны, моря, реки, озера, водохранилища и др.), и так называемую подземную гидросферу. О последней мы хотя и знаем намного меньше, но она не менее интересна и важна. Если поверхностные воды покрывают лишь три четверти земной поверхности, то подземные воды образуют сплошной слой, развитый как на материках, так и под океанами.

А можем ли мы говорить что-то о деятельности и жизни гидросферы в прошлом? В отличие от земной коры она не образует «каменной летописи». Частично это так. Но когда мы говорим об оледенениях прошлого – то это тоже работа прошлых поверхностных вод. И мы уже рассматривали ее. В некоторых осадочных толщах сохра-

нились остатки морских вод былых геологических эпох; они даже получили название седиментогенных. Детальное изучение подземных вод на Харьковщине, известных как «Роганская» или «840» показывают, что они сформировались еще во время последнего оледенения, или более 10 тыс. лет назад. А это тоже история.

Какие основные вопросы решает гидрология и палеогидрогеология? Это, прежде всего, время и условия образования гидросферы, эволюция ее состава, роль в формировании биосферы и земной коры. Ранее мы уже говорили, что осадконакопление, или процесс образование осадочных пород и осадочной оболочки земной коры, практически невозможен без участия гидросферы. Частными ее вопросами можно считать формирование некоторых полезных ископаемых, рожденных подземными водами, разные формы круговорота воды в природе.

Время появления воды на поверхности Земли является одним из наиболее сложных вопросов, пока не в полную меру выясненным. Предполагается или считается доказанным, что в период от 3,8 до 3,3–3,2 млрд. лет на ней периодически возникали обширные, но мелководные бассейны горячих вод, рожденных магматическими процессами; эти воды получили название ювенильных. Интервал времени от первого появления поверхностных вод до существования постоянных водных бассейнов выделяют иногда в самостоятельную стадию развития Земли, называемую катархейской. Одним из наиболее обоснованных показателей такого явления может считаться начало формирования толщ осадочных пород. К возрастному уровню 3,5 млрд. лет относят появление жизни на нашей планете, которая также невозможна без гидросферы.

Изучение истории Земли показывает, что объем ее гидросферы непрерывно возрастает. Отсюда естественный вопрос – откуда вода к нам поступает? Один из ее источников вроде как будто бы не вызывает сомнений – магматические процессы. В частности, Е.К. Мархинин приводит расчеты, что существующие ее объемы может обусловить вулканизм. Имеет ли место космическое ее поступление – решить трудно. Она предполагается в составе комет, но являются ли они пришельцами космоса или отторженцами нашей гидросферы – решить трудно. Когда мы говорим о роли биосферы в рождении и преумножении гидросферы, то предполагаем биохимический способ образования воды из компонентов литосферы и атмосферы.

Своеобразной проблемой, к изучению которой геология и гидрогеология подключились лишь недавно, являются представления о разном составе растворенных солей в океанах, разных типах океанической воды в разные этапы геологической истории. Об этом могут рассказать накопившиеся в те или иные периоды соленосные отложения, а также подземные воды, сохранившиеся в глубоких захороненных водоносных горизонтах (седиментогенные воды). Интересно, что в докембрийских осадочных толщах соленосные отложения неизвестны. Вероятно, это не следует трактовать как отсутствие солей в гидросфере того времени. Они, по всей видимости, были растворены или размывы позднее.

Доказано, что наиболее радикальные изменения состава океанической воды произошли в конце раннего протерозоя, и это было связано с преобразованием состава земной атмосферы из восстановительной в окислительную. Для фанерозойской истории солевого состава вод мирового океана наибольшее значение имела смена хлоркальциевого химического ее типа на сульфатный; это произошло уже в пермо-триасе, на рубеже палеозоя и мезо-кайнозоя. Главную причину изменений такого химизма видят в деятельности самого океана, на дне которого в последнее время выявлено большое количество глубинных поступлений вод, являющихся результатом своеобразных гидротермальных процессов. А также связывают с характером выветривания на суше в зависимости от климатических условий тех или иных интервалов прошлого времени.

В расшифровке проблемы оледенений в истории Земли геология всегда принимала активное участие. Информация об этом уже рассматривалась нами ранее. Изучение истории развития материков и океанов прошлого, о наступаниях морей на континенты и их отступлениях тоже говорилось достаточно. Это вопросы палеогидрологии, которые берется решать также историческая геология и палеогеография.

Подземные воды являются причиной таких широко распространенных процессов как формирование оползней, пещер, подтопление и других хорошо известных явлений. Они же обуславливают так называемое химическое выветривание, следствием чего является образование таких важных полезных ископаемых как каолины и бокситы (руды алюминия). И хотя современную геологию больше интересуют запасы данного сырья, чем время его образования, это важный

процесс прошлого в истории земной коры. Наконец, деятельность горячих подземных вод, называемых гидротермальным процессом, рождает большое разнообразие красивых минералов, которые мы можем видеть в музеях. Кстати, многие из них также являются важными полезными ископаемыми.

Что можно сказать в заключении об условиях образования и развития гидросферы? В последнее время этот вопрос начинает интересовать астрономов, пытающихся отыскать следы воды на других планетах и космических телах, например кометах. Безусловно, он будет интересен и полезен для исторической геологии, гидрологии, палеонтологии и палеоэкологии. Именно водная оболочка Земли обусловила главную черту ее уникальности. В воде зародилась жизнь. Но биосфера не была пассивным элементом гидросферы, использовавшим ее, а своей деятельностью активно содействовала сохранению и наращиванию водного объема. В целом, это достаточно большой круг вопросов, к решению которых историческая геология только приступает.

Развитие органического мира

Изучением органического мира прошлого занимается палеонтология – наука, которая сформировалась на рубеже биологии и геологии. Так получилось, что биологическое по своей сути направление более полно и глубоко изучается исторической геологией, в частности, стратиграфией. Это связано с тем, что именно ископаемые палеонтологические остатки позволяют сравнительно легко и наиболее точно датировать содержащие их осадочные породы, что лежит в основе биостратиграфии и геологического картирования – метода составления соответствующих карт. То же относится к той части палеоэкологии, которая рассматривает зависимость развития органического мира от различного рода внешних воздействий.

Считается, что жизнь на Земле существует уже 3,5 млрд. лет. Возраст наиболее древних палеонтологических остатков в Африке, Северной Америке, Австралии и Украине определяется в 3,7–3 млрд. лет. Это были одноклеточные организмы (прокариоты), которые составляли две самостоятельные группы – бактерии и сине-зеленые водоросли (цианофиты). Их первые представители жили практически в

бескислородной среде (его содержание в атмосфере составляло около 0,02 %), в мелководных бассейнах, которые иногда подогревались вулканическим теплом. Современная наука стоит на позициях зарождения жизни на нашей планете; времени и условий было для этого достаточно. Значительно меньше исследователей допускает, что она была принесена извне.

В начале позднего протерозоя (1,65 млрд. лет назад) появились эукариоты – организмы с обособленным ядром. Возрастной уровень в 1,2 млрд. лет – это время появления многоклеточных организмов, которые уже были давними «предками» наших растений и животных. Особого разнообразия органический мир докембрия достиг в венде, второй его половине, или приблизительно 630 млн. лет назад. Растения и животные этого времени были представлены уже достаточно разнообразными водорослями, а также сообществами кишечнополостных организмов (медузы, полипы), червеобразными и другими группами. Все организмы позднего докембрия не имели твердого минерального скелета, поэтому их находки очень редки. Эта фауна получила название эдиакарской (по названию соответствующего рудника в Австралии, где она была первоначально выявлена и описана), или вендской. В целом, данный наиболее продолжительный интервал времени докембрийской геологической истории принято называть криптозоом – временем скрытой жизни.

Начало кембрийского периода, который по существующим представлениям отвечает возрастному уровню 570 млн. лет, характеризуется появлением минерального скелета у нескольких групп организмов, что позволяет более полно изучать историю развития биоты и точнее датировать включающие их породы и события. Интервал времени с начала кембрия называется фанерозом, или временем явной жизни. Он разделяется на палеозойскую, мезозойскую и кайнозойскую эры. Для этого времени уже могут устанавливаться определенные закономерности в развитии органического мира, одной из которых следует считать, что этапы жизни животного и растительного мира не совпадают. Хотя официально палеонтология такое положение не формулирует и не развивает, не делает на нем акцент. Еще одной особенностью развития биоты в целом следует считать отчетливую зависимость от определенных историко-геологических событий. Частично иллюстрацией таких положений может быть приводимая ниже схема развития органического мира в фанерозе (рис. 14).

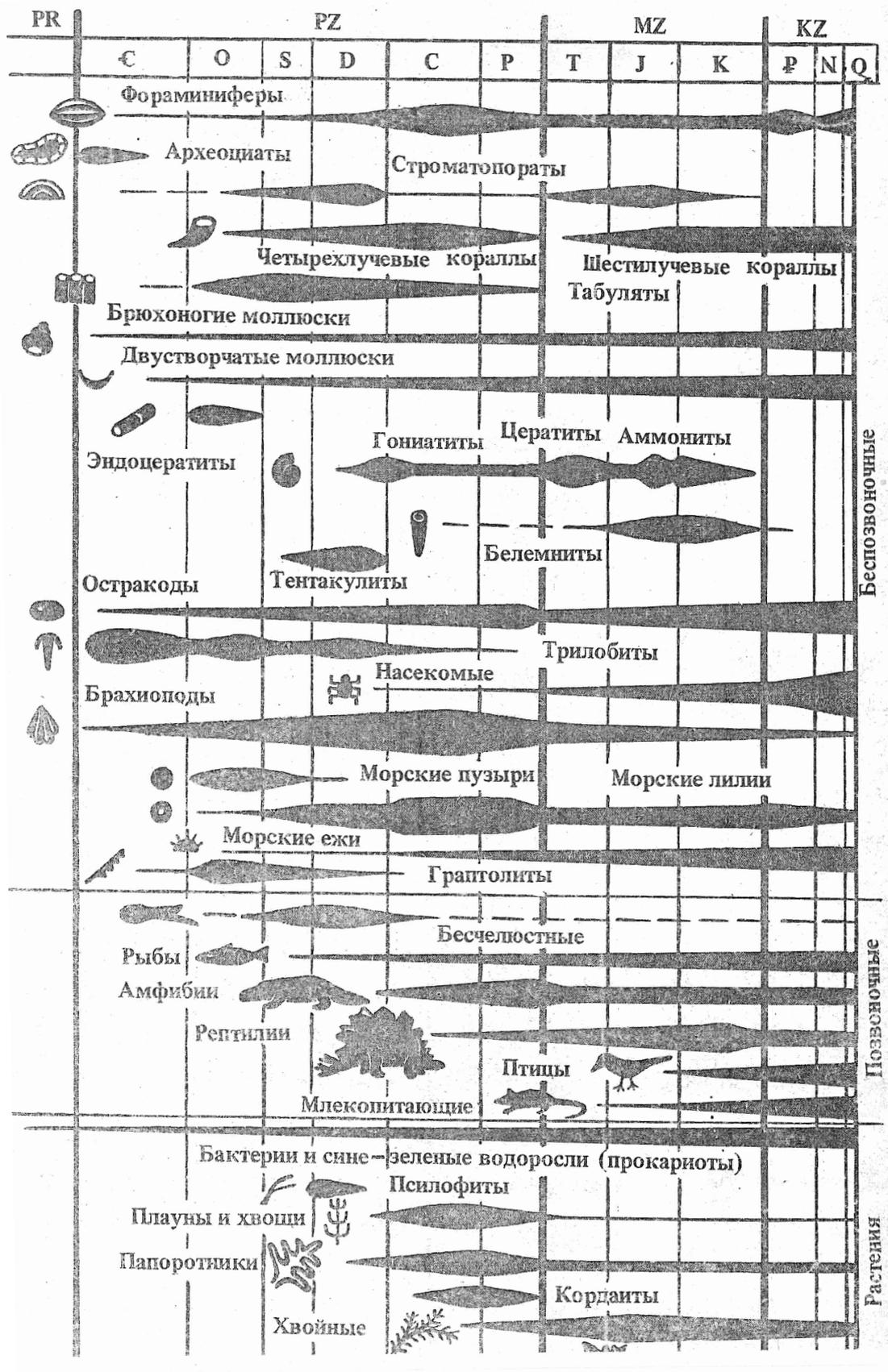


Рис. 14. Схема развития органического мира (по А.Х. Кагарманову и др., 1985)

Попробуем прокомментировать ее с точки зрения сформулированных ранее положений. Прежде всего, существование трех эр, или главных этапов этого времени, следует считать весьма условным, не отвечающим в полной мере развитию его основных групп. Так, амфибии и рептилии появились еще в палеозое, а первые птицы и млекопитающие – в середине мезозоя. Задолго до конца палеозоя вымирают такие своеобразные группы организмов как граптолиты и трилобиты. Только табуляты (четырёхлучевые кораллы), гониатиты и плауны более или менее четко тяготеют к среднему и позднему палеозою, а белемниты и аммониты – ко второй половине мезозоя.

Еще более выразительным является несоответствие трех эр фанерозоя этапам развития растительного мира. Некоторые исследователи разделяют время его формирования на таллофит (время развития морской растительности), псилофит (силур-средний девон), палеофит, мезофит и кайнофит (с конца раннего мела). Другие предлагают разделять палеозойскую эру на две самостоятельные и первую из них называть талласозоем, или метазоем: жизнь этого времени была сосредоточена преимущественно в морях (мировом океане). Только с девонского периода она в значительных масштабах выходит на земную поверхность.

Вместе с тем, очень четкой является зависимость изменений в развитии органического мира от определенных историко-геологических событий. Так, воссоединение Северной Америки с Евразией, следствием чего стала ликвидация древнего океана Япетус, заставили морские организмы, которые оказались в системе лагун, приспособляться к континентальным условиям жизни. Именно это было главной причиной выхода растений, а затем амфибий и рептилий на поверхность. И наоборот, начатый в начале мезозоя, а затем резко усилившийся в середине его раскол Пангеи и образование молодых океанов обусловили появление цератитов, аммонитов, белемнитов, летающих ящеров и птиц, новых групп рыб.

Интересной может считаться причина появления и расцвета покрытосеменных, или цветковых растений, которая не имеет пока однозначной трактовки. Это событие относится к концу раннего мела (иногда уточняют – альбскому веку) и оно точно датировано. Именно в это время, или 100 млн. лет назад, Земля подверглась активной космической бомбардировке крупными метеоритами, следствием чего стало проявление интенсивного так называемого орогенного вул-

канизма, который проявлен огромными выбросами в атмосферу вулканического пепла. Это было время формирования грандиозного Охотско-Чукотского пояса. Вероятно, такие условия оказались неблагоприятными для папоротников и голосеменных растений, которые тогда преобладали. А покрытосеменные и хвойные относительно легко приспособились к ним. Расцвет цветковых растений обусловил появление многочисленных насекомых, а следом за ними – птиц.

Подобная зависимость развития органического мира от природных событий существовала и в докембрии. Появление эукариот, которое относится к рубежу раннего и позднего протерозоя, отвечает времени крупнейшей структурно-геологической перестройки, которую Г. Штилле образно назвал «великим обновлением». Появление многоклеточных организмов 1,2 млрд. лет назад приходится на начало очень выразительного горообразования, которое названо готским в Европе и эльсонским в Северной Америке.

Более сложным и очень интересным является появление эдиакарской (вендской) фауны, датированное значениями 630 млн. лет. Это было время, когда закончилась наиболее продолжительная за всю историю Земли ледниковая эра, развивавшаяся в интервале времени 950–640 млн. лет назад. Ее завершение сопровождалось обширным базальтовым вулканизмом, что может свидетельствовать о начавшемся расколе существовавшего тогда суперматерика, называемого иногда Пангея-2. Кстати, именно тогда начал формироваться океан Япетус. Эдиакарская фауна, хотя и была достаточно высоко развитой, в отличие от фанерозойской не имела еще минерального скелета. С появлением кембрийских археоциат и моллюсков она исчезла.

Очень интересную и убедительную гипотезу относительно появления и исчезновения эдиакарской фауны сформулировал в свое время Г.П. Леонов (1985). Он считал, что эта группа организмов зародилась не в морских, а в изолированных континентальных бассейнах, куда поступала пресная вода, образовавшаяся при таянии ледников. Она не была приспособлена для проживания в соленой морской воде. Поэтому начавшиеся в середине венда расколы материковых площадей и сопровождавшие их наступания моря обусловили ее гибель. Однако, приспособившиеся к таким условиям организмы, которые затем приобрели минеральный скелет (по его мнению, это было обусловлено проживанием высокоразвитых организмов в соленой

воде!), продолжили свое развитие уже в условиях морских бассейнов. Поэтому, когда мы говорим о том, что современная жизнь зародилась в океанах, мы должны делать определенную поправку. В океанах и наиболее активно в прибрежных морях она развивалась впоследствии. А зародиться могла во внутриматериковых бассейнах.

Таким образом, схема развития органического мира и разработка его этапов является более сложной, чем это предполагают существующие схемы, и остается пока не в полную меру еще изученной и решенной проблемой. Существующее выделение палеозойской, мезозойской и кайнозойской эры – это определенная условность, которая не столько отражает процесс ее эволюции, сколько является принятой мерой времени. Данные этапы имеют разную, резко отличающуюся продолжительность. Вместе с тем, практически все преобразования в органическом мире – это результат воздействия определенных историко-геологических событий.

Рассматривая развитие органического мира, его непрерывную эволюцию и резкое возрастание разнообразия представителей в течение фанерозоя, интересно затронуть вопрос о роли биогенного фактора в формировании земной коры. При рассмотрении осадконакопления уже приводились данные о том, что в Мировой океан поступает сейчас около 7 % биогенного материала. В составе земной коры более 17 % составляют карбонатные породы, значительная часть которых имеет или может иметь биогенное происхождение. Если добавить, что определенная часть кремнистых пород в геосинклинальных складчатых областях также связана с деятельностью организмов (радиоляриты, диатомиты и др.), а угли на материковых площадях – продукт накопления растительной органики, то получится достаточно мощный фактор биогенного осадконакопления.

Это специфический вопрос, требующий специального изучения. Здесь мы рассмотрим лишь несколько частных примеров такого явления. Ранее мы говорили о такой породе как писчий мел, название которой сохранилось за системой. И хотя подчеркивалось, что данная система сложена многими другими породами, масштабы этой биогенной седиментации можно считать грандиозными. Писчий мел почти нацело сложен остатками микроскопических одноклеточных жгутиковых водорослей типа золотистых, которые образованы известковыми пластинками и получили название кокколитофорид. Толщи этих пород почти непрерывным поясом протягиваются через

всю Европу до Прикаспийской низменности. Причем, на отдельных участках мощность их составляет сотни метров. Например, в Харькове, который трудно отнести к подвижным областям, карбонатный верхний мел достигает 600 м. Южнее толщи писчего мела замещаются преимущественно органогенными известняками Крыма, Кавказа, Копет-Дага. А в целом данный своеобразный карбонатный пояс или даже провинция может проследиваться почти на всех материках (Австралия, Юго-Восточная Азия, Америка), где мы видим его фрагменты.

Не меньшие масштабы накопления карбонатных пород характерны для каменноугольной системы, нижняя часть которой на участке Северная Америка-Европа имеет мощности в первые сотни метров. В Японии и Китае известняки примерно такой же мощности размещаются уже в верхней части карбона. Такого же типа известняки составляют разрезы среднего и нижнего палеозоя Евразии, а также отдельные ярусы пермской, триасовой, юрской и палеогеновой систем. Многие из таких пород почти нацело сложены остатками морских организмов и даже получили соответствующие названия – нуммулитовые, фузулинидовые, мшанковые и др.

Каменные и бурые угли, а также торф представляют собой остатки преобразованной растительной органики, накопившейся преимущественно в континентальных условиях прошлых материков. Мощности углей в бассейнах составляют обычно доли метров, редко – первые их десятки и масштабы данного биогенеза значительно уступают карбонатному. Но мы должны учитывать, что именно по приуроченности углей к одной из систем фанерозоя, она названа каменноугольной, или карбоном. Кроме того, существует огромное количество песчано-глинистых пород серых и темно-серых цветов, содержащих рассеянную органику. Огромное количество растительного вещества в поверхностных условиях разрушено, не сохранилось. Есть так называемые битуминозные сланцы, биогенная составляющая которых представлена остатками морских организмов. Все это позволяет говорить о важной роли масштабов биогенеза, на что в свое время обращал внимание еще В.И. Вернадский.

Нефть и газ относятся к числу полезных ископаемых, без которых немислимо развитие современной энергетики. Их грандиозные скопления известны в пределах Западной Сибири, на Аравийском п-ове, отдельных прибрежных акваториях. Несмотря на высокую сте-

пень изученности данных природных углеводородов, по вопросу их происхождения существуют разные мнения – они продукты органического или неорганического генезиса. И хотя традиционно считается, что они произошли из обогащенных органикой осадочных пород, появляется много данных и сторонников неорганического происхождения – глубинного поступления данных углеводородов из земных недр. Еще один важный и, не в полную меру изученный вопрос, – время образования их скоплений. Мы можем точно определять возраст отложений, включающих углеводороды и сформировавшихся структур, которые содержат залежи, говорить о нефтематеринских толщах и формациях. Но для датировки процесса их рождения достоверных данных и методов пока нет. По всей видимости, это неравномерный во времени и практически непрерывный процесс, продолжающийся и ныне.

При рассмотрении вопроса о роли органического вещества в формировании земной коры нужно обратить внимание на такой момент. Масштабы накопления биогенного материала достаточно резко меняются во времени, что хорошо можно наблюдать на примере как известняков, так и углей. Мы говорим о возрастании уже в течение фанерозоя разнообразия органического мира и вероятно биогенного фактора в седиментации. В то же время, масштабы нынешнего поступления биогенного вещества в Мировой океан не меньше, чем вдвое уступают карбонатным породам земной коры, для которых мы можем предполагать органическое происхождение. Следовательно, можно предполагать, что такие существенные колебания его роли во времени обусловлены какими-то меняющимися историко-геологическими условиями, которые не зависят от уровня развития биосферы в целом. Мы уже говорили о своеобразии рельефа и седиментационно-палеогеографических условий новейшего этапа. Это позволяет использовать биогенный фактор для выявления каких-то историко-геологических особенностей прошлого.

История геологического развития Украины

Региональным направлением исторической геологии является также изучение истории развития отдельных регионов. В качестве наиболее подходящего случая можно назвать рассмотрение истории

формирования Украины. Это сравнительно небольшой регион с разнородными структурами, который может быть отнесен к числу наиболее детально изученного, с полным стратиграфическим разрезом. В его пределах выявлены практически все стратиграфические системы, а также несколько разновозрастных складчатых сооружений. Причем, некоторые из этих систем (например, силур, карбон, неоген) могут быть отнесены не только к наиболее полным и выразительным, но в определенном отношении и эталонным.

Украина расположена в зоне сочленения Восточно-Европейской платформы и складчатых сооружений Средиземноморского пояса, которые представлены здесь Карпатами и Горным Крымом. В северо-восточной ее части размещается среднепалеозойский рифт (авлакоген) Большого Донбасса, включающий Донецкое складчатое сооружение (Донбасс, ДСС) и ДДВ, или Днепровско-Донецкую впадину, лежащую на ее продолжении. Украинский щит (УЩ) представляет собой выходящий на поверхность кристаллический фундамент платформы, представленный магматическими и метаморфическими образованиями архея-нижнего протерозоя. Вольно-Подольскую плиту принято рассматривать как восточную окраину щита, перекрытую отложениями нижнего палеозоя. Донбасс сложен отложениями карбона (каменноугольной системы) и на западных его окраинах перми. ДДВ представляет собой депрессию с мощным и достаточно полным разрезом среднего и верхнего палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Украинские Карпаты и Крым сложены преимущественно мезозоем и кайнозоем. Последний с севера окаймляется Причерноморской впадиной. В качестве самостоятельной тектонической структуры следует рассматривать впадину Черного моря.

Ранний этап геологической истории может быть расшифрован на примере анализа УЩ. Древнейшими образованиями докембрия являются «серые гнейсы» щита, известные в фундаменте Приднепровской зоны. Они здесь представлены гранито-гнейсовыми куполами, сформированными еще в катархее. В течение архея (3,5–2,6 млрд. лет назад) на территории УЩ сформированы зеленокаменные трюги, или древнейшие протогеосинклинали Приднепровья. Третий тип древнейших структур УЩ представлен прогибами с существенно терригенными комплексами, которые существовали в пределах Вольно-Подольского, Кировоградского и западной части Приазовского блоков.

Раннепротерозойский этап (2,6–1,65 млрд. лет) характеризовался существованием протогеосинклинальных областей по окраинам УЩ, в его Центральноприазовской и Осницкой зон. Присутствие здесь кислых вулканитов и отсутствие офиолитов позволяет считать, что эти структуры сформировались на утоненной земной коре уже континентального типа. Прогибания достигли здесь наибольшей интенсивности в интервале времени 2,2–1,9 млрд. лет и завершились эпохой складчатых деформаций. Еще одной структурой раннего протерозоя было формирование Криворожской зоны, которую иногда считают древнейшими рифтами. В течение 1,9–1,65 млрд. лет имели место обширные воздымания на большей части щита, которые отвечают времени глобальной кратонизации, или цементации земной коры.

Позднепротерозойский этап, начало которого принимается как 1,65 млрд. лет, характеризуется крупной структурной перестройкой, отвечающей событию, известному как «великое обновление». В пределах Украины это нашло выражение в том, что структуры Средиземноморского пояса и прогиб Большого Донбасса имеют уже совершенно иную ориентировку, почти под прямым углом «срезающую» архей-нижнепротерозойские образования. Это было время преимущественных воздыманий. В целом расшифровка истории докембрийского развития Украины представляет большие сложности даже для специалистов, учитывая, что в пределах УЩ имело место внедрение не менее полутора десятка только гранитоидных комплексов.

Большой информацией располагаем об истории венд-фанерозойского развития данного региона. В течение раннего венда в пределах Волыно-Подольской плиты фиксируются следы оледенения, а также проявление вулканизма платформенного типа в течение 670–640 млн. лет назад. Такие события известны и во многих других регионах земного шара. В позднем венде-раннем кембрии палеогеографические и тектонические условия в регионе резко изменились. Это было результатом вендской структурно-геологической перестройки, имевшей место 630 млн. лет назад. После длительных воздыманий Восточно-Европейская платформа и западная часть Украины стала проявлять тенденцию к опусканиям. На западных площадях страны фиксируются зеленоцветные песчано-глинистые отложения, которые формировались в условиях холодного морского бассейна.

После преобладающих воздыманий в течение среднего кембрия и первой половины ордовика, во второй его половине и в силурийский период Волыно-Подольская плита испытывает устойчивые опускания и накопление преимущественно карбонатных пород. Следует подчеркнуть, что детально изученные силурийские известняки являются в определенном отношении уникальной формацией. В целом раннепалеозойская геологическая история Волыно-Подольской плиты отражает аналогичные процессы крупнейших седиментационно-палеогеографических и тектонических процессов, условий развития, известных в других регионах земного шара.

В среднем палеозое (400–325 млн. лет) с началом девонского периода история развития Украины резко меняется. Крупная структурно-геологическая перестройка, имевшая место на границе периодов и связанная с началом ликвидации океана Япетус в Северной Атлантике, знаменуется началом устойчивых воздыманий в пределах Волыно-Подольской плиты. Процесс этот является здесь очень выразительным и проявлен сменой силурийских известняков сначала прибрежно-морскими сероцветными, а затем формированием красноцветных терригенных отложений, известных в Европе как олдред, или древний красный песчаник. А на северо-востоке УЩ с середины девонского периода начинаются расколы крупных кристаллических выходов платформы и формирование прогиба Большого Донбасса. Этот рифтогенез в пределах Припятского грабена и в Донбассе сопровождался соленакоплением и вулканизмом. Следует подчеркнуть, что обширные воздымания на значительной части площади Украины имели место одновременно с режимами геосинклинального типа на Урале, Кавказе, а также в Добрудже и Внутренней зоне Карпат.

Поздний палеозой (325–250 млн. лет) характеризуется началом активных прогибаний в Донбассе, заложением небольшой геосинклинали. Этот процесс, знаменующий проявление визейской структурно-геологической перестройки, является очень выразительным, который можно здесь наблюдать непосредственно и очень точно датировать. Накопление сравнительно маломощных известняков, терригенных и вулканогенных отложений девона-нижней части карбона (650 м) сменяется формированием очень мощного верхнего палеозоя, мощность только каменноугольной системы которого достигает 18–20 км. В активные прогибания втягивается и прилежащая часть ДДВ. Ранее неоднократно подчеркивалось, что процесс прогибаний геосинклинального типа в Донбассе одновозрастен герцинскому оро-

генезу на Урале, Кавказе, Карпатах. На примере верхнего палеозоя в прогибе Большого Донбасса можно четко проследить проявление его тектонических эпох: в среднем карбоне накапливаются угленосные отложения, в позднем карбоне-ранней перми красноцветные, а в середине перми – соленосные и гипсово-карбонатные.

Ранний мезозой также знаменуется резкой сменой геологического развития региона. В данный этап начинаются воздымания в Донбассе, формирование здесь Донецкого складчатого сооружения. Преимущественно континентальные отложения накапливаются и в ДДВ. А на участке от Добруджи до Предкавказья произошло заложение кратковременно развивавшейся геосинклинали, наиболее полное и выразительное проявление которой можно наблюдать на примере Горного Крыма. В течение триаса и средней юры здесь формировались отложения флишевого типа (таврическая серия и др.). Морские условия этого времени существовали в Украинских Карпатах и Закарпатье. Это было результатом формирования в пределах Средиземноморского пояса океана Тетис.

Поздняя юра-ранний мел (165–90 млн. лет) – время преимущественно континентального развития, осложняемого эпизодическими трансгрессиями в ДДВ. Данный этап рассматривается как время формирования горного сооружения на юге Крыма, и соответственно он получил название киммерийского орогенеза. Началом его была келловейская структурно-геологическая перестройка, очень точно датированная в этом регионе. В Северном Причерноморье это было временем формирования Причерноморского прогиба, который может рассматриваться как аналог краевого, расположенного на границе Крымского складчатого сооружения и окраины Восточно-Европейской платформы.

Поздний мел-ранний кайнозой (90–14 млн. лет) был временем нового разрастания морских площадей. В пределах ДДВ и Горного Крыма это время накопления преимущественно карбонатных отложений, которые в кайнозое сменяются формированием морских терригенных глауконитсодержащих пород. Необходимо подчеркнуть, что верхнемеловая толща писчего мела, протягивающаяся от Британских островов до Средней Азии, в пределах ДДВ имеет максимальную мощность, достигающую 760 м. Кроме того, в ДДВ очень выразителен и точно датирован туронский структурно-геологический рубеж, знаменующий седиментационно-палеогеографические изменения и начало обширной карбонатной седиментации на Восточно-

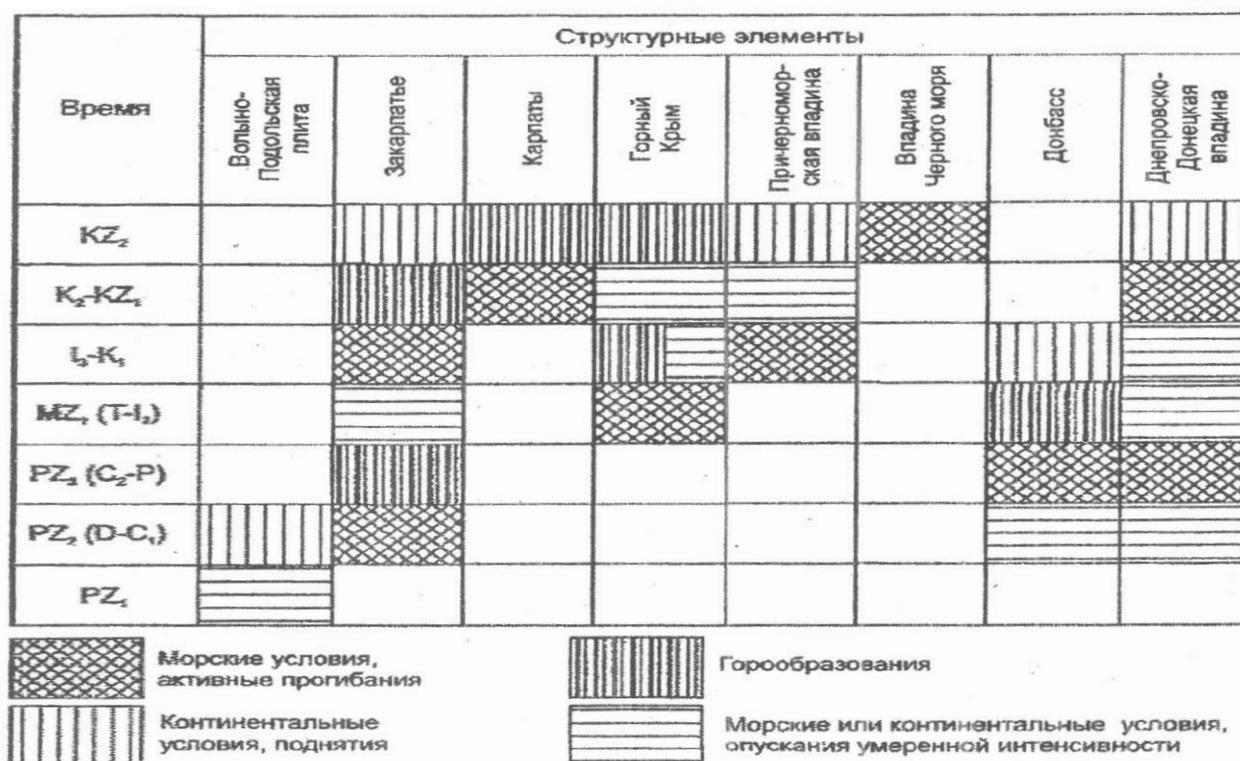
Европейской платформе. В Карпатах это время активизации прогибаний и накопления наиболее мощных флишевых толщ.

Новейший этап геологической истории Украины характеризуется значительным разрастанием континентальных площадей и началом формирования современного рельефа. В Карпатах происходят воздымания, знаменующие альпийский орогенез; вулканизм, проявленный базальтовыми излияниями, сменяет здесь орогенные риолит-дацитовые извержения, которые можно наблюдать в Вулканическом хребте. Предкарпатский краевой прогиб и Закарпатье периодически заполнялись заливами Паратетиса, где иногда происходило соленаккопление. Сводовые воздымания охватывают в неогене и складчатые сооружения Горного Крыма. Одновременно с этим южнее его формируется глубоководная впадина Черного моря, которая была не только остатком Паратетиса, но и своеобразной компенсационной структурой, развивающейся одновременно с альпийским орогенезом.

Общая схема историко-геологического развития структур Украины показана в табл. 12.

Таблица 12

Схема историко-геологического развития структур Украины



На ней хорошо видно, что этапы эти четко укладываются в общую периодизацию геологической истории, которая принята здесь и излагалась ранее. И второе не менее важное явление: здесь можно наблюдать отчетливо проявленную сопряженность развития, при которой прогибания в одних структурах отвечают воздыманиям в других. И находят соответствующее отражение в длительно формирующихся платформенных депрессиях типа ДДВ. Подобная взаимосвязанность развития детальнее будет рассмотрена в одном из последующих разделов работы. С объяснением возможных причин такого явления.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ПРОБЛЕМЫ ИСТОРИЧЕСКОЙ ГЕОЛОГИИ

Историко-геологические закономерности в развитии земной коры весьма разнообразны и уже достаточно хорошо известны. Среди них нужно назвать эволюционную направленность смены процессов осадконакопления и типов магматизма, состава гидросферы, роли биосферы в формировании ее вещества. В процессе формирования земной коры возникали и исчезали материки и океаны, менялась структура литосферных плит. Непременным составным элементом такой истории было образование горно-складчатых сооружений на месте ранее существовавших морских и океанических площадей. Историческую геологию интересуют условия пространственно-временного их изменения, формы и причины эволюционной направленности такого развития, взаимосвязанность различных факторов данного процесса.

Здесь в качестве основных закономерностей историко-геологического развития будут рассмотрены три основных положения. Это периодизация геологической истории, которая позволит выбрать оптимальный вариант рассмотрения такой информации. Достаточно важной и не менее интересной является проблема взаимосвязанности в развитии основных структурных элементов земной коры, их подвижных тектонических структур на разных этапах геологической истории. Наконец, необходимо четко сформулировать представления о таких ключевых понятиях исторической геологии как эволюция и катастрофы, роль революционных изменений в развитии всего органического мира. Частично эти положения уже затрагивались.

Что касается проблем исторической геологии, то здесь затронуты лишь некоторые из них. Это, прежде всего, воздействие космоса на развитие Земли, его масштабы и закономерности проявления во времени. К числу важнейших проблем рассматриваемой науки нужно отнести такое явление как ритмичность в развитии природы, находящая отражение в формировании земной коры. Все еще отсутствует

единая точка зрения на причины глобальных вымираний. Выявленные закономерности развития в фанерозое должны использоваться для изучения докембрийской истории. Наконец, расшифровка природных катастроф прошлого могут стать основой для прогнозирования их в будущем. Это лишь незначительная часть историко-геологических проблем. Частично они рассматривались ранее, когда речь шла о выявлении закономерностей развития тектонических движений во времени, соотношении понятий эволюция и катастрофы.

Периодизация геологической истории

При рассмотрении в предыдущем разделе условий развития во времени тектонических движений, была сделана попытка унифицировать тектогенез, предложить одну из форм представления о них, которая могла бы удовлетворять разных исследователей. Речь шла о тектонических фазах, которые следует понимать как геологически мгновенный процесс смены эндогенных режимов в глобальном масштабе или подавляющем большинстве подвижных систем, эпохах различной тектонической подвижности, которые разделяются такими фазами, фактически их границами. Особо выделялась та группа тектонических фаз, которая именовалась структурно-геологическими перестройками. И делалась попытка объяснить ее механизм: периодическая смена режима перемещения литосферных плит, смена их направления или скорости движения. Наконец, обращалось внимание на то, что общепринятое понятие о геотектоническом цикле должно иметь такую трактовку, при которой геосинклинальным стадиям одних систем могут или даже должны отвечать орогенные режимы других, где формируются горно-складчатые сооружения.

Такая схема развития тектогенеза во времени должна быть положена в основу историко-геологической периодизации. Что и было сделано в данном изложении этапов развития земной коры. Существующая сейчас схема ее периодизации, основанная на этапах развития органического мира (палеозой, мезозой, кайнозой, фанерозой и др.) не отражает в полной мере условия осадконакопления, площадное размещение палеогеографических обстановок, магматизма и других явлений, которые ныне изучает историческая геология. На смену традиционным периодам геохронологической шкалы, имеющей уже

более чем столетнюю историю использования, должны прийти понятия и термины в полной мере отражающие периоды геологической истории. Это средний и поздний палеозой, ранний и средний (поздний) мезозой, новейший этап и многие другие, которые уже утвердились в практике историко-геологического анализа. Но с однозначно понимаемой трактовкой.

Особо важным вопросом историко-геологического анализа следует считать обоснование иерархии этой периодизации, установление интервалов времени с аналогичными режимами. Частично это было сделано. Основу ее составляют историко-геологические периоды, разделенные структурными перестройками, проявляющимися через 75–80 млн. лет. Они уверенно могут быть выделены в фанерозое; для них предложены частично утвердившиеся названия типа средний и поздний палеозой, ранний мезозой, новейший этап, но с новой однозначной трактовкой. Более дробными подразделениями являются эпохи различной тектонической подвижности, которых в каждом историко-геологическом периоде существует по три. Более краткими по времени подразделениями тектонических эпох являются различного рода трансгрессии и регрессии, эпизоды активизации магматизма, другие историко-геологические события. Для новейшего этапа истории можно выделять какие-то потепления или похолодания, которые в ряде случаев можно объединять в климатические циклы с продолжительностью примерно в 26 тыс. лет (см. схему М.Ф. Веклича, табл. 11). Возможно, что такое было и в прошлом, в периоды более древних похолоданий.

Анализ историко-геологических периодов показывает, что каждый третий из них проявлен аналогично. Это позволило предложить для такого утроенного периода название историко-геологической эры, и соответственно выделять ранний, средний и поздний фанерозой; последний еще не завершился. Общая схема историко-геологического развития фанерозоя показана в табл. 13. Ее несомненным преимуществом является равная продолжительность эпох, периодов и эр, равная примерно 26, 78 и 234 млн. лет. Причем, в такой периодизации и датировке не было какой-то искусственной подгонки; все эти подразделения обоснованы региональным и общим историко-геологическим анализом. Иногда даже поражает точность совпадения возраста событий в самых различных регионах; например, начало терригенной седиментации в начале позднего палеозоя в Донбассе, Верхоянье и Северной Америке.

**Схема историко-геологического деления фанерозойского развития
земной коры**

Единицы геохронологической шкалы		Историко-геологические периоды и их возрастные интервалы (млн. лет)	Историко-геологические эры
Кайнозой 65	Q	Новейший (позднекайнозойский) незавершенный: 13 - ныне	Позднефанерозойская (167 - ныне)
	N		
	Pg	Позднемеловой-раннекайнозойский: 90-13	
Мезозой 245	K	Позднеюрский-раннемеловой: 167-90	Среднефанерозойская (400-167)
	J		
	T	Раннемезозойский: 245-167	
Палеозой 570	P	Позднепалеозойский: 325-245	Раннефанерозойская (630-400)
	C	Среднепалеозойский: 400-325	
	D		
	S		
	O	Начальнопалеозойский: 550-480	
	Є	Поздневендский-раннекембрийский: 630-550	
Венд	V	Ранневендский 710-630	Позднедокембрийская (950-630)

Отсюда основная задача или даже проблема исторической геологии – апробировать ее и внедрить в практику общих и региональных историко-геологических исследований. А также использование такой информации при изложении курса исторической геологии. Как показывает опыт развития науки, зачастую внедрение каких-то иногда очевидных схем и построений в обиход становится более сложным, чем само их установление. Это, в частности, можно видеть на примере тех же геотектонических циклов или восприятия сути структурно-геологических перестроек.

Необходимо обратить внимание еще на одну проблему, возникающую при изучении тектонических движений во времени: отчетливая *ритмичность* разного порядка в их проявлении. Она выражена структурно-геологическими перестройками, происходящими в фанерозое строго через 75–80 млн. лет, а также тектоническими фазами с интервалами времени втрое менее продолжительными (26 млн. лет). Каждая третья перестройка, повторяющаяся через 234 млн. лет, обнаруживает сходство между собой. Аналогичным образом мы можем говорить о проявлении аналогичных «великих обновлений» через 700 млн. лет. Такая удивительно стройная схема ритмичности требует ее дальнейшего изучения и обоснования с позиции механики небесных тел. И, естественно, она может и должна быть положена в основу историко-геологической периодичности как фанерозоя, так и всей истории развития земной коры.

Взаимосвязанность историко-геологического развития

О сопряженности или взаимосвязанности проявления тектонических движений, которые обуславливают историко-геологическое развитие, уже неоднократно говорилось. Сейчас нужно попытаться установить общие формы ее проявления, а также закономерности развития в пространстве и во времени палеогеографических обстановок, осадконакопления, магматизма. Нужно различать региональные и глобальные формы взаимосвязанности тектогенеза и историко-геологического развития. Естественно, что выявление форм и закономерной такой сопряженности возможно лишь при условии достаточно точной датировки тектонических движений.

Примером глобальной сопряженности может быть следующее явление. Закрытие океана Япетус (Северной Атлантики), которое началось в среднем палеозое, с начала девонского периода, совпадает по времени с геосинклинальными процессами в герцинидах Евразии. В частности, очень выразительны они в Урало-Монгольском поясе, герцинидах Европы, на Северном Кавказе. То же фиксируется с началом развития молодых океанов, синхронно с которым происходит орогенез в каких-то материковых системах. Например, раскрытие Северной Атлантики в позднем мезозое-кайнозое происходит одно-

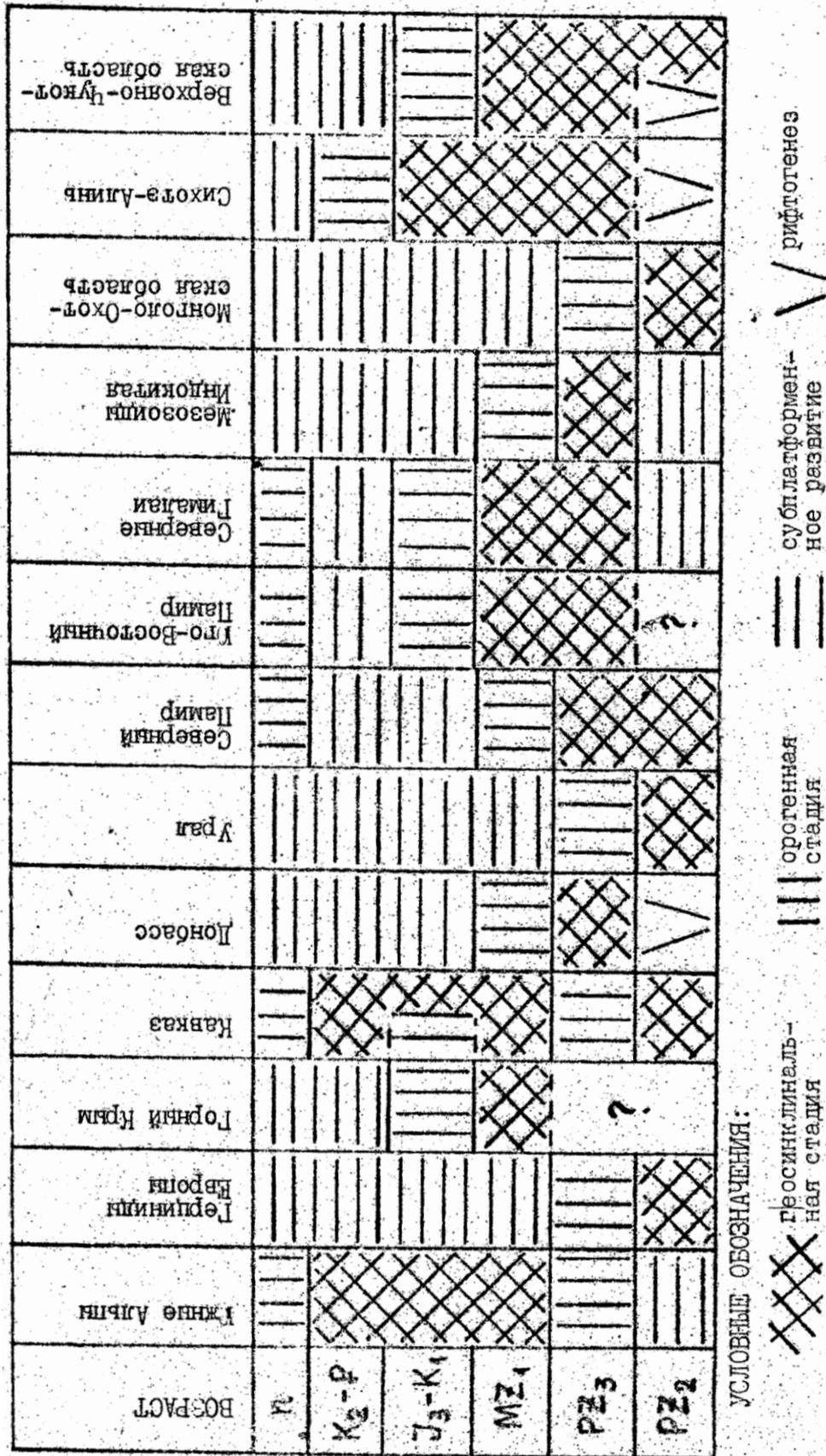
временно с наращиванием складчатых сооружений вдоль западной окраины Америки, в пределах Кордильер, Анд, Скалистых Гор. Или формированием островных дуг, глубоководных желобов и молодых складчатых сооружений на востоке Азии. Причем, историко-геологический анализ материкового и окраинно-материкового тектогенеза фиксирует скачкообразный характер наращивания разновозрастных сооружений.

Еще одним примером подобной сопряженности может быть сопоставление особенностей развития Средиземноморского, Тихоокеанского и Урало-Монгольского складчатых поясов Евразии. Этот вопрос неоднократно рассматривался одним из нас ранее. Если для запада материка характерно выразительное проявление герцинского и альпийского геотектонических циклов, частично киммерийского, то для Тихоокеанского пояса – индосинийского и сихотэалинского. Вероятно, наиболее четко салаирский, ранне- и позднекаледонский, а также герцинский орогенез и геотектонические циклы проявлены в пределах Урало-Монгольского пояса. Это то, что называлось «площадной специализацией» мигрирующих в пространстве геотектонических циклов.

Достаточно убедительным обоснованием такой взаимосвязанности может быть показ стадий развития некоторых складчатых областей Евразии, изображенный в табл. 14. В частности, прогибания геосинклинального типа в Донбассе отвечают времени герцинского орогенеза. А также идеально совпадает со схемой рахвития Индосинид Юго-Восточной Азии. Более сложным является развитие Верхояно-Чукотской области, орогенез в которой совпадает с таковым в Горном Крыму, что позволяет относить их к киммеридам. Орогенез в Сихотэ-Алине не имеет аналогов в приведенных в таблице областях, но он совпадает по времени с активным формированием флишевых толщ в Альпийско-Карпатской области. Подобных примеров можно привести очень много. В том числе, студенты сами могут их выявить в процессе регионального развития каких-то подвижных областей.

Геологическая природа такого явления вполне понятна, и должна быть связана с развитием литосферных плит, представления о которых сейчас являются господствующими. Расхождение таких плит в осевых частях океанов (спрединг) может или даже должно совпадать с «подныриванием» их под континенты в зонах субдукции или формированием горно-складчатых сооружений в местах их

Схема стадий развития складчатых областей Евразии



схождения. Такое мы можем сейчас наблюдать в Средиземномоском поясе, где начали сходиться Евразия, Индостан, Африка, ликвидировавшие океан Тетис. Сложнее или даже невозможно с позиции литосферных плит объяснить сопряженность, взаимосвязанность развития близко расположенных подвижных тектонических структур единой плиты.

Примером региональной, но не менее выразительной сопряженности является развитие подвижных систем Украины. Вопрос этот частично уже затрагивался при рассмотрении истории ее геологического развития в одном из предыдущих разделов, и схема взаимосвязанности показана в табл. __. Смена карбонатной седиментации силурийского периода в пределах Волыно-Подольской плиты накоплением терригенных отложений, а затем воздыманиями фиксирует каледонский цикл развития соседних областей Атлантики. Поднятия, рифтогенез и заложение прогиба Большого Донбасса совпадают по времени с разрастанием океанов в соседних областях Урала и Большого Кавказа, геосинклинальной стадией герцинского геотектонического цикла. А также каледонским орогенезом, который, по всей видимости, и обусловил сжатия в пределах жестких структур Евразии и рождение данной системы материковых рифтов.

Важно подчеркнуть, что активные позднепалеозойские прогибания в пределах Донбасса по времени очень точно совпадают с герцинским орогенезом Средиземноморского и Урало-Монгольского поясов. Можно даже предполагать, что это горообразование было одной из причин большой мощности накопившихся здесь отложений. Кстати, такие закономерности формирования складчатых сооружений, которые заложились на среднепалеозойских рифтах и развивались по схеме индосинийского геотектонического цикла, характерны и для многих других подвижных систем Евразии (Сихотэ-Алинь, Япония, Куньлунь-Циньлинская система). Не менее интересной особенностью геологической истории Украины является то, что раннемезозойский орогенез в Донбассе совпадает по времени с геосинклинальной стадией развития складчатых сооружений Горного Крыма, формированием ее таврической серии, в частности.

Киммерийский орогенез, начавшийся в Крыму с поздней юры, после келловейской структурно-геологической перестройки, совпадает по времени с активизацией прогибаний в Альпийской и Карпатской областях. Тогда же заложилась Причерноморская впадина, ко-

торая должна трактоваться как краевой прогиб киммерид Горного Крыма. После завершения киммерийского орогенеза (поздняя юра-ранний мел) начинаются активные прогибания во внешних зонах Альп и Карпат, что проявлено накоплением мощных толщ флиша. Этот этап развития данных областей Средиземноморского пояса должен трактоваться как геосинклинальная стадия классического альпийского геотектонического цикла. В пределах прилежащих платформенных площадей ДДВ он проявлен интенсивными прогибаниями, морскими условиями седиментации (песчий мел, глауконитовые песчано-глинистые толщи) и формированием Украинской синеклизы. Типичный альпийский орогенез, который следует предполагать со второй половины миоцена, характеризуется сводовыми воздыманиями на всей остальной площади Украины. А также активизацией воздыманий в Крыму.

Подобное явление сопряженности, при которой опускания в каких-то подвижных системах совпадают по времени с поднятиями в других, хорошо известно в геологии. Оно даже получило название «клавишной тектоники»; такой термин отражает сходство с перемещением клавиш при игре на фортепиано. Объяснять его с позиции тектоники литосферных плит очень трудно или даже невозможно – иногда в таком случае говорят о микроплитах, количество которых в отдельных регионах достигает десятков. Важно подчеркнуть, что по времени вертикальное перемещение данных микроплит («клавиш») четко укладывается в уже предложенную схему глобальной историко-геологической периодизации.

К сожалению, понятие о «клавишной тектонике», как и изучение других закономерностей развития во времени тектонических движений, практически уже прекратилось. Вместе с тем, данное явление может быть в основе еще одного, ранее очень распространенного метода, который можно именовать сравнительно-геологическим. Примером использования такого метода было прогнозирование нефте-газоносности в Днепровско-Донецкой впадине и в Западной Сибири, а также алмазов в Якутии по аналогии с африканскими. Однако здесь изучаются не структурно-геологические сходства, а историко-геологические, закономерности развития во времени тех или иных подвижных систем. В частности, данный метод может использоваться при изучении структур Украины и Средней Азии. Подобные сопоставления позволят расшифровать геологи-

ческую природу и время формирования каких-то пока еще мало изученных среднеазиатских структур, сравнивая их с детально изученными украинскими аналогами.

Подводя итог рассмотрению сопряженности развития во времени подвижных тектонических систем каких-то регионов или в глобальном масштабе, следует подчеркнуть практическое значение этой и ряда других выявленных и рассмотренных закономерностей. На примере данного явления может устанавливаться существование глобальных историко-геологических этапов с едиными седиментационно-палеогеографическими условиями и тектоническими режимами. Это конкретное применение предложенной схемы проявления геотектонических циклов и единой глобальной историко-геологической периодизации. Предметом дальнейших исследований может и должно стать более детальное изучение структурно-геологических перестроек, тектонических фаз, эпох различной тектонической подвижности, а также формирование материковых рифтов в тех или иных регионах.

Эволюция и катастрофы

Одной из кардинальных проблем палеонтологии и даже естествознания в целом, которая волновала ученых разных стран уже почти на протяжении трех столетий, было отношение к эволюции и катастрофам в развитии органического мира. В течение второй половины XIX и первой половины XX ст. эти представления были объектом острых дискуссий, в процессе которых возрастало или убывало количество сторонников того или иного направления. Поскольку целенаправленным изучением истории и закономерностей развития органического мира занималась историческая геология, именно она бралась за решение данной палеонтологической или даже палеоэкологической проблемы.

Рассмотрение этих вопросов нужно начать с уточнения понятий об эволюции и катастрофах. Единого понимания терминов «эволюция» и «эволюционизм» не существует. Наиболее правильным будет трактовать это представление и учение как постепенное, целенаправленное, путем непрерывных количественных и качественных изменений, которые не сопровождаются какими-либо скач-

ками или резкими преобразованиями. Более или менее одинаково понимается катастрофизм, предполагающий существование резких скачков или даже коренных изменений в процессе развития органического мира, которые обусловлены различного рода природными катастрофами. Он считает их непременным условием и основной движущей силой эволюции. Нужно подчеркнуть, что эти два учения традиционно противопоставлялись друг другу. Такая их взаимная непримиримость определялась теми обстоятельствами, при которых эти представления формировались.

Библейские представления эволюцию не предусматривали. «Видов столько, сколько их создал Бог», – уверенно утверждали еще в XVII ст. Находки ископаемых палеонтологических остатков, аналогов которых не было в современном органическом мире (белемниты, аммониты, трилобиты и др.), рассматривались либо как минеральные образования, своеобразная «игра природы», либо как продукт Божьего наказания. Вместе с тем, Библия предусматривала катастрофы; достаточно вспомнить Всемирный потоп или ожидание апокалипсиса. Что-то подобное было и в других религиях. Это было вполне естественным: древний человек неоднократно наблюдал природные катастрофы, а над существованием эволюции не задумывался.

Уже в середине XVI ст. в науке появляются первые осторожные идеи о возможности изменений в развитии органического мира (Ф. Русус, 1566), сомнения в существовании Всемирного потопа. Вместе с тем, официальная наука того времени пытается придерживаться религиозных канонов, лишь уточняя их. Так, Г.В. Лейбниц (1646–1716) формулирует «принцип непрерывности», который предусматривает определенную унаследованность в эволюционном изменении. Он же утверждает, что «природа не делает скачков». Эти положения впоследствии повторяют К. Линней (1751), П.С. Паласс (1766) и др. Только в 1762 г. швейцарский исследователь Ш. Бонне вводит в употребление термин «эволюция».

Вместе с тем, делаются попытки уточнять какие-то религиозные каноны. Так, Ж. Бюффон (1749, 1778) составляет одну из первых схем развития природы, которая предполагает отказ от всемирных катастроф и базируется на постепенном и длительном действии природных факторов. Он объясняет рождение Земли в результате отрыва какой-то массы от Солнца. Однако жизнь существовала на ней вечно. Она появилась, по его представлениям, 38949 лет назад и должна

была исчезнуть через 93291 год. Естественно, что такие его взгляды были замечены Церковью и осуждены Сорбонной, в результате чего в 1751 г. он был вынужден от них «отказаться».

Научное обоснование положений катастрофизма принадлежит Ж. Кювье (1812), который в своей работе «Рассуждения о переворотах на земной поверхности» показал возможность неоднократной гибели организмов и последующего заселения из каких-то областей, которые не были охвачены катастрофой. Эти представления обосновывались резкими изменениями палеонтологических остатков в стратиграфических разрезах Франции и других регионов. Его идеи подхватили многие исследователи – Ж.А. Агассиц, Л. Бух, Эли де Бомон, Д*Орбиньи и др. Среди причин возможных катастроф назывались кратковременные обширные оледенения, активные вулканические процессы, эпизодические тектонические движения, сопровождавшиеся резкими сокращениями морских площадей, горо- и складкообразованием. В отличие от Ж. Кювье, некоторые исследователи говорили о неоднократных мировых катастрофах, вследствие чего погибало все живое, а затем жизнь возрождалась или даже нарождалась вновь. Так, Эли де Бомон (1829) насчитывал в истории Земли 32 подобные катастрофы.

Вместе с тем, идеи такого катастрофизма не утвердились сколько-нибудь прочно. 1830-е годы считаются временем образования геологии как самостоятельной науки, что обычно связывается с именем Ч. Лайеля. Развитие Земли, по его представлениям, происходило путем местных изменений, среди причин которых назывались землетрясения и проявления вулканизма; общих мировых катастроф не было. Основной удар, который тогда нанесла геология по библейским представлениям, заключался в том, что была обоснована длительность многих этапов и природных процессов в развитии Земли, которая резко превышала время, отведенное Библией на все существование планеты.

Еще одним ударом были представления Ч. Дарвина – основателя теории биологической эволюции. Триумфом его исследований стала работа «Происхождение видов» (1859), которая закрепила эволюционное учение не только в палеонтологии, но и естествознании. Главный нонсенс его идеи заключался в том, что человек, трактованный как венец божьего творения, произошел от обезьян! И хотя нынешние представления несколько уточняют Дарвина, говоря о

том, что и обезьяна, и человек имеют общего предка, конфуз остался. И, несмотря на дальнейшее развитие положений об ускорении каких-то природных процессов (явление анастроф И. Вальтера), попытки обоснования орогенических фаз Г. Штилле (1924), которые трактовались как революции, или своеобразные катастрофы в неживой природе, идеи катастрофизма еще в первой половине XX ст. в нашей стране поддавались резкой критике.

Положение изменилось со второй половины XX ст. Детальные геологические и палеонтологические исследования позволили на определенных возрастных уровнях фиксировать кратковременную гибель или исчезновение определенных групп живых организмов, что могло рассматриваться как результат какой-то природной катастрофы. Больше того, такая гибель подтверждалась определенными количественными подсчетами. На основании этого были обоснованы представления о великих и малых вымираниях, примером первых из которых были события на рубеже палеозоя и мезозоя, а также мезозоя и кайнозоя. С другой стороны, изучение бомбардировки Земли крупными метеоритами и возможность датировать такие события, в том числе привязывать их ко времени вымираний, позволили обосновать механизм возможной катастрофы. Больше того, было показано, что возможно существование своеобразного ритма такой бомбардировки, повторяющейся через 26 млн. лет (Д. Рауп и Дж. Сепкоски и др.). Это коренным образом изменило длительное научное противостояние.

Л.В. Альварес (1980), базируясь на данных обогащения иридия и осмия на границе меловых и палеогеновых пород (мезозоя и кайнозоя), сформулировал гипотезу о космической причине имевшего тогда места великого вымирания. В дальнейшем более детальное изучение этого процесса позволило обосновать универсальную причину такого фактора; был также разработан механизм подобного воздействия, о котором речь пойдет позднее.

Детальные историко-геологические и палеонтологические исследования позволили также установить, что гибель одних групп органического мира совпадает, как правило, с появлением или расцветом других. Так, гибель динозавров на рубеже мезозоя и кайнозоя совпала с активизацией развития млекопитающих. С космической бомбардировкой в конце раннего мела (100 млн. лет назад) совпадает появление покрытосеменных растений, что содействовало активному

развитию насекомых и птиц. Предпоследняя активная космическая бомбардировка, имевшая место 40 млн. лет назад, могла содействовать появлению полуобезьян (лемуров), а последняя – человекообразных обезьян и затем человека. Так что, в определенном отношении мы дети космоса. И даже катастроф. А не только вулканов и гидросферы, как об этом иногда говорят.

Исходя из существующих сейчас представлений, эволюция может или должна трактоваться еще и как своеобразная реакция живой природы на катастрофы. Так как в результате гибели определенных групп органического мира появляются или расцветают новые группы, можно утверждать, что катастрофы ускоряют ход эволюционного развития. Это позволило не только успешно завершить долгий научный спор, но и показать правоту обеих точек зрения. С той только поправкой, что они должны не просто исключать противоположное мнение, а увязываться друг с другом. Кстати, близкую точку зрения еще в первой половине XX ст. развивал харьковский исследователь, профессор Д.Н. Соболев, который считал катастрофы составной частью эволюционного процесса. И за что его нещадно ругали.

Воздействие космоса на развитие Земли

Изучение истории формирования земной коры могут быть наиболее полно и глубоко выявлены лишь при правильном понимании места нашей планеты в Солнечной системе, Галактике, Вселенной. Земля формировалась из космического материала, испытывает непрерывное его поступление и другое воздействие космоса, характеризуется разнообразными движениями и перемещениями, которые необходимо знать и учитывать. Вместе с тем, она обладает рядом уникальных особенностей строения и развития, отличающих ее от всех других тел Солнечной системы. Обычно такие сведения студентам геологических специальностей подаются в «Общей геологии»; здесь выбрана информация, которая понадобится для понимания историко-геологического развития.

Изучение Земли в мировом пространстве позволило обосновать представления о ***Вселенной*** – бесконечном и вечно существующем космическом окружении. В ее составе выделяется система галактик, или гигантских звездных скоплений. Количество звезд в

галактиках может достигать многих сотен. Наша Галактика, включающая Солнечную систему, не является единственной во Вселенной. Интересной ее особенностью является существование двойных звезд, вращающихся друг вокруг друга. По некоторым представлениям наша Солнечная система также состоит из двух звезд; вторая невидимая ее часть получила наименование Немезиды. Результатом взаимодействия таких двух звезд нашей системы является, как считают некоторые исследователи, периодическое проявление бомбардировки Земли крупными космическими телами – метеоритами.

Вплоть до XVI века существовали представления, что центром мироздания является Земля. Лишь Н. Коперник в работе «Об обращении небесных шаров» обосновал гелиоцентрическую систему мира, центром которого стало Солнце. Позднее эти взгляды были существенно дополнены и развиты. Ученых древности и особенно современных астрономов и геологов интересовало и интересует происхождение Земли и Солнечной системы. Кстати, Ватикан только в 1992 г. официально признал, что Земля не является неподвижным телом и действительно вращается вокруг Солнца.

Солнечная система, находящаяся на окраине нашей Галактики, совершает, по разным представлениям, полный оборот вокруг ее центра за 190–300 млн. лет (в последнее время оно чаще определяется значениями в 235–250 млн. лет). В ее составе известно 9 планет. К планетам земной группы относятся Меркурий, Венера, Земля, Марс, а к так называемым внешним планетам – Юпитер, Сатурн, Уран, Нептун, Плутон. Радиус Солнечной системы 5,9 млрд. км (от Земли до Солнца 149,51 млрд. км). Большинство планет окружено спутниками, которых насчитывается более 40. Распределены они неравномерно: у Меркурия и Венеры их нет, а у Юпитера и Сатурна – 16 и 17 соответственно.

Кроме планет и их спутников в Солнечной системе существуют другие космические тела. Главнейшие среди них – астероиды, метеориты, кометы. Астероиды – небольшие космические тела, самые крупные из которых имеют в поперечнике менее 1000 км. Между орбитой Марса и Юпитера насчитывается несколько тысяч таких тел. Эту зону астероидов называют иногда «каменоломней Солнечной системы». По одному из представлений они являются не успевшей еще сформироваться планетой, а по другому – продуктом разрушения планеты Фэтон. Наиболее важной задачей современного их изу-

чения является установление возможности столкновения с Землей наиболее крупных представителей этой группы и предупреждение такого события.

Метеориты – небольшие тела, попадающие из межпланетного пространства в зону притяжения Земли. Большинство метеоритов сгорают в атмосфере, а некоторые – достигают поверхности планеты. Геологов интересуют как следы их падения (метеоритные кратеры, или импактные структуры), так и сами сохранившиеся остатки этих космических тел; по результатам их изучения делают предположение о составе внутренних зон Земли и даже ее возрасте. Среди метеоритов выделяются железные и каменные. Источником метеоритного вещества могут быть разрушающиеся астероиды или кометы. Возраст большинства метеоритов определяется в 4,6 млрд. лет, что совпадает с предполагаемым возрастом Земли.

Кометы – в переводе с греческого они обозначают «звезда с хвостом». Их происхождение и состав до сих пор вызывают наиболее острые дискуссии. Предполагают, что ядро кометы на 75 % состоит из льда и на 25 % – пыли и каменного материала. Их хвост направлен в сторону, противоположную Солнцу. Период обращения комет вокруг Солнца составляет обычно не более 200 лет. Так, для наиболее известной кометы Галлея он составляет 76 лет. Некоторые исследователи предполагают важную роль воздействия этих космических тел на развитие органического мира Земли.

Само Солнце понимается как небольшая звезда (звезда-карлик) с диаметром 1,39 млн. км. Однако, он в 190 раз больше земного. Средняя плотность Солнца $1,41 \text{ г/см}^3$. Судя по спектральному анализу, оно на 90 % состоит из водорода и на 10 % из гелия. Все планеты вращаются вокруг Солнца по орбитам, лежащим практически в одной плоскости. Планета Уран имеет обратное вращение.

Человека издавна интересовало **происхождение** Солнца, Земли, других планет. Первоначально эти представления имели форму мифов или других сказочно-фантастических предположений и связывались с действиями богов и чудовищ. Утвердившиеся гелиоцентрические взгляды, по которым в центре нашей системы располагалось Солнце с вращающимися вокруг него планетами, заставили искать другие объяснения.

В числе первых гипотез о происхождении Земли были представления Ж. Боффона (1745), предположившего, что наши планеты

образовались в результате удара о Солнце крупной кометы. Впоследствии такие взгляды были модернизированы Т. Чемберлином (1901), Ф. Мультином (1905) и Дж.Х. Джинсом (1919), согласно которым рождение планет было результатом приливного притяжения прошедшей возле Солнца другой звезды: именно она «вырвала» из него сгустки раскаленного вещества, впоследствии остывшего и превратившегося в планеты нашей системы.

Вероятно, первая серьезная попытка создать картину происхождения Солнечной системы была предпринята И. Кантом (1755), а затем уточнена П. Лапласом. Они считали, что Солнце и планеты образовались из вращающейся газопылевой туманности. В результате такого вращения вокруг плотного ядра туманность превратилась в огромный диск, который затем разделился на оставшееся раскаленным Солнце, а также планеты и их спутники. Представления о первоначально расплавленной Земле существовали еще в течение всего XIX ст. В геологии эта идея нашла отражение в гипотезе контракции, по которой образование складок и разломов в земной коре произошло за счет остывания нашей планеты.

В 1944 г. О.Ю. Шмидт предложил гипотезу образования нашей системы в результате прохождения Солнца через холодное газопылевое облако. Планеты сформировались в результате взаимного притяжения и слипания (аккреции) данного метеоритного вещества, начавшего вращаться вокруг Солнца. Такие представления хорошо подтверждались расчетами масштабов современного поступления на Землю космического вещества. Если бы оно поступало с такой же интенсивностью как сейчас, то наша планета могла бы сформироваться за 7 млрд. лет. Учитывая, что на ранних этапах истории, а также в какие-то другие моменты этот процесс был более активным, данная гипотеза хорошо подтверждает существующие взгляды на возраст составных элементов Солнечной системы.

Ф. Холл в середине XX ст. предположил, что Солнечная система, состоявшая из двух звезд, образовалась в результате взрыва второй звезды, давшей материал для создания планет. Эти и ряд других аналогичных гипотез, хотя и отличаются по механизму космического планетообразования, но исходят из представления об общем веществе и близком времени формирования всей Солнечной системы. Земля прошла путь почти в 5 млрд. лет прежде, чем приобрела современный вид. Рассмотрение истории и условий формирования земной коры лежит уже в сфере интересов геологии.

Разделы «Земля в космическом пространстве» («Вселенная и ее строение», «Солнечная система») и общие представления о нашей планете являются составными частями школьных учебных планов по общей и региональной географии. Не будем здесь их повторять. Вместе с тем, ряд важных вопросов, которые разрабатывались в последние десятилетия, в этих программах отсутствует. Попробуем дополнить их, что полезно будет знать не только учителям, но и широкому кругу читателей.

Изучая планеты Солнечной системы, сравнивая их размеры, движения и другие параметры, мы всегда отмечаем существенные отличия Земли, неповторимость многих особенностей строения и развития, что позволяет формулировать представления о ее **уникальности**. Она заключается в том, что только наша планета имеет мощную гидросферу, которая покрывает три четверти ее поверхности. Не менее мощной и практически сплошной является подземная гидросфера – менее знакомые нам подземные воды, насыщающие верхнюю часть земной коры. Это обуславливает разнообразие ее природных процессов, в том числе активное химическое выветривание, формирование мощных толщ осадочных пород, составляющих иногда первые десятки километров. Только на Земле существует жизнь, точнее даже высокоразвитая биосфера, формирующаяся на протяжении примерно 3,5 млрд. лет. Это сопровождается накоплением большого объема продуктов ее жизнедеятельности; мощности так называемых органогенных или биогенных пород достигают местами первых сотен метров.

Еще одной особенностью Земли, чему обычно не уделяют достаточного внимания, следует считать мощное магнитное поле, образующее активные радиационные пояса планеты. Земное магнитное поле является в 10^4 раз более мощным, чем у Марса, и в 10^7 – чем у Меркурия. Это сыграло важную, а в чем-то и определяющую роль в развитии нашей биосферы. Наконец, у Земли имеется только один спутник – Луна, однако размеры его близки к нашей планете. И хотя радиус Луны в 3,7 раза меньше земного, а масса в 82 раза уступает нашей, в целом, систему Земля–Луна рассматривают иногда как двойную планету. А это, по некоторым представлениям, не только обусловило своеобразие Земли, но и стало причиной ее уникальности в целом. В частности, такую точку зрения или даже концепцию развивает В.Б. Шмакин (1990).

Под действие силы притяжения Луны и Солнца возникают периодические колебания уровня океана – хорошо известные нам приливы и отливы. Подобные движения гидросферы происходят два раза в сутки, и превышение уровня океанских вод достигает местами 10–12 и даже 16–17 м. Намного меньше мы знаем о так называемых твердых приливах – аналогичных ежедневных поднятиях и опусканиях земной поверхности, которые должны обусловить трение в верхней ее зоне и, как следствие, – дополнительно наращивать величину ее электромагнитного поля. Формирование мощной магнитосферы, ее радиационных поясов-экранов защищало и защищает образовавшуюся и развивавшуюся на Земле жизнь от ионизирующего воздействия космоса.

Развитию уникальности способствовал ряд других причин. Если бы Земля была меньшей и более легкой, то существовавшая сила тяготения обусловила бы исчезновение части ее атмосферы. Такое явление мы наблюдаем на Луне, а также Меркурии и Марсе. И, наоборот, если бы Земля была большей и более тяжелой, с большей силой тяготения, то таким легким газам как водород и гелий потребовалось бы больше времени, чтобы покинуть нашу атмосферу. Это нарушило бы оптимальное нынешнее равновесие в ней газов, которое мы считаем наиболее приемлемым для развития современной жизни.

Еще одной особенностью Земли является ее почти круглая орбита. При более вытянутой ее форме органический мир страдал бы от непрерывных резких перепадов температуры и не мог бы иметь современный уровень развития. Большие планеты Солнечной системы – Юпитер, Сатурн, Уран и Нептун – вращаются вокруг Солнца на безопасном для нас расстоянии. Они не несут с собой угрозу жизни на Земле. И даже наоборот, – являются своеобразным экраном, «небесным пылесосом», по образному выражению некоторых специалистов, спасающим нас от активной космической бомбардировки. Таким образом, идеальное, с точки зрения современного состояния органического мира, размещение Земли в Солнечной системе, благотворное воздействие Луны и больших планет создали условия для зарождения жизни и активного развития биосферы и, в конечном счете, той уникальности, что наша планета имеет.

В числе вероятно главных проблем исторической геологии следует считать объемы и закономерности **поступления космического материала** на нашу планету. Вероятно, главную часть поступающего

на поверхность Земли космического материала составляли метеориты – каменные, железные и железно-каменные тела, частично сгоревшие в атмосфере или упавшие на планету. Мы и сейчас периодически можем наблюдать данное явление. Поступление такого материала было неравномерным. Наиболее интенсивной была бомбардировка в интервале времени 4,3–3,9 млрд. лет назад, следы которой нашли отражение в формировании крупных кольцевых структур с диаметром 500–3800 км, получивших наименование *нуклеаров*. В настоящее время детально изучено несколько десятков таких структур. Именно с этим явлением связывают первичную дифференциацию вещества верхних зон планеты, формирование древнейших ее овоидно-кольцевых систем.

Определенный интерес имеют начавшие развиваться сейчас представления о том, что космическая бомбардировка могла быть одной из причин формирования на Земле некоторых полезных ископаемых и изменения климатов. Недавно появилась гипотеза о том, что накопление железных руд, имевшее место 2,3 млрд. лет назад, является не только результатом жизнедеятельности особых железобактерий, развивавшихся в своеобразных геохимических условиях того времени, а в первую очередь из-за встречи нашей планеты с громадным поясом железных метеоритов. Следствием этого стало формирование крупнейших на Земле железорудных скоплений, известных в Криворожье, КМА, на Балтийском и Канадском щитах и во многих других регионах, а также удоканских медных руд Алдана. Интересно, что по времени с этим накоплением железных и других руд совпадает наиболее древнее из известных оледенений, названное гуронским. Конкретная причина такой связи не имеет однозначного пока объяснения, но факт его совпадения может трактоваться как важная причинно-следственная связь земных и небесных событий.

Наиболее детально изученной следует считать космическую бомбардировку последних 500–600 млн. лет, результатом которой стало формирование свыше полутора десятка известных сейчас метеоритных кратеров, или импактных структур. Наиболее крупными из них являются Попигайский (Россия) и Вредефорт (ЮАР), диаметры которых достигают 100 и 140 км соответственно. Около 10 % этих структур имеют размеры свыше 30 км и примерно два десятка относятся к мелким (диаметр 0,01–2 км). В результате специальных исследований (определение абсолютного возраста образовавшихся при ударе пород – импактитов) удастся датировать время падения метеоро-

ритов, что позволяет изучать закономерность развития этого процесса во времени.

Анализ возраста кратеров показывает, что бомбардировка была неравномерной во времени: она образует своеобразный ритм, повторяющийся примерно через 26 млн. лет. В отдельные из таких моментов истории земной коры зафиксировано падение 4–5 подобных больших метеоритов. В частности, это имело место 13, 40, 65, 90, 100, 167, 300, 350 млн. лет назад. Фактическое же количество упавших метеоритов было намного большим. Это явление условно можно называть большой космической бомбардировкой. Интересно и другое: такая бомбардировка совпадает по времени с активизацией тектоно-магматических процессов, проявлением так называемых тектонических фаз, разграничивающих эпохи разной тектонической подвижности, эпизодичного магматизма. Кроме того, она стала причиной различного рода вымираний или эволюционных скачков в развитии органического мира. Об этом мы уже говорили при рассмотрении тектонических движений и крупнейших катастроф.

Необходимо обратить внимание еще на одну форму поступления на земную поверхность космического материала, который можно называть рассеянным. Это практически непрерывный процесс сгорания в атмосфере небольших метеоритов, распыленные продукты которых известны на Земле как тектиты, вллавиты и другие мелкие оплавленные частицы неземного происхождения. Такое поступление также не было равномерным. В частности, 10 тысяч лет назад сформировался гигантский Австрало-Азиатский тектитовый пояс. Он резко активизировал сейсмо-вулканическую деятельность и, вероятно, стал главной причиной быстрого таяния льдов в приполярных районах, обусловил начало нынешнего голоценового потепления.

По данным А.П. Лисицына, годовое поступление в Мировой океан космогенного материала составляет лишь 0,02 % от общего количества приносимых в него осадков. Однако это непрерывно действующий процесс, а в отдельные моменты истории темпы его резко возрастали (большая космическая бомбардировка и др.). Кроме того, это не внутрипланетный круговорот вещества, а поступление его на Землю извне. Некоторые ученые подсчитали, что если бы темп поступления космического вещества был таким, как сейчас, то наша планета сформировалась бы за 7 млрд. лет. Это, вероятно, наиболее яркая характеристика роли космического фактора в формировании Земли, земной коры, ее истории.

Ритмы в развитии природы

История формирования земной коры, как уже неоднократно подчеркивалось, характеризуется большим разнообразием проявления тектонических движений, магматизма, многочисленными сменами физико-географических обстановок. К числу наиболее ярких закономерностей большинства этих процессов следует отнести такое явление как **ритмичность**. Учитывая большую длительность геологической истории, мы можем говорить о ритмах самого различного порядка с точки зрения развития этого явления во времени. Это существенно отличает историко-геологическую ритмичность от биологической (биоритмов), исторической (ритмы в развитии человека) и даже космической. И, естественно, данная проблема требует дальнейшего изучения и расшифровки ее сути.

Термины «ритм» и «ритмичность» очень часто используются в самом различном значении, поэтому необходимо уточнить понимание их сущности в историко-геологическом развитии. Мы можем говорить о каких-то интервалах времени (периодах, эпохах, эрах, этапах), в течение которых сохраняются однотипные тектонические режимы, палеогеографические условия, структурный план каких-то бассейнов, морских или материковых площадей, называя это явление периодичностью или этапностью историко-геологического развития. Более сложным понятием является «цикл», или неоднократное закономерное повторение аналогичных обстановок. Рассматривая тектонические движения, мы говорили о геотектоническом цикле, или чередовании геосинклинальных режимов и горообразования в геологической истории определенных складчатых сооружений, регионов, структур. В отличие от периодов (этапов) и циклов, ритмами следует называть *повторение определенных событий или явлений через строго определенный интервал времени*.

Вероятно, классическим примером такой ритмичности может быть повторение через 75-80 млн. лет структурно-геологических перестроек в фанерозойской истории земной коры. Это явление следует понимать как сравнительно кратковременное, геологически мгновенное изменение седиментационно-палеогеографического плана и тектонического режима в большинстве подвижных областей. Они рассматривались ранее. Здесь только добавим, что подобные смены режимов датированы с предельной для геологии точностью, фикси-

руются почти во всех регионах и отрицать их проявление невозможно. Геологическая природа подобных перестроек должна трактоваться как эпизодически повторяющееся энергетическое воздействие на Землю, которое обуславливает изменение направления и скорости перемещения литосферных плит.

Еще одним примером аналогичной ритмичности может быть существование тектонических фаз, или эпизодичное проявление во многих или даже подавляющем большинстве подвижных областей смены тектонических режимов и условий осадконакопления, сопровождаемых иногда активизацией магматизма или даже складкообразовательных процессов. Мы также говорили о них, рассматривая роль тектонических движений в формировании земной коры. По времени, как уже отмечалось ранее, они совпадают с бомбардировкой Земли крупными метеоритами. Такое совпадение хорошо иллюстрирует сопоставление тектонических фаз и времени формирования метеоритных кратеров, что хорошо иллюстрирует таблица 15. Подчеркивалась ритмичность этого явления, обычное повторение его через 26 млн. лет. И обращалось внимание на взаимосвязанность с ранее рассмотренным ритмом: каждая третья из таких тектонических фаз совпадает с уже упомянутыми структурно-геологическими перестройками.

Таблица 15

Корреляция тектонических фаз и времени формирования метеоритных кратеров

Тектонические фазы и их датировка (млн. лет)	Синхронные метеоритные кратеры и их возраст (млн. лет)
Штирийская, средний/поздний миоцен, 13 ± 2	Рис, Штейнхем (14,8), Шунак (12), Каолинская (10)
Пиренейская, средний/поздний эоцен, 39 ± 2	Беенчима-Саатлинская (40 ± 20), Поппигайская (38,9), Мистастин (38 ± 4), Уанапитей (38 ± 2)
Ларамийская, маастрихт, 65 ± 2	Возможно Каменская (71 ± 2), Карская и Усть-Карская (60 ± 5), Логанча (60 ± 30)
Средиземноморская, турон, 91 ± 2	Возможно Болтышская (88 ± 3 и 95 ± 10), Стин-Ривер (95 ± 7)
Позднеавстрийская, конец раннего мела, альб, 100 ± 2	Сьерра Медера (100), Дип-Вей (100 ± 5), Деллен (100 ± 2), Вест Хок (100 ± 50)

Тектонические фазы и их датировка (млн. лет)	Синхронные метеоритные кратеры и их возраст (млн. лет)
Раннеавстрийская, баррем/апт, 117 ± 2	Миен (118±2), Карсуэлл(117±8), Зелено- гайская (120)
Юннокиммерийская, юра/мел, 143 ± 2	Возможно Стронгвейс (150 ± 70), Ливер- пуль (150 ± 70)
Яйлинская, келловей, 167 ± 2	Западная (165 ± 5), возможно Оболон- ская (160 ± 30), Вяпрайская (160 ± 30), Рошешуар (160±5 и 180±8)
Донецкая, средний/поздний лейас, 195 ± 5	Ред Уинг (200), Уэллскрик (200 ± 100)
Лабинская, поздний ладин, 221 ± 5	Сьерра Кангала (200), Сен-Мартин (225 ± 25), Пучеж-Катунская (230 ± 10)
Сихотэалинская, татарский век, 247 ± 2	Арагуаинха (250 ± 50), Курская (250 ± 80)
Заальская, поздний артин, 273 ± 5	Возможно Терновская (280 ± 10)
Астурийская, средний/поздний кар- бон, 300 ± 5	Кенгденд (300), Серпент-Маунд (300), Миддлсборо (300), Николсон 300 ± 150), Клируотер (290 ± 20)
Судетская, поздний визе, 325 ± 2	Крукид-Крик (320 ± 80), Терновская (330)
Бретонская, девон/карбон, 351 ± 5	Слейд Айленд (350), Квебек (360), Флинн Крик (360 ± 20), Шарлевуа (360 ± 25), Сильян (365 ± 7)
Тельбесская, средний девон, 377 ± 5	Калужская (380)
Арденская, эрийская, силур/девон, 403 ± 5	Ла Маунери (400 ± 20), Ильинецкая (400 ± 30), Луканга (400 ± 100)

Интересная гипотеза сформулирована сравнительно недавно для обоснования причины ритма в 26 млн. лет. Она базируется на предположении о существовании в Солнечной системе еще одной звезды, которая получила наименование Немезида. Данная звезда, находящаяся сейчас на наиболее удаленном расстоянии, не видна, но ее сближение с Солнцем может обусловить эпизодичное энергетическое воздействие, которое будет проявлено активным поступлением на Землю крупных метеоритов и нарушит тектонический режим в подвижных областях планеты. А каждое третье сближение может стать причиной структурно-геологических перестроек, при которых резко нарушается режим перемещения литосферных плит. Такие

вопросы должны решать астрономы, специалисты в области геодинамики и небесной механики. А историческая геология лишь представляет исходный материал для подобных построений.

Выявленная строгая соподчиненность ритма двух данных форм тектогенеза, возрастающего в три раза, позволила сделать новое допущение – проверить обоснованность ритма в 234 млн. лет, выведенного на основании утроенной его величины. И действительно, каждая третья из числа изученных в фанерозое перестроек обнаруживает отчетливое сходство. В частности, 15, 245, 480 и 710 млн. лет назад существовавшие материки или большие их массивы, сбившиеся до этого воедино, начинали раскалываться, что сопровождалось обширными сводовыми поднятиями, сокращением морских площадей, интенсивным излиянием базальтовых лав.

Следует попытаться выявить суть, или природу ритма в 234 млн. лет. Эта величина близка к принимаемому значению Галактического года – интервалу времени, в течение которого Солнечная система совершает свой полный оборот в пределах Галактики. Расчеты этой величины, сделанные в середине XX ст., составляли 190–200 млн. лет (П.П. Паренаго, 1954; В.Г. Фесенков, 1953). В последнее время чаще называется цифра в 250 млн. лет (Энциклопедия школьника, 1995, 1997). В такой ситуации предлагаемая величина в 234 млн. лет становится вполне приемлемой. Тем более что она устанавливается не на основе абстрактных расчетов, а точной датировки определенных историко-геологических событий. Мы можем допускать, что перемещающаяся во Вселенной Солнечная система на каких-то участках своего маршрута пересекает зоны или пояса с эпизодическим энергетическим воздействием-импульсом (квантом), что находит отражение в соответствующих структурно-геологических перестройках. Тот факт, что подобное устойчивое явление прослеживается на протяжении всей фанерозойской истории, позволяет предполагать именно космическую, внеземную природу данного ритма.

Ну и, если мы обосновали ритмы в 26, 78 (75-80) и 234 млн. лет, то интересно попытаться выявить возможность существования и особенности еще одного расчетного повторения, которая должна происходить через 700 млн. лет. Самое интересное, что такая утроенная величина предполагаемой продолжительности Галактического года также достаточно четко проявлена в земной истории, каменной летописи Земли. Вероятно, наиболее обоснованным репером в

докембрийской геологической истории может считаться возрастной уровень в 1,65 млрд. лет, который получил в свое время наименование «великого обновления» и принимается как граница раннего и позднего протерозоя. В это время сбившиеся материка, называемые Пангея-1, начали раскалываться, что проявилось не только интенсивным излиянием базальтовых лав, но и резким изменением структурного плана вновь формирующихся структур.

Аналогичное явление имело место 245 млн. лет назад, на границе палеозоя и мезозоя; мы уже обращали внимание на это. А возрастной уровень в 3 млрд. лет – это принимаемая граница раннего и позднего архея. Возрастной уровень в 950 млн. лет является временем завершения гренвильской орогении, являющейся важнейшей на Канадском щите. Аналогичным образом проявлены события с возрастом 2,35 млрд. лет (селецкая складчатость на Балтийском щите, кеноранская и пенокийская орогения в Северной Америке и др.). Следует напомнить, что Земля в это время испытала грандиозную бомбардировку железными метеоритами, смысл и роль которой пока в полную меру еще не расшифрован. Наконец, возрастной уровень в 3,7 млрд. лет может рассматриваться как начало катархейского этапа, или древнего архея, определяемого обычно значениями в 3,9–3,5 млрд. лет. Мы также уже говорили об этом, рассматривая этапы и стадии развития земной коры.

Намечаемая ритмичность в 700 млн. лет может быть положена в основу еще одной схемы историко-геологической периодичности, предложенной для всей истории земной коры или даже развития Земли. Рассматривая главные стадии развития континентальной земной коры, мы говорили об отсутствии единых представлений по этому вопросу и о целесообразности выделения двух основных этапов этой истории: архейско-раннепротерозойского и позднепротерозойско-фанерозойского. Возможность более дробного деления этих этапов, существование своеобразных историко-геологических эонов продолжительностью в 700 млн. лет, позволяет предложить еще одну принципиально новую схему, приводимую ниже. Не будем комментировать ее, но она заслуживает изучения и даже апробации на примере историко-геологического анализа отдельных материков или больших площадей (регионов). И еще: ее несомненным преимуществом следует считать равную продолжительность выделяемых эонов для всего времени развития Земли.

Схема историко-геологического развития земной коры

Возраст: начало эона (млрд. лет)	Наименование эонов (мегаэтапов)	Шкала принятого деления истории	
0,25	Мезозойско-кайнозойский (незавершенный)	Фанерозой	
0,95	Позднедокембрийско-палеозойский	Поздний	Протерозой
1,65	Позднепротерозойский		
2,35	Среднепротерозойский	Ранний	
3,05	Позднеархейско-раннепротерозойский	Поздний	Архей
3,75	Раннеархейский	Ранний	
		Катархей	
4,45	Догеологический	Догеологическое развитие	

Большая группа более дробных ритмов связана с проявлением разнообразных физико-географических процессов прошлого. Вероятно, наиболее выразительными являются повторения через 100 тыс. лет, форма которых может быть разной. Это находит отражение в формировании четвертичных речных террас, когда приблизительно через 100 тыс. лет происходит скачкообразное изменение уровня мирового океана и начинается глубинный эрозионный врез рек. Ритмичность такого же порядка фиксируется в повторении наиболее выразительных оледенений четвертичного периода, сменяемых потеплениями. Наконец, примером того же ритма в более древней истории может быть формирование угленосной толщи Донбасса, когда в течение 25–30 млн. лет происходило накопление примерно 300 пластов угля и известняков, что объясняется эпизодичным поступлением в бассейн обломочного материала, так называемых мутьевых потоков.

Более сложный ритм проявлен наступаниями и отступаниями морей, происходящими через 400 тыс. лет. Причем, количество и характер таких колебательных тектонических движений хорошо сопоставляется для разных районов Земли. Тщательное изучение их позволило В.А. Зубакову (1984) предложить 400-тысячный ритм как

основу глобальной схемы климатохронологического расчленения позднего кайнозоя. Ритмы, близкие к рассмотренным 100 и 400-тысячным, характерны и для палеозойского осадконакопления других регионов. В частности, Московской впадины, Южного Урала и Южного Тянь-Шаня, Западной Европы.

Еще один тип подобной тектоно-палеогеографической ритмичности обуславливает формирование флиша. Таким термином в геологии называется закономерное чередование песчаных, глинистых, а иногда и карбонатных пород, которое мы можем наблюдать в разных бассейнах, регионах и в разное время. Так, меловые-палеогеновые флишевые толщи слагают Альпы, Карпаты, Кавказ, триасовые распространены в Горном Крыму, верхнепалеозойские – на Урале. Условия формирования флиша объясняются эпизодичными кратковременными «вздрагиваниями», обусловленными сейсмо-вулканической активизацией, в результате чего в прилежащие бассейны сносятся и оседает вначале песчаный, а затем глинистый материал.

Интересным следует считать четкую ритмичность таких повторений, происходящих в среднем через 6,5 тыс. лет. А также то, что подобные повторения происходили уже в период существования человека и характер их проявления может быть проверен историческими и археологическими данными. В частности, 10 тыс. лет назад имела место бомбардировка Земли малыми космическими телами (тектиты, небольшие метеориты), а также произошло таяние обширных ледников в Евразии. А 3,5 тыс. лет назад результатом сейсмо-вулканической активизации стала гибель двух из трех древнейших цивилизаций – критской и хараппской. Подобные проявления, фиксирующие такой ритм, хорошо известны для возрастных уровней в 23, 50, 74 тыс. лет назад и могут предполагаться в другие моменты этого интервала времени.

Причину такой ритмичности также можно объяснять какими-то не в полную меру еще изученными космическими воздействиями. Данный ритм близок к той продолжительности времени, который характеризует явление, называемое парадом планет (они выстраиваются в одну линию по отношению к Солнцу), а также составляет четвертую часть прецессии, или полного оборота оси наклона Земли. Если это так, то не менее интересным следует считать тот факт, что величина прецессии кратна ритму в 100 тыс. лет. При рассмотрении последних стадий четвертичного оледенения можно фиксировать

чередование потеплений и похолоданий через примерно 25 тыс. лет (схема М.Ф. Веклича, табл. 11). И, следовательно, мы можем в данных группах ритмичности также выявлять строгую соподчиненность, но уже четырехкратную. Они составляют 400–100–26–6,5 тыс. лет. Соотношение палеогеографических ритмов с галактическими пока не может быть твердо установленным, но определенная взаимосвязь может допускаться. Для этого нужно специально изучать условия осадконакопления в длительно формирующихся депрессиях.

Что дает изучение историко-геологической ритмичности? Прежде всего, использование этих данных может быть положено в основу уточнения периодичности и составления схем историко-геологической периодизации. Как для всей истории земной коры, так и для фанерозойского времени. Они были рассмотрены ранее. Потребуется какое-то время для их апробации, детализации и уточнения. Наконец, чтобы привыкли к ним и внедрились в использование. А также для разработки определенных прогнозов. Учитывая, что существование такого ритма фиксирует природные процессы, которые могут быть названы катастрофическими, мы можем предсказывать время проявления каких-то из них. Пока такие прогнозы являются вполне оптимистичными. Хотя в прессе бытует иное мнение. Поэтому, рассмотрим этот вопрос здесь более детально.

Великие и малые вымирания, их причины

Изучение данной проблемы сводится обычно к количественным подсчетам потерь в органическом мире на определенных возрастных уровнях, а также выявлению конкретных причин тех катастроф, что их обусловили. Это один из основных вопросов палеоэкологии, которая развивалась на рубеже палеонтологии и экологии. Интересно, что она начала формироваться практически одновременно с общей экологией, а может быть, даже опережала ее. Так, еще в 1854 г. К.Ф. Рулье сформулировал систему взглядов (законов) об общении животных с окружающей средой, внешним миром, что позволяет считать его основателем сравнительно-исторического метода в эволюционной экологии.

Э. Геккель, который ввел термин и понятие «экология» (1866), активно интересовался вопросами геологии, считал, что только эта

наука даст окончательное доказательство учения о развитии. В.О. Ковалевский (1873) на основе своих палеонтологических исследований подтвердил эволюционную теорию Ч. Дарвина, заложивши тем самым, возникновение эволюционной палеонтологии. Однако наиболее обоснованные представления в этой области получены био-стратиграфией, изучавшей закономерности размещения по разрезу палеонтологических остатков.

В течение последних 570 млн. лет, или фанерозоя, являющегося наиболее полно изученным с точки зрения развития органического мира, зафиксировано несколько десятков значительных вымираний, некоторые из которых относятся к большим, или великим. Часть таких потерь приводится в таблице 17. В числе наиболее значительных необходимо назвать вымирания на рубеже палеозоя и мезозоя, когда исчезло около половины семейств и более 90% родов морских организмов. Среди наибольших групп исчезнувших организмов были четырехлучевые кораллы, табуляты, гониатиты, а среди растений – псилофиты и кордаиты. В конце мелового периода вымерло 16% семейств, около 44% родов и 90% видов. В том числе, почти полностью исчезли такие группы животных как динозавры, аммониты, белемниты, строматопораты.

Таблица 17

Катастрофы и возрастные уровни наиболее существенных преобразований в фанерозое

650 млн. лет назад	Вымирания и обновление органического мира, крупная перестройка экосистем, скачок от планктонных микроорганизмов к многоклеточным планктонным и бентосным формам (Ясаманов, 1993). Исчезновение многих форм одноклеточных (Реймерс, 1991, с. 214).
570 млн. лет назад	Появление скелетной фауны: археоциат (они составляли 30% кембрийских организмов, строили первый барьерный риф), хиолитов, брахиопод, трилобитов (60% фауны).
550 млн. лет назад	Исчезновение археоциат, появление строматопороидей.
530-520 млн. лет назад	В среднем кембрии появились первые предки хордовых (пикайя), от которых ведет начало класс млекопитающих.
500 млн. лет назад	На рубеже кембрия и ордовика появляются или активно развиваются табуляты, эндоцератиты, наутилоидеи, мшанки, цистоидеи, граптолиты

450 млн. лет назад	Происходит вымирание большинства панцирных обитателей океана (Реймерс, 1991, с. 214). Появляются тентакулиты, бластоидеи, криноидеи. Во второй половине ордовика появляются первые наземные растения (460 млн. лет).
440 (435) млн. лет назад	На рубеже ордовика и силура устанавливается экстремальная экологическая обстановка. Происходит быстрая смена экосистем. Вымирают примитивные формы табулятов, трилобитов, брахиопод, граптолитов, конодонтов (Ясаманов, 1993). Исчезли эндоцератиты. В результате данного великого вымирания исчезло до 40% родов морских организмов.
420 млн. лет назад	Появление рыб – первых позвоночных
400 млн. лет назад	На рубеже силура и девона исчезли граптолиты, цистоидеи. Появились или фиксируется всплеск в развитии тентакулит, плакодермов. В растительном мире появляются псилофиты и плауновидные (первая половина девона).
365 млн. лет назад	В конце девона или на рубеже девона-карбона геологически мгновенно, в течение полумиллиона лет в морях Уральского и Средиземноморского (Тетиса) океанов имело место одно из бескислородных событий, в результате чего исчезли все кораллы, которые вновь появились лишь через 70 млн. лет. Еще одним проявлением данного крупного вымирания было исчезновение палеозойских строматопороидей, наутилоидей, тентакулитов, плакодерм, бесчелюстных. Появляются амфибии, а из растений – птеридоспермитовые и кордаитовые.
325 млн. лет назад	Проявлена одна из наиболее выразительных структурно-геологических перестроек, приходящаяся на талассократическую эпоху великой визейской трансгрессии. Однако сколько-нибудь заметных изменений в развитии органического мира на этом уровне не зафиксировано.
250-245 млн. лет назад	К рубежу палеозоя и мезозоя приурочено одно из великих вымираний, грандиозные излияния базальтов. Исчезло около половины семейств и 90% родов морских организмов. Резко сократилось количество плаунов и хвощей, папоротников. Появились белемниты, цератиты, мезозойские строматопораты, а из растений – беннеттиты.

220 млн. лет назад	К среднему триасу приурочена гибель гигантских амфибий.
165 млн. лет назад	Начало распада Пангеи-2 и образования современных океанов.
110-100 млн. лет назад	Альбская талассократическая эпоха, затем грандиозный вулканизм, совпадающий по времени с появлением и началом расцвета покрытосеменных (цветковых) растений
90 млн. лет назад	К середине туронской эпохи, времени проявления структурно-геологической перестройки, приурочен планктонный взрыв, проявленный началом накопления писчего мела.
65 млн. лет назад	На границе мезозоя и кайнозоя исчезло свыше 16% семейств, 44% родов и около 90% видов. В том числе исчезли белемниты, гигантские рептилии (динозавры), аммониты, строматопороидеи. Начало расцвета птиц и млекопитающих. Экологический взрыв, знаменующий начало развития нуммулитов. Грандиозное излияние базальтов в Индостане.

Специалисты в области исторической геологии и палеонтологии долго и активно искали причины таких и многих других вымираний, называя среди них разные природные процессы. В числе первых факторов возможного катастрофизма назывались *оледенения*, так как на момент развития данного палеоэкологического направления этот природный процесс прошлого активно изучался. Теоретически резкое похолодание не может обусловить гибель каких-то разных групп организмов, тем более морских. Животные и растения, для которых такие условия оказываются неблагоприятными, могут переместиться в более близкие к экватору зоны. Вместе с тем, климатические изменения, безусловно, сказываются на развитии биоты. Среди наиболее выразительных примеров можно назвать появление эдиакарской фауны после позднепротерозойского похолодания. Или факт гибели мамонтов и ряд других приполярных животных в результате резкого голоценового потепления и таяния четвертичных ледников, которое имело место 10 тыс. лет назад.

В числе главных причин гибели морских организмов назывались обычно кратковременные *отступления и наступания* моря, или

регрессии и трансгрессии. Это явление становится вполне понятным, учитывая, что основная часть морских организмов размещается на шельфе – в прибрежной части, имеющей глубину до 200 м. Скачкообразные эпизодичные воздымания, выявляемые для четвертичного периода и повторяющиеся примерно через 100 тыс. лет, хорошо доказываются формированием речных и морских террас. Кстати, их причиной могут быть эпизодично проявленные накопления приполярных ледовых масс, которые должны обусловить понижение уровня мирового океана и создать эффект регрессий. Аналогичным образом для кайнозоя уверенно определяются периодически повторяющиеся трансгрессии и регрессии с интервалом 200–400 тыс. лет. И еще важный момент: на границах палеозоя и мезозоя, а также мезозоя и кайнозоя, знаменующих крупнейшие вымирания, фиксируются отступления моря (регрессии). Вместе с тем, объяснять этим гибель живущих на суше динозавров и проживающих в открытом море аммонитов, трудно.

Среди других факторов катастрофизма некоторые исследователи называют крупные *вулканические извержения*. И действительно, отрицать роль такого явления, сопровождаемого выбросами иногда значительных вулканических масс и воздействующих на состав атмосферы, трудно. Однако они могут влиять лишь на состав наземной биоты. Мы уже говорили об этом, упоминая активизацию вулканизма примерно 100 млн. лет назад. Появляются попытки связывать вымирания с региональным складкообразованием или горообразованием (орогенезом). Но обоснованный механизм такого воздействия не приводится. То же относится к гипотезам объяснять какие-то потери сменой магнитной полярности, освещенности, другими факторами, периодически повторяющимся в развитии земной коры.

С последней трети XX ст., в связи с детальным изучением импактных структур и точной датировкой процесса формирования многих из них, появляется возможность считать главным фактором подавляющего большинства глобальных вымираний *бомбардировку Земли крупными метеоритами*. В отдельные моменты истории зафиксировано падение на земную поверхность 4–5 таких метеоритов. Подобное явление имело место 13, 40, 65, 90, 100, 167, 300, 350 млн. лет назад. Учитывая, что большинство упавших метеоритов еще не датировано, а также возможность поступления еще большего числа космических тел в акватории, мы можем говорить о важной или даже

ведущей роли этого палеоэкологического и физико-географического фактора в истории развития биоты.

Механизм такого воздействия хорошо изучен. Падение метеоритов на земную поверхность должно привести к мгновенному нагреванию, образованию своеобразного «огненного шара», который может прокатиться по всей земной поверхности. Поднятие вверх пылеватого материала обуславливает устойчивое загрязнение атмосферы, содействующее резкому последующему похолоданию, проявлению глобального парникового эффекта. Такие температурные перепады, вероятно, наиболее активно воздействуют на наземные организмы. Если такой метеорит падает в океан, то это может вызвать гигантское цунами, расчетная величина которого составляет порядка 250 м. Естественно, что это обусловит гибель обитателей шельфа и плавающих организмов.

Поскольку подобная бомбардировка, как показывает историко-геологический анализ, должна обусловить сейсмо-вулканическую активизацию, создаются дополнительные факторы отрицательного воздействия на представителей органического мира. Мы уже обращали внимание на приуроченность к границам палеозоя и мезозоя, а также мезозоя и кайнозоя грандиозных базальтовых излияний в Сибири и Индостане. Необходимо отметить еще такую деталь бомбардировки большими метеоритами. Цунами может и должно обусловить размыв прибрежных морских отложений, а это иногда может создать эффект регрессии. То-есть, рассмотренное явление может трактоваться как универсальная причина проявления таких катастроф.

Прогнозирование природных катастроф

Ранее уже обращалось внимание на важную роль исторической геологии в формировании мировоззрения современного человека. Попробуем показать это на рассматриваемых примерах. Изучение закономерностей падения метеоритов во времени позволяет устанавливать не только периодичность этого процесса, но даже строгий ритм, который многие исследователи определяют в 26 млн. лет. О природе его и других формах проявления подобной ритмичности уже говорилось. Сейчас важно отметить, что последние наиболее грозные природные катастрофы имели место 14, 40 и 65 млн. лет назад. Следова-

тельно, до следующего подобного явления остается еще примерно 12–13 млн. лет. Так что пугать нас каким-то загадочным астероидом, который вот-вот ворвется к нам и «погубит все живое» (удивительно, но такое утверждение допускают не только журналисты, но и некоторые ученые!), не только безнравственно, но и невежественно с позиций, которые развивает историческая геология. Если учесть, что жизнь непрерывно развивается на Земле уже не менее 3,5 млрд. лет. Несмотря на непрерывно повторяющиеся космические бомбардировки, большие и малые вымирания.

Важнее прогнозировать катастрофические явления для более близких интервалов времени. В числе наиболее главных таких катастроф следует считать проблему глобального потепления, о которой сейчас очень много говорят, и других негативных воздействий, которые уже известны в течение истории развития человека. Теоретически такие вопросы должна решать история и археология. Но наши историки, как правило, совершенно не имеют знаний в области исторической геологии. Поэтому попробуем рассмотреть природные катастрофы в истории человечества с позиции исторической геологии, с использованием ее информации и методов.

Формально человек является составной частью органического мира, на жизнь и развитие которого должна была воздействовать окружающая среда и ее природные катастрофы, в частности. Сейчас он, казалось бы, научился жить в условиях, явно непригодных для его предков, возрождаться после самых разнообразных локальных стихийных бедствий. А заодно строить сейсмоустойчивые сооружения, спасающие от наводнения и селевых потоков дамбы и многое другое. Всегда ли он был так уверен в себе? Были ли в прошлой истории человечества какие-то глобальные катастрофы, оказавшие воздействие на эволюционное развитие общества? Решение этого вопроса выходит за рамки геологии, палеонтологии и палеоэкологии, но эти науки имеют информацию и методы, способные предложить решение данной проблемы. Речь идет об изучении ритмичности осадконакопления, повторении определенных событий через строго определенные интервалы времени. И наметить это решение может изучение осадочных отложений, названных флишевыми. Мы уже говорили о них, рассматривая ритмичность осадконакопления прошлого.

Флиш, о котором мы уже говорили ранее, является широко распространенной и типичной формацией самых разнообразных

складчатых сооружений. В частности, он слагает верхнемеловые–палеогеновые разрезы Альп, Карпат, Кавказа, известен в верхнем триасе Крыма, в верхнем палеозое Южного Урала и Тянь-Шаня, а также многих других регионах. То есть, почти непрерывно развивался в течение последних 300–350 млн. лет. Механизм флишенакпления выявлен лишь в последние десятилетия и определяется следующим образом. В пределах своеобразных геосинклинальных бассейнов с резко расчлененным рельефом, на склонах которого накапливается принесенный поверхностными водами песчано-глинистый материал, периодически происходят сейсмические сотрясения. В результате таких встрясок на дне бассейнов оседает сперва песчаный материал, а затем глинистый, образуя четко выраженную слоистость. Общее представление о флише дает фото, приведенное на рис. 15.

Мощность переслаивающегося песчано-глинистого или песчано-глинисто-карбонатного повторения составляет обычно сантиметры или первые их десятки. Зная условия его образования, продолжительность формирования всей флишевой толщи и количество его песчано-глинистых повторов, можно устанавливать ритмичность подобных «встрясок». Самое интересное, что для разных возрастных уровней и в разных складчатых сооружениях, такой ритм остается очень близким или даже строго синхронным. Чаще всего он фиксирует повторение через 5–8 тыс. лет, реже 12–14 тыс. лет, что может трактоваться как сдвоенное. Наиболее вероятной и общей для всех бассейнов прошлого и разного возраста следует признать величину в 6,5 тыс. лет. Она составляет, в таком случае, четвертую часть прецессии (явление и время, в течение которого наклон земной оси совершает свой полный оборот). И близка к интервалу времени, когда повторяется «парад планет». Данная величина принимается не только на основании количественного совпадения, но и как одно из возможных объяснений механизма аналогичных повторов. Ведь только космический механизм в состоянии обеспечить такую устойчивость повторения.

Для проверки роли природного ритма в 6,5 тыс. лет в истории общества попробуем выявить наиболее важные события последних тысячелетий, которые бы могли быть отражением и причиной аналогичных встрясок и выяснить, – чем они обернулись для человечества.

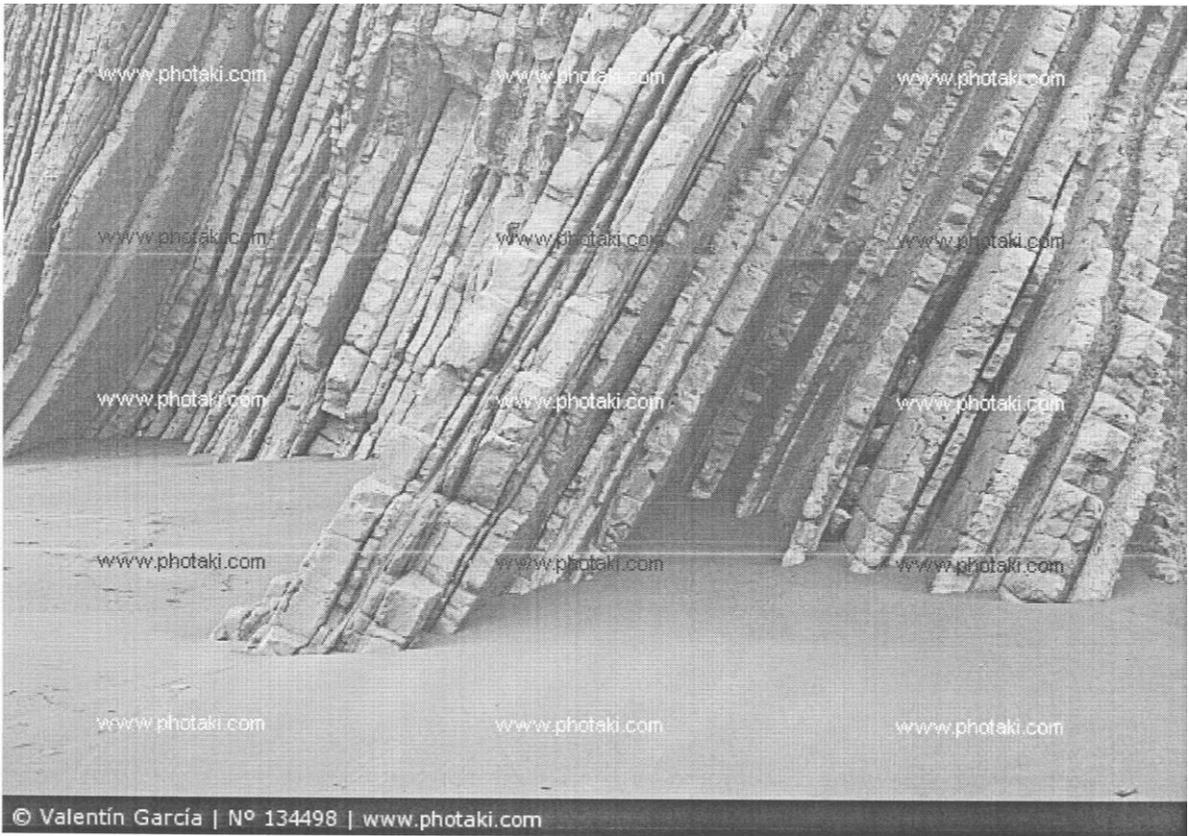


Рис. 15. Флишевые отложения

Уточним несколько хорошо известных положений о физико-географическом развитии прошлого. Достигавшее максимума 18–20 тыс. лет назад плейстоценовое оледенение, названное причерноморским, сменилось начавшимися 14–16 тыс. лет потеплением и сокращением ледников, которые резко исчезли 10 тыс. лет назад. Быстрое таяние ледников должно было сопровождаться повышением уровня воды в реках и морях, резкими климатическими изменениями.

Такой схеме развития природных событий не противоречат представления о каких-то потопах у самых разных народов, о возможности затопления какого-то островного или прибрежного государства около 12 тыс. лет назад. К этому нужно добавить выявленные уже позже данные о гибели 10–12 тыс. лет назад мамонтов, а также арктических бизонов, лошадей, сайгаков, овцебыков, шерстистых носорогов и других холоднолюбивых животных, для которых резкое потепление оказалось губительным. Человек же довольно быстро освоил преобразившиеся площади недавней тундры. И винить только его в уничтожении таких своеобразных представителей нашей фауны нет достаточных оснований.

Среди космических событий с возрастом в 10 тыс. лет необходимо, в первую, очередь, назвать образование Австралийско-Азиатского тектитового пояса, протянувшегося от Тасмании до Южного Китая на 10 тыс. км при ширине в 4 тыс. км. Абсолютный возраст этой космической пыли, или продукта сгоревших в атмосфере метеоритов составляет около 10 тыс. лет. Примерно такой же возраст имеют многочисленные метеоритные кратеры, выявленные в самых различных регионах. Это кратерное поле Рио-Кварто в Аргентине, фиксирующее астероид, который взорвался над районом полуострова Флорида, что сопровождалось камнепадом на площади в 200 тыс. км². В штате Северная и Южная Каролина обнаружено около 140 тыс. воронок, в том числе порядка 100 с диаметром более полутора километров. В Эстонии существует метеоритный кратер Каалиярви с диаметром в 110 м, а в Польше кратер Мораско такого же размера и возраста. Датировка всех этих событий, представляющих наиболее выразительный пик космической бомбардировки на рубеже плейстоценовой и голоценовой истории, определяется в 10–10,5 тыс. лет.

Еще одним планетарным, вероятно космическим событием того же возраста было проявление 10–12 тыс. лет назад последнего маг-

нитного «экскурса» Земли. Под таким названием понимается кратковременное изменение магнитного поля планеты. Практически мгновенное его изменение (смена ориентировки север-юг на обратную) не дает в этом случае устойчивой инверсии, которая многократно происходила в геологической истории, хорошо изучена и достаточно уверенно фиксируется и датируется в разрезах, содержащих способные намагничиваться минералы. Все это позволяет утверждать, что 10–10,5 тыс. лет назад Земля подверглась достаточно интенсивному воздействию космоса, более детальное и целенаправленное изучение которого имеет смысл продолжить

Космическая бомбардировка активизировала вулканические процессы. Даже в очень спокойной в тектоно-магматическом отношении Центральной Европе в это же время сформировалось около 300 мааров, или своеобразных взрывных вулканов, вероятно, аналогов южноафриканских и якутских трубок взрыва. Так, маар Пульфер образовался 10,2 тыс. лет назад, Штронер – 10,4, Вейнфельд – 10,5, маары Гемюнде, Мосбрух, Шалькенмерен, Меерфельд и вулкан Лахского озера – около 11 тыс. лет. Около 10 тыс. лет назад началось формирование одного из наиболее знаменитых вулканов Исландии – Геклы. Примерно такие же значения имеются и по многим другим регионам. Следует подчеркнуть, что подобные совпадения и столь точная датировка событий позволяют считать их наиболее выразительным репером четвертичного (антропогенного) периода.

Менее значительной была космическая бомбардировка и вулканическая активизация в другие интервалы четвертичной истории. Среди ее максимумов необходимо назвать события с возрастом 3,5–4 тыс. лет. Это формирование метеоритного кратера Хенбери в Австралии, аналогичных и одновозрастных ему структур Камподель-Сиего (Аргентина) и Соболевского в России. Примерно к этому же времени относится взрыв вулкана Санторин в Эгейском море, погубивший, как считают многие исследователи, критско-микенскую цивилизацию. По утверждающимся сейчас представлениям, это было одним из наиболее значительных извержений в истории человечества; именно оно стало или могло быть прообразом гибели Атлантиды. Процесс этот достаточно уверенно датируется: это произошло 3400 ± 100 лет назад; в последнее время появляются уточненные значения в 3500 лет назад. Характер имевших тогда место событий красочно описан многими исследователями.

В связи с анализом рассматриваемой ритмичности, следует обратить внимание еще на одно предположительно стихийное событие, которое относится к тому же времени. Образованные в Индостане с конца IV тысячелетия до н.э. города Хараппа и Мохенджо-Даро, которые составляли т.н. хараппскую цивилизацию и процветали до середины II тысячелетия до н.э., быстро и загадочно исчезли. Недавно геолог Рейке предложил новую гипотезу их гибели. В 140 км от Мохенджо-Джаро находился очаг сильнейшего землетрясения, которое изменило облик долины Инда. Образовавшиеся в результате его проявления наводнения разрушили постройки и гидротехнические сооружения, что заставило уцелевших жителей покинуть эти благодатные места. А уже потом сюда пришли племена воинственных скотоводов-индоариев, завершивших гибель этой одной из древнейших цивилизаций.

Тот же возрастной уровень был переломным и для многих других, а может быть и практически всех государств и цивилизаций. В Египте это было время перехода от Среднего царства (XXI–XVII вв. до н.э.) к Новому царству, продолжавшему в XVI–X вв. до н.э. В Ассирии, находившейся в XVI–XV вв. до н.э. под властью государства Митании, после освобождения начинается т.н. «среднеассирийский период», характеризующийся расцветом. В Вавилонии наоборот, – овладевшие к началу XVI ст. этим государством касситы, которые правили здесь до 1165 г. до н.э., обусловили его упадок. Со второй половины II тысячелетия до н.э. в среднем и нижнем течение р. Хуанхэ возникли первые древние государственные объединения: в XVI ст. до н.э. появилось раннерабовладельческое государство Шань (Инь). Для территории Украины середина этого же тысячелетия считается временем начала формирования праславянских племен (тшинецко-комаровская, срубная, бондарихинская археологические культуры). Были ли все эти преобразования взаимосвязанным процессом, обусловленным какими-то природными проявлениями, или результат случайного совпадения во времени важных переломных событий истории человека, – должны решать соответствующие специалисты.

Имеющийся материал дает убедительное подтверждение повторения аналогичного набора событий через 6,5 тыс. лет и его весьма выразительное воздействие на развитие общества в целом. В частности, катастрофические события, имевшие место 3,5 тыс. лет назад,

погубили две из трех старейших цивилизаций (критско-микенскую и хараппскую) и могли сказаться на развитии практически всего человеческого общества. С этим же возрастным уровнем можно связывать зарождение китайской государственности и начало формирования праславянских племен. Вероятно, при более детальном изучении древней истории могут быть выявлены новые подтверждения такой взаимосвязи. Л.Н. Гумилев (1993) примерно на этом возрастном уровне предполагает физико-географические изменения (аридизация климатов в Евразии), что могло стать одной из причин миграции народов. Если эти представления окажутся справедливыми, то необходимо попытаться выявить проявление такой ритмичности в более древней истории. Или наметить ее.

Следующая расчетная величина природного ритма должна была происходить 16,5 тыс. лет назад. Каких-либо заметных или существенных проявлений этого времени мы как будто бы не фиксируем. Но она приходится на границу между максимумом похолодания и началом потепления (18–20 и 14 тыс. лет назад) и возможно обусловила этот процесс. В связи с необходимостью поиска этого репера полезно напомнить, что именно 16,5 тыс. лет назад последний ледник окончательно покинул Ленинградскую область (Истор. геология, 1985, с.139). Нужно подчеркнуть, что это не только очень надежная датировка, установленная по изучению ленточных глин (методу варв), но и идеальное совпадение расчетной величины ритма с фактически проявленным событием. Вероятно, не местным, а глобальным.

А вот проявление следующего ритма можно считать достаточно выразительным: 22 тыс. лет назад произошло падение знаменитого Аризонского метеорита. Примерно к этому же времени приурочена активизация вулканической деятельности, о чем свидетельствуют находки пеплов в лёссовых толщах Европы. По данным Е.В. Максимова (1972, с. 236) их прослойки известны на Дону и в районе Днепропетровска, где накопился горизонт пепла мощностью в 22 см, на Рейне и в др. местах, весьма удаленных от областей вулканической деятельности. Определение возраста одного из таких крупных извержений составляет 20-23,6 тыс. лет, что очень точно совпадает со временем падения Аризонского метеорита и вряд ли может трактоваться как случайное. Уже новейшие исследования позволили среди

крупнейших вулканических извержений четвертичного периода датировать извержение вулкана Таупо в Новой Зеландии значениями в 26,5 тыс. лет. Интересно, что к возрастному уровню примерно 25 тыс. лет назад относят появление человека умелого.

Из других аналогичных и уверенно датированных событий необходимо назвать падение метеорита Лонар (Индия) с возрастом 50 тыс. лет. Интересно, что эта дата хорошо совпадает с расчетной величиной ритмичности (проявление ее должно было быть 49 тыс. лет назад), а также датировкой главных вулканических импульсов в 10 и 50 тыс. лет назад по Е.В. Максимову. 74 тыс. лет назад имело место извержение вулкана Тоба на Суматре, которое также рассматривается в числе главных природных катастроф антропогена и, кстати, хорошо подтверждает намечаемый здесь ритм. 100 тыс. лет назад произошло падение метеорита Амвид в Алжире.

Здесь приведены лишь основные точно датированные природные события позднеплейстоценовой-голоценовой истории и подчеркивается возможность выявления в ней ритма с повторением через 6,5 тыс. лет, вероятно, аналогичного тому, что рождал флиш в более давней геологической истории, а также нашел отражение в четвертичном оледенении. По представлениям М.Ф. Веклича (1993), которые можно признать наиболее обоснованными и детальными, в течение последних 80 тыс. лет имела место достаточно отчетливая палеоклиматическая цикличность примерно в 26 тыс. лет, которая проявлена эпохами потепления и похолодания; его таблица приводилась.

Мы можем охарактеризовать такой ритм как периодически повторяющуюся кратковременную активизацию природных процессов, проявленную падением небольших метеоритов или рассеянного метеоритного вещества (продукта сгоревших в атмосфере космических тел), обширными землетрясениями, интенсивными вулканическими извержениями. Возможно, что с некоторыми из таких проявлений могут совпадать потепления или похолодания и, как результат, – сокращения или разрастания занятых ледниками площадей. Или они могут быть обусловлены такими воздействиями, о чем свидетельствует идеальное совпадение голоценового потепления с космической и сейсмо-вулканической активизациями, имевшими место 10 тыс. лет назад.

Обосновывать его воздействие на развитие более давних наших предков трудно. Можно лишь заметить, что расчетный возраст очередной природной активизации в 36 тыс. лет назад очень близок по времени к появлению кроманьонца (от 30–35 до 40 тыс. лет, по разным представлениям), которые сменили неандертальцев. И приходится она на середину потепления, названного дофиновским, которое имело место 21–45 тыс. лет назад. Все это позволяет рекомендовать целенаправленное изучение данного вопроса. Используя для этого знания специалистов разного профиля.

И, в заключение о тех выводах, которые позволяет сделать имеющийся материал. До следующей аналогичной природной катастрофы остается порядка 3 тыс. лет. Она должна быть более грозной, чем события с возрастом 3,5 тыс. лет назад, и чем-то напоминать то, что было 10, 23, возможно 36 и 50 тыс. лет назад. В том числе, она может обусловить новое похолодание, наступление нового «ледникового периода», которое многие специалисты предполагают. Даже недавние цунами и землетрясения ни в какой степени не могут быть сравнимы с ней по масштабам угроз. В данном прогнозе успокоением может быть лишь то, что этого времени будет вполне достаточно, чтобы подготовиться к нему и, в первую очередь, более полно изучить рассмотренное явление – данный природный ритм.

Теперь о глобальном потеплении, которое ожидается уже в ближайшее время. Мы хорошо понимаем, что человечество, интенсивно заселившее прибрежные области, почувствует негативные воздействия при повышении уровня моря уже на несколько метров в результате ныне наблюдающегося активного таяния ледников. Вместе с тем для местных климатов характерны непрерывные колебания, которые мы непосредственно можем наблюдать уже в течение последних десятилетий. Еще более выразительные колебания имели место в течение более продолжительного времени. В свое время Л.Н. Гумилев изучал их на примере историко-палеогеографического анализа центральных районов Евразии, выделяя своеобразные ритмы.

Детальные исследования, выполненные Е.П. Борисенковым, позволили ему установить за последние 7500 лет 18 глобальных похолоданий – глубоких минимумов солнечной активности, которые повторялись примерно через 400 лет. А в 2050 году он прогнозирует очередной климатический минимум, уже 19-й по счету, который мо-

жет быть аналогичным хорошо известному маундеровскому минимуму или «малому ледниковому периоду», имевшему место в течение 1645–1715 годов, когда на Солнце не было пятен. Поэтому через три десятилетия о глобальном потеплении мы будем вспоминать как о других прогнозах со светлым и теплым будущим. Этот пример показывает, на каких принципах должны строиться прогнозы. Необходимость учета не только однонаправленных изменений в природе и математической их обработке, но и непрерывно происходящих колебаний, циклических повторений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Данное учебное пособие представляет собой краткое и не совсем обычное изложение основ исторической геологии. Акцент сделан лишь на главные положения, которые редко встречаются в учебной и справочной литературе. Среди них – комплексная характеристика методов этой науки, общие закономерности историко-геологического развития земной коры, основные проблемы исторической геологии. Здесь предложена несколько необычная схема периодизации истории земной коры, основанной на анализе пространственно-временного развития тектонических движений, которые меняют региональные и глобальные седиментационно-палеогеографические обстановки. Хотелось бы подчеркнуть, что этой наукой и изложением учебного курса мы занимались и занимаемся длительное время, поэтому достаточно хорошо в ней разбираемся.

Среди главных проблем исторической геологии большое внимание нужно уделить более детальному и целенаправленному изучению ритмичности природных явлений прошлого, закономерной повторяемости аналогичных процессов через строго определенные интервалы времени. Именно это направление данной науки может быть полезным при прогнозировании в будущем тех или иных катастроф, аналогичных ранее происходившим. А также для разработки наиболее обоснованной периодизации геологической истории. В настоящее время есть возможность выделять около полутора десятков различных ритмов, так или иначе воздействующих на развитие земной коры и ее биосферы.

Из числа других задач данного научного направления нужно назвать необходимость составления историко-геологического словаря. При обилии словарей по веществу земной коры (минералогические, петрографические, по полезным ископаемым), структурам и тектоническим движениям земной коры, подземным водам и др., историко-геологическая информация не удостоена чести быть отра-

женной в специальном подобном выпуске наук о Земле. Мы попробовали исправить это положение. Такой словарь нами уже составлен и сейчас идут переговоры о его издании.

Здесь неоднократно подчеркивалось, что изучение истории развития земной коры и биосферы, лежащие в основе исторической геологии, должно формировать наше мировоззрение. Поэтому даже элементарные знания в этой области могут противостоять широко сейчас распространившимся псевдонаучным или даже невежественным прогнозам об ожидаемых в ближайшее время космических или земных событиях, которые «сметут все живое». Жизнь на Земле существует уже порядка 3,5 млрд. лет, и нет данных о том, что она уничтожалась, прекращала свое существование. Подобное умышленное или непредвзятое зомбирование человечества совершенно игнорирует обильную и достоверную историко-геологическую информацию.

ЛИТЕРАТУРА

1. Агафонов В.К. Настоящее и прошлое Земли. Общедоступная геология и минералогия. Часть вторая. Историческая геология. – М.: НКТИ, 1932.-362 с.
2. Артюшков А.Д. Геодинамика. –М.: Наука, 1979. -327 с.
3. Архангельский А.Д., Шатский Н.С., Меннер В.В. и др. Геологическое строение и геологическая история СССР. Ч. 1. Изд. 3-е. – М.-Л.: Гостоптехиздат, 1941. -376 с.
4. Афанасьев С.Л. Геохронологическая шкала фанерозоя и проблема геологического времени. –М.: Недра, 1987. -144 с.
5. Безуглий А.М., Співачевський І.Г. Шкільний геологічний словник-довідник. –К.: Рядянька школа, 1976. -164 с.
6. Бондарчук В.Г. Образование и законы развития земной коры. – К.: Наук. думка, 1975. -168 с.
7. Борисяк А.А. Курс исторической геологии. 4-е изд. 1935.
8. Высоцкий Б.П. Проблемы истории и методологии геологических наук. –М.: Недра, 1977. -280 с.
9. Геологический словарь: В 2-х т. –М.: Недра, 1973. Т. 1-486 с. Т.2-456с.
10. Геология и нефтегазоносность Украины: Учебн. и справочное пособие / В.О. Соловьев, И.И. Борисовец, А.Н. Васильев и др.– Х.: Курсор, 2007.-294с.
11. Данбар К., Роджерс Дж. Основы стратиграфии. –М.: ИЛ, 1962. - 363 с.
12. Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А. Введение в геодинамику. –М.: Недра, 1979. -311 с.
13. Зоненшайн Л.П., М.И. Кузьмин. Палеогеодинамика. –М., 1993.
14. Ивахненко Н.Ф., Корабельников В.А. Живое прошлое Земли. – М.: Просвещение, 1987. -225 с.
15. Историческая геология. Учебник для вузов / Немков Г.И., Левицкий Е.С., Гречишникова И.А. и др. -2-е изд. –М.: Недра, 1986. -352 с.
16. Историческая геология с основами палеонтологии / Е.В. Владимирская, А.Х. Кагарманов, Н.Я. Спасский и др. –Л.: Недра, 1985.-423 с.
17. Карогодин Ю.Н. Введение в нефтяную литмологию. –НсБ: Наука, СО, 1990. -240 с.

18. Карпинский А.П. Очерки геологического прошлого Европейской России. –М.: Изд-во АН СССР, 1947.
19. Кац Я.Г., Скарятин В.Д., Трофимов Д.М. Космические методы в геологии. –М.: МГУ, 1976. -246 с.
20. Ключников М.М., Онищенко С.М. Исторична геологія. –К.: Вища шк., 1975. -296 с.
21. Коровин М.К. Историческая геология. –М.: Госгеолиздат, 1940. -487 с.
22. Короновский Н.В. Краткий курс региональной геологии СССР. –М.: МГУ, 1976. -398 с.
23. Короновский Н.В., Якушова А.Ф. Основы геологии. –М.: Высш. шк., 1991. -416 с.
24. Короновский Н.В., Хаин В.Е., Ясаманов Н.А. Историческая геология. 2-е изд. –М.: Академия, 2006. -464 с.
25. Космическая информация в геологии. –М.: Наука, 1985. -536 с.
26. Косыгин Ю.А. Тектоника. –М.: Недра, 1983. -536 с.
27. Коуэн Р. История жизни. –К.: Наук. думка, 1982. -218 с.
28. Краткий геологический словарь для школьников / Г.И. Немков, Б.Е. Карский, Н.Г. Лин и др. –М.: Недра, 1989. -176 с.
29. Крумбейн В.К., Слосс Л.Л. Стратиграфия и осадкообразование. –М.: Гостоптехиздат, 1960. -411 с.
30. Леонов Г.П. Историческая геология. –М.: МГУ, 1956. -364 с.
31. Леонов Г.П. Историческая геология. Палеозой. –М.: МГУ, 1985.-381 с.
32. Ле Пишон К., Франшто Ж., Боннин Ж. Тектоника плит. –М.: Мир, 1977. -286 с.
33. Мазарович А.Н. Историческая геология. –М.: ОНТИ, 1937.
34. Материалы по тектонической терминологии. Ч. 2. Типы тектонических движений, циклы и фазы тектогенеза. –НсБ.: СО АН СССР, 1963. -116 с.
35. Мархинин Е.К. Цепь Плутона. –М.: Мысль, 1973. -334 с.
36. Международный тектонический словарь: Пер. с англ. / Под ред. Дж. Дениса, Г. Муравски, К. Вебера. –М.: Мир, 1991. -190 с.
37. Методические указания, рабочие программы и лабораторные работы по курсу «Историческая геология» для студентов геол. специальностей ГГФ / Сост. В.О. Соловьев, Э.С. Тхоржевский. –Х.: ХГУ, 1992. –60 с.

38. Милановский Е.Е. Геология СССР. Ч. 1 –М.: Изд-во МГУ, 1987. -416 с. Ч. 2, 1989. -271 с. Ч. 3, 1991. -272 с.
39. Михайлова И.А., Бондаренко О.Б., Обручева О.П. Общая палеонтология. –М.: МГУ, 1989. -384 с.
40. Михайловский Г. Историческая геология. 1913.
41. Мороз С.А. Історія біосфери Землі: У 2 кн. Навч. посібник. -К.: Заповіт, 1996. Кн. 1. -440 с. Кн. 2. -422 с.
42. Наливкин Д.В. Курс исторической геологии. 1932.
43. Общая и полевая геология / А.Н. Павлов, И.А. Одесский, А.И. Иванов и др. –Л.: Недра, 1991. -463 с.
44. Павлинов В.Н., Кизевальтер Д.С., Лин Н.Г. Основы геологии. Учебник. –М.: Недра, 1991. -270 с.
45. Палеонтологія, палеоекологія, еволюційна теорія, стратиграфія: Словник-довідник / За ред. В.П. Макридіна та І.С. Барскова. –Х.: Око, 1995. -288 с.
46. Парфенова М.Д. Историческая геология с основами палеонтологии. –Томск: Изд-во НТЛ, 1999. -524 с.
47. Периодические процессы в геологии / Под ред. Н.В. Логвиненко. –Л.: Недра, 1976. -264 с.
48. Потьомкін М.П., Малинко В.В. Мінералогія і геологія: Підручник для X класу середньої школи. –К.: Радянська школа, 1939. -170 с.
49. Реймерс Н.Ф. Популярный биологический словарь. –М.: Наука, 1990. -544 с.
50. Рид Г., Уотсон Дж. История Земли. Поздние стадии истории Земли: Пер. с англ. –Л.: Недра, 1981. -408 с.
51. Савельева Л.Е., Козаренко А.Е. Геология. Методы реконструкции прошлого Земли. Основы геотектоники. Геологическая история: В 2 ч.: Учебн. пособие для студентов вузов. –М.: ВЛАДОС, 2004.
52. Свинко Й.М., Сивий М.Я. Геологія з основами палеонтології: Підручник. –К.: Вища шк., 1995. -255 с.
53. Соболев Д.Н. Геологические циклы. –Земля и жизнь. Ч.1. –К., 1926. -60 с.
54. Современная палеонтология. Методы, направления, проблемы, практическое приложение. Справочное пособие / Под ред. В.В. Меннера и В.П. Макридина. –М.: Недра, 1988, т. 1. -542 с., т. 2. -384 с.

55. Соловйов В.О. Основи геологічних знань: Геологія в курсах географії, біології, екології: Навч. посібник. –Х.: Гриф, 2005. -96 с.
56. Соловйов В.О. Бесіди про історію земної кори. –Х.: Основа, 2010. Част. 1. -95 с. Част. 2. -96 с. /Бібл-ка журн. «Географія». Вип. 4 (76), 5 (77)/.
57. Соловйов В.О. Геологічний словник-довідник. Частина 1. -110 с. Частина 2. -127 с. –Х.: «Основа», 2011. /Б-ка журн. «Географія». Вип. 2 (86). Вип. 3 (87)/.
58. Соловйов В.О. Історична геологія. –Х.: «Основа», 2012. -126 с. /Б-ка журн. «Географія». Вип. 3 (99)/.
59. Соловьев В.О. Основные закономерности развития земной коры. –Х.: ХГУ, 1992. -109 с.
60. Соловьев В.О. Ритмы в развитии природы и общества. –Х.: Курсор, 2008. -139 с.
61. Соловьев В.О. Хронология тектонических движений: фазы, эпохи, циклы тектогенеза. –Х., 2011. -112 с.
62. Соловьев В.О., Тхоржевский Э.С. Проблемы и задачи исторической геологии. -Вісник ХНУ ім. В.Н. Каразіна, 2012. № 997. Вип. 36. –С. 68-72.
63. Справочник по геологии / В.О. Соловьев, С.В. Кривуля, В.А. Терещенко и др. –Х.: Колорит, 2013. -328 с.
64. Страхов Н.М. Историческая геология. 1938.
65. Тесленко Ю.В. Краткий справочник по стратиграфической терминологии. –К.: Наук. думка, 1982. -157 с.
66. Унксов В.А. Тектоника плит. –Л.: Недра, 1981. -288 с.
67. Хаин В.Е., Михайлов А.Е. Общая геотектоника.-М.: Недра,1985.-326с.
68. Хаин В.Е. Историческая геотектоника: в 3 кн. –М., 1988-1993.
69. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики: Учебник. –М.: МГУ, 1995. -480 с.
70. Хаин В.Е. Основные проблемы современной геологии. –М., 2003.
71. Хеллем Э. Великие геологические споры. –М.: Мир, 1985. -216 с.
72. Шкала геологического времени / Харленд У.Б. и др. –М.: Мир, 1985.-140 с.
73. Ясаманов Н.Д. Древние климаты Земли. –Л.: Гидрометеиздат, 1985. -295 с.

КЛЮЧЕВЫЕ ВОПРОСЫ ДЛЯ БОЛЕЕ УГЛУБЛЕННОГО ОСВОЕНИЯ КУРСА

1. Место и роль исторической геологии в науках о Земле, ее структура, цели и задачи.
2. Основные этапы развития исторической геологии.
3. Учение о геосинклиналях и его соотношение с тектоникой литосферных плит.
4. Методы исторической геологии: их цели и сравнение возможностей.
5. Этапы геологической истории: принципы и основная схема ее деления.
6. Сравнительная характеристика среднего и позднего палеозоя, позднего палеозоя и раннего мезозоя, других этапов развития в фанерозое.
7. Особенности новейшего, позднекайнозойского этапа развития Земли.
8. Роль тектонических движений в обосновании периодизации геологической истории.
9. Геологическая сущность и формы проявления структурно-геологических перестроек.
10. Геотектонические циклы, выявление их историко-геологическими методами.
11. Климаты в истории Земли, геологическая природа оледенений.
12. Пространственно-временные закономерности осадконакопления.
13. Закономерности пространственно-временного развития магматизма в региональном и глобальном масштабе, его роль в формировании структур.
14. Схемы развития животного и растительного мира, роль биосферы в формировании земной коры.
15. Основные причины вымираний в органическом мире.
16. Соотношение понятий об эволюции и катастрофах.
17. Особенности историко-геологического развития в докембрии, методы его расшифровки.

18. Земля в мировом пространстве: формы воздействия космоса на ее развитие.
19. Ритмичность природных процессов, формы ее проявления в развитии земной коры; суть этого явления.
20. Возможность использования данных исторической геологии для прогнозирования природных катастроф.

ХРОНОЛОГИЯ СОБЫТИЙ, ЗНАМЕНУЮЩИХ РАЗВИТИЕ ОБЩЕЙ И ИСТОРИЧЕСКОЙ ГЕОЛОГИИ

1669 Датский естествоиспытатель Нильс Стено (Стенон), работавший в Италии, сформулировал шесть основных принципов стратиграфии, что позволяет считать его основателем начала стратиграфии и тектоники; среди этих принципов – всякий слой, лежащий выше, моложе нижележащего.

1680 Г.В. Лейбниц сформулировал первые представления о геологическом развитии Земли; его трактат «Первоземлие» был издан лишь в 1749 г.

1687 В главном труде И. Ньютона «Математические начала натуральной философии» изложены основы его механики, показано единство небесной и земной механики, доказывающей правоту гелиоцентрической системы мира. Основываясь на результатах своих физических исследований, он пришел к выводу, что первоначально Земля была в расплавленном состоянии.

1749 Французский естествоиспытатель Ж. Бюффон в своем труде «Теория Земли» предпринял первую попытку выделения этапов в развитии планеты, разделив все осадочные толщи на первичные, вторичные, третичные, обосновал условия ее происхождения путем отрыва какой-то ее массы от Солнца; в работе «Эпохи природы» он выделил в истории Земли семь периодов, показав своеобразную этапность ее развития.

1760 Д. Ардуино для Верхней Италии предложил стратиграфическую схему, включающую первичные слои (без окаменелостей), вторичные – с окаменелостями, примерно отвечающие нынешнему палеозою и мезозою, третичные и четвертичные слои; два последних названия сохранились и сейчас в качестве самостоятельных систем. Тогда же подобные схемы разработаны Д. Мичелом для Англии (1760), И.Г. Леманом (1762), У. Фюкселем для Тюрингии (1762, 1778).

1762 Швейцарский исследователь Ш. Бонне вводит в употребление термин «эволюция», хотя еще раньше «принцип непрерывности», который подразумевает унаследованность в эволюционном изменении, сформулировал Г.В. Лейбниц (1646-1716).

1763 В работе М.В. Ломоносова «О слоях земных» затронуты и рассмотрены самые различные историко-геологические положения – условия образования слоистых отложений, наступания и отступления моря, связь вулканизма с горообразованием, применен метод актуализма

1790 Появилась работа В. Смита о соответствии между органическими остатками и пластами горных пород; в 1799 его рукописная работа «Шкала осадочных образований Англии» уже широко использовалась, что знаменовало начало развития биостратиграфии.

1809 А. Броньяр и Ж. Кювье разработали стратиграфию меловых и третичных отложений Парижского бассейна и Бельгии, введя понятие о руководящих окаменелостях (создание научной биостратиграфии, палеонтологического метода датирования отложений). Тогда же Ж. Ламарк изложил свою теорию эволюции органического мира, подвергнув резкой критике теорию катастроф. .

1812 В своей работе «Рассуждения о переворотах на земной поверхности Ж. Кювье сформулировал теорию катастроф, которая затем активно развивалась Агассизом, Эли де Бомоном, Д*Орбиньи и др.

Первая половина XIX ст. Оформляется учение о материковом оледенении, формулировавшееся и развивавшееся В.М. Севергиным (1815), И. Венец-Зиттенем (1821, 1829), Ж. Шарпентье (1834), Ж.Л.Р. Агассисом (1837), а также в результате научной экспедиции 1852 в Гренландию.

1829 Эли де Бомон предложил использовать угловое несогласие как критерий для определения времени горообразования, возраста гор; он считается основоположником структурного метода историко-геологических исследований.

1830-33 Опубликован трехтомный труд Ч. Лайеля «Основы геологии», что позволяет некоторым исследователям именно с этого времени предполагать начало развития современной геологии.

1830-е М. Кеферштейном развивается идея о Земле как о живом организме; эта мысль трактуется как представления геологов о закономерном единстве формирующих ее процессов.

1838 А. Грессли впервые использовал термин «фация» и начал развивать это учение; позднее фациальный анализ стал непременным элементом палеогеографических исследований.

1845 В Париже была издана первая геологическая карта мира (А. Буэ), на которой показан возраст выходящих на поверхность пород и которая до сих пор остается основным методом и документом для историко-геологических, тектонических и других построений.

1859 Появилась книга Ч. Дарвина «Происхождение видов путем естественного отбора», а в 1871 «Происхождение человека и половой отбор», в котором он распространил и развил свои идеи эволюции применительно к человеку. В Северной Америке зарождается учение о геосинклиналях (Дж. Холл, 1859), более полно развитое Д. Дана (1873) и др.

1869 Н.А. Головкинский установил пространственно-временную закономерность в размещении фаций, сформулировал закон их корреляции.

1881 На Второй сессии Международного Геологического Конгресса принята глобальная стратиграфическая шкала, обоснована схема деления основных систем фанерозоя, которая лишь с небольшими изменениями сохранилась, используется и ныне.

1883-1909 Э. Зюсс в трехтомном труде «Лик Земли» систематизировал сведения по стратиграфии, истории развития земной коры, деятельности геологических процессов, собранные во многих частях земного шара; это позволило изучать не только частные вопросы исторической геологии, но и выявлять общие закономерности в размещении суши и моря и др.

1886-87 М. Бертраном были сформулированы представления об эпохах складчатости, положенные затем в основу выделения геотектонических циклов как составной части развития складчатых областей.

1887 А.П. Карпинский в работе «Очерк физико-географических условий в минувшие геологические периоды» обобщил данные по истории геологического развития и впервые составил палеогеографические карты европейской части России.

1893 Немецким ученым Й. Вальтером развито учение о фациях и новое направление в исторической геологии, названное палеогеографией.

1900 Французский геолог Г.Э. Ог в работе «Геосинклинали и континентальные площади» обосновал положение, что трансгрессии в геосинклиналях сопровождались регрессиями на прилежащих

платформах (закон Ога); он автор учебника «Геология» (1907-1911), выдержавшего несколько изданий.

1902 Начало развития радиогеохронологии: П. Кюри (1902) принадлежит идея использования скорости распада радиоактивных элементов для определения возраста вмещающих их минералов и пород; Э. Резерфорд (1904) сделал первое определение такого возраста по свинцу; основоположником метода радиогеохронологии принято считать Б.Б. Болтвуда (1907).

1912 Немецкий геофизик А.Л. Вегенер, а несколько раньше Ф. Тейлор (1910) разработали представления о дрейфе материков, что может считаться началом развития идей мобилизма, крупных горизонтальных перемещений материковых площадей.

1914-26 Исследования Д.Н. Соболева о геологических периодах и циклах позволили наметить комплексное решение данной проблемы путем изучения условий осадконакопления, горообразования, изменения климатов, палеогеографических обстановок, биогенеза.

1919 А. Холмс и Ч. Шухерт составили первую геохронологическую шкалу в абсолютном летоисчислении, уточнявшуюся впоследствии ими и другими исследователями.

1924 Работой Г. Штилле «Орогенный закон времени» положено начало учения о тектонических фазах, эпизодически проявленных активизациях складкообразования в развитии земной коры.

1927 Пионером геокосмологии, определявшим важную или ведущую роль космических факторов историко-геологического развития, стал Б.Л. Личков; исследования в этом направлении проводили также Н.А. Морозов (1932), Г.Ф. Лунгерсгаузен (1957) и др.

1930-е Разными исследователями формулируются пульсационные гипотезы развития Земли (В. Бухер, 1933, 1939; М.А. Усов, 1940; В.А. Обручев, 1934, 1940 и др.), в соответствии с которыми планета испытывает периодические сжатия и расширения. Позднее такие представления развивают В.П. Казаринов (1979), Е.Е. Милановский (1978) и др.

1932-56 В советских вузах появляются учебники по исторической геологии: В.К. Агафонов (1932), Д.В. Наливкин (1932), А.А. Борисьяк (1935), А.Н. Мазарович (1937), М.К. Коровин (1941), Н.М. Страхов (1938, 1948), Г.П. Леонов (1956) и др.

1936 А.П. Павлов в работе «Геологическая история европейских земель и морей в связи с историей ископаемого человека» и др. впер-

вые сформулировал положение о трехкратном оледенении Русской равнины; он же предложил термин «антропогеновые отложения» (1922).

1940 Де-Геером предложен метод определения абсолютного возраста ленточных глин (годовых слоев, варв), положенный в основу выявления продолжительности их формирования, варвохронологии.

1945 А.В. Пейве ввел представления о длительно развивающихся глубинных разломах, уточнявшиеся и дополнявшиеся им позднее (1956 и др.); это послужило основой для развития дальнейших представлений о расслоении земной коры, блоковом ее строении (Л.И. Красный, 1967, 1984 и др.).

1952 В СССР проведена крупная литологическая дискуссия, имевшая целью выявить различного рода периодичность в осадконакоплении, выявить его пространственно-временные закономерности.

1955-60-е В СССР на обширных площадях проводились активные геологические съемки, материалы которых стали основой для регионально-геологических, тектонических и историко-геологических построений.

1963 Английские геологи Ф.Дж. Вайн и Д.Г. Мэтьюз опубликовали статью, заложившую основы тектоники литосферных плит; наиболее полно представления о таких плитах формулировал Дж.Т. Уилслн (1965).

1960-е В СССР составлена серия тектонических карт, в числе главных из которых были «Тектоника Европы» (1964), «Тектоника Евразии» (А.Л. Яншин и др., 1965), а также издана серия работ по общей и региональной геотектонике (В.Е. Хаин, 1964, 1971 и др.; В.В. Белоусов, 1962, 1966 и др.), которые послужили основой для соответствующих историко-тектонических построений.

1972 Принята Международная геологическая корреляционная программа (МГКП), которая предусматривала разнообразные историко-геологические исследования в течение почти двух десятилетий.

1974-79 Оформляется учение о геодинамике, изложенное в работах О.Г. Сорохтина (1974), С.А. Ушакова (1974), Л.П. Зоненшайна и др. (1976), Л.И. Лобковского и др. (1976), А.С. Моница (1977), Л.П. Зоненшайна и Л.А. Савостина (1979) и др.

1977 Издан перевод книги «Тектоника плит» (авторы Ле Пижон К., Франшто Ж., Боннин Ж.), сформулировавшей положения но-

вой глобальной тектоники (НГТ), или тектоники литосферных плит, положенной в основу современных идей неомобилизма и историко-геологических построений.

1980 Л.В. Альварес, базируясь на данных обогащения иридием и осмием пограничных отложений мезозоя и кайнозоя, сформулировал гипотезу космической причины данного великого вымирания. Более детальное изучение подобного явления позволило позднее обосновать его как универсальную причину подобных катастроф в результате метеоритной бомбардировки Земли, наметить своеобразную закономерную повторяемость или ритмичность ее (Д. Рауп и Дж. Сепкоски и др.).

1985-86 Появилась новая серия учебников для вузов по исторической геологии, авторами которых были Е.В. Владимирская и др. (1985), Г.П. Леонов (1985), Г.И. Немков и др. (1986).

1991 А.Н. Павловым формулируется квантовая парадигма геологии, по которой Земля получает энергетические воздействия (кванты) в течение коротких интервалов времени, равных 1-5 млн. лет; это явление близко к тому, что ранее рассматривалось как тектонические фазы.

1992 Предложена схема развития глобальных геотектонических циклов, предполагающая одновозрастность геосинклинальных и орогенных стадий в разных геологических системах (Соловьев, 1992, 2005, 2011 и др.); границы таких стадий отвечают структурно-геологическим перестройкам.

1996 В двухтомном учебном пособии С.А. Мороза с историко-геологических позиций рассмотрена история развития биосферы Земли.

2004 На 31-м Международном геологическом конгрессе в Рио-де-Жанейро предложена к использованию унифицированная стратиграфическая и геохронологическая шкала, ратифицированная международным союзом геологических наук и несколько отличающаяся от обычно используемой.

2008 Сделана обоснованная попытка показать ритмичность историко-геологического развития земной коры, существование смен режимов разного порядка через строго определенные интервалы времени, которые могут быть связаны с какими-то пока еще не расшифрованными событиями в Космосе (Соловьев, 2008 и др.).

КРАТКИЙ СЛОВАРЬ ИСТОРИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ТЕРМИНОВ

Абсолютный возраст – время, прошедшее с какого-либо геологического события, в том числе, образования минералов, изверженных, метаморфических или осадочных горных пород, геологических тел. Исчисляется в единицах астрономического времени (обычно миллионах, иногда в миллиардах или тысячах лет). Устанавливается по изотопным методам датировки путем определения соотношений продуктов распада радиоактивных изотопов, совершающихся с постоянной скоростью. Различают аргоновый (калий-аргоновый), стронциевый (рубидий-стронциевый), свинцовый, урано-ториевый, радиоуглеродный и др. его методы определения. Синоним – изотопный возраст.

Возраст геологический – время, прошедшее от какого-либо геологического события до другого или до настоящего времени, привязанное к существующим геохронологическим и историко-геологическим схемам. Различают абсолютный или изотопный возраст (выраженный в единицах астрономического времени, в геологии обычно в миллионах лет) и относительный – по отношению к другому событию или к схемам стратиграфического деления, обычно в единицах геохронологической шкалы – периодах, эпохах, веках или их частях (домеловой, послепалеозойский).

Геохронология – направление историко-геологических исследований, учение или даже самостоятельная наука о геологическом времени. Она изучает периодизацию геологической истории (разделение ее на интервалы разного ранга, продолжительности и соподчиненности, устанавливая их соотношения), выявляет соотношение последовательности образования геологических тел с их истинным, или абсолютным возрастом. Г. базируется на данных стратиграфии, представлениях об относительном и абсолютном возрасте; соответственно различают относительную и абсолютную (изотопную) Г. Результатом ее исследований является составление геохронологической шкалы истории земной коры.

Девон, девонская система, девонский период (по графству Девоншир в Англии) – установлен А. Седжвиком и Р. Мурчисоном (1840), но наиболее полное стратиграфическое деление Д.с. про-

изводилось в Рейнско-Арденской зоне З. Европы. Является четвертой снизу системой палеозоя, включает три отдела; общепринятое разделение на ярусы существует лишь для верхнего девона. Характерной чертой Д.с. является широкое распространение красноцветных отложений, значительные скопления солей (ДДВ, Сибирь), пестрый литологический состав, в том числе широкое распространение вулканогенно-кремнистых образований. Д. был периодом резкого сокращения морских площадей (регрессия началась еще в конце силура), высокой тектонической подвижности, временем формирования в Евразии трансматериковой рифтовой системы, активного каледонского орогенеза и разрастания Палеотетиса. Животный мир характеризуется расцветом брахиопод и рыб, гигантских ракообразных. Растительный мир активно выходит на сушу; в его составе широко распространены псилофиты, появляются папоротникообразные, плауновые, хвощовые. Фиксируются первые накопления гумусовых углей.

Кайнозой, кайнозойская эратема (группа), к. эра (от греч. – новая жизнь) – стратиграфическое подразделение и интервал времени, в течение которого оно сформировалось. Это третья и последняя эра фанерозоя, которая установлена Дж. Филлипсом (1841); она продолжается и ныне. Разделяется на три периода – палеогеновый, неогеновый и четвертичный. Продолжительность К.э. около 66 млн. лет. Это время существования нынешних материков, местоположение которых однако менялось. В К. ликвидирован Тетис, на месте которого сформировался Средиземноморской складчатый пояс. Проявлены разные типы магматизма, масштабы которого были сравнительно невелики. Для второй половины К. характерно заметное похолодание. После великого вымирания в конце мела органический мир претерпел существенные изменения; это эра господства млекопитающих, птиц, покрытосеменных растений. Появились и начали развиваться человекообразные (гоминиды). Стратиграфическое деление К., в отличие от мезозоя и палеозоя, не имеет однозначного глобального понимания, что требует использования региональных схем деления (см. табл. 4). В отличие от палеозоя и мезозоя ИГ деление К. не утвердилось, хотя иногда принято говорить о раннем К. (до проявления пиренейской ТФ), среднем и позднем К.; последний понимается как новейший этап развития земной коры, начавшийся после миоценовой СГП.

Карбон, каменноугольная система, к. период (названа по широкому распространению в нем угля) – вторая сверху система палеозоя. Выделена В. Конибиром и В. Филлипсом (1822) на юго-западе Англии. В США К.с. разделяют на две самостоятельные – миссисипий и пенсильваний; сходное положение было и в З. Европе, где первоначально выделялся динант и силезий. У нас принято разделять К.с. на три отдела и 7 ярусов. Продолжительность К.п. 67 млн. лет (интервал времени 354-287). Характерной чертой системы является широкое распространение углей в средней ее части, незначительное количество красноцветов (главным образом вверху), отсутствие солей. В течение визейского века раннего карбона проявлена обширная трансгрессия («великая визейская»), сменившаяся регрессией в серпуховском веке, а затем в позднем карбоне. Характеризуется высокой тектонической подвижностью, проявлением ряда выразительных тектонических фаз (судетская, астурийская и др.), визейской структурно-геологической перестройкой. Среди обитателей моря этого времени развиваются фораминиферы (фузулиниды), достигли расцвета мшанки, брахиоподы. На суше формируются земноводные и редкие пресмыкающиеся. Из насекомых получают расцвет стрекозы, появляются паукообразные. Растительный мир характеризуется развитием гигантских каламитов и плауновых, в конце периода появляются первые хвойные.

Кембрий, кембрийская система, к. период – выделен А. Сэдживиком (1835) в Сев. Уэльсе, Англия, по древнему именованию которого (Камбрия) он и назван. Главным событием К. стало появление скелетной фауны (археоциаты, трилобиты), по находкам которой и проводится его нижняя граница. Продолжительность К. около 70 млн. лет, нижняя возрастная граница обычно принимается в 570 млн. лет. Это первая снизу система палеозоя, которая разделяется на три отдела. Общепринятого деления их на ярусы нет. К.п. характеризуется существованием обширных морских бассейнов на площадях нынешних материков, первого значительного накопления солей (Сибирь, Ближний Восток), структурно-геологической перестройкой 550 млн. лет назад, проявлением салаирского орогенеза во второй половине периода.

Мезозой, мезозойская эратема или группа, М. эра (эра средней жизни) – интервал времени и стратиграфическое подразделение, в течение которого оно сформировалась. Установлена Дж. Филлипсом

(1841). Это средняя эра фанерозоя, разделяемая на триас, юру и мел. Ее продолжительность около 175 млн. лет (240-66). Геологическая история М. представляет собой время активного раскола Пангеи на самостоятельные, ныне существующие материки, а также начавшимся формированием современных океанов. М.э. характеризовалась теплым климатом, активным платформенным вулканизмом, в том числе грандиозными излияниями в Сибири, Африке, Ю. Америке (см. сибирские и деканские траппы) и орогенным магматизмом в Тихоокеанском поясе. Органический мир М. существенно отличается от палеозойского и характеризуется широким развитием таких своеобразных групп как динозавры, аммоноидеи, белемниты; появляются птицы, покрытосеменные растения.

Мел, меловая система, м. период (по широкому распространению в верхней его части пясчег мела) – последняя, или третья снизу система мезозоя, выделенная И. Омалиусом д'Аллауа (1822) в Парижском бассейне. Разделяется на два отдела, имеющих по 6 ярусов; существует тенденция 3-членного деления системы, хотя приемлемых предложений и утвердившихся построений пока нет. Его продолжительность 72 млн. лет (138-66). Характеризуется высокой тектонической подвижностью; в течение М.п. проявлены австрийская, средиземноморская и ларамийская тектонические фазы. Это время завершения киммерийского орогенеза и начала альпийских геосинклинальных прогибаний. Для второй половины периода характерна наиболее обширная в фанерозое трансгрессия, сменившаяся в конце его регрессией. М.п. известен как время формирования толщ пясчег мела, резкого возрастания флишенакпления, активного угленакпления в первой половине периода, в том числе, формирование крупнейшего в мире по запасам Ленского бассейна. В Тихоокеанском поясе развивается активный орогенный магматизм, статистический максимум которого 100 млн. лет. После этого события стали господствовать покрытосеменные. Из беспозвоночных расцвела достигли аммониты и белемниты; из позвоночных господствовали гигантские рептилии. К концу М.п. большинство рептилий, аммонитов, все белемниты и ряд других групп вымерли.

Миоцен – нижний отдел неогеновой системы, раннеогеновая эпоха. Выделен Ч. Лайелем (1841), возрастной интервал 24-5 млн. лет. Время активных историко-геологических преобразований, крупной структурно-геологической перестройки, начавшей новейший этап геологической истории, штирийской ТФ.

Неоген, неогеновая система, н. период – вторая снизу система кайнозоя; название предложено М. Гернесом (1853). Разделяется на два отдела, которые имеют собственные названия – миоцен и плиоцен. Общепринятого ярусного деления системы нет (см. Прилож. 26). Продолжительность Н.п. около 23 млн. лет (24,3-1,78). Это время инверсии режимов – перехода от геосинклинальной стадии альпийского цикла к орогенному, начало существования новейшего, или неотектонического этапа развития земной коры. В пределах Средиземноморского пояса оформляются крупнейшие на Земле горноскладчатые сооружения (альпиды), а на западе Тихоокеанского пояса обособилась система островных дуг и глубоководных желобов. Среди наиболее выразительных тектонических фаз была штирийская (граница среднего и позднего миоцена) и ее возрастные аналоги в других районах Земли. Развивается орогенный магматизм в Средиземноморском поясе, наземный базальтоидный вулканизм на материковых площадях Евразии и островодужный вдоль западных окраин Тихого океана. Продолжаются сокращения морских площадей, во второй половине Н. начались значительные похолодания. Происходили изменения в облике животного и растительного мира, приблизившие их к современному.

Ордовик, ордовикская система, о. период (по древнему кельтскому племени, населявшему Британские о-ва) – вторая снизу система палеозоя. Выделена Р. Мурчисоном (1835), название предложено Ч. Лапвортом (1879); в качестве самостоятельной системы из силура выделена в 1960 г. Разделяется на три отдела, но границы между ними проводятся по разному. Возрастной интервал 504-438 млн. лет, продолжительность 66 млн. лет. Первая половина О.п. характеризуется разрастанием морских площадей, а вторая их сокращением (в связи с таконским орогенезом); тогда же известно небольшое по площади оледенение, развивавшееся в интервале времени 480-400 млн. лет (следы его известны в ю.-з. части Африки и в центре Ю. Америки). В пределах Атлантического и Урало-Монгольского поясов (Казахстан, Тянь-Шань) широко проявлена вулканическая деятельность. В животном мире наибольшее развитие получили брахиоподы, трилобиты, головоногие моллюски, граптолиты, а в конце периода кораллы. Появляются первые представители позвоночных, возможно примитивные высшие растения.

Отдел – подразделение общей, или единой стратиграфической шкалы, составляющее часть системы; это отложения, образовавшиеся в течение одной эпохи. При трехчленном делении системы в ней выделяют нижний, средний и верхний О., а при двухчленном – нижний и верхний. Некоторые отделы, в частности, в юре, палеогене и неогене, имеют собственные названия (лейас, доггер, мальм, палеоцен, эоцен, олигоцен, миоцен, плиоцен).

Относительный возраст – время какого-либо геологического события или возраст определенных пород, толщ, других геологических тел, устанавливаемый по соотношению с другими событиями, телами, единицами принятых схем (обычно эры, периоды, эпохи, века). Устанавливается путем либо непосредственных наблюдений (залегает выше или ниже изучаемых и используемых для сравнения толщ), либо по палеонтологическим остаткам, позволяющим отнести его к единицам местной или единой стратиграфической шкалы. Является основным предметом изучения стратиграфии.

Палеоген, палеогеновая система, П. период – первая снизу система кайнозоя. Название предложено К.Ф. Науманном (1866) по разрезам Центральной Франции. Его отделы имеют собственные названия – палеоцен, эоцен, олигоцен. Общепринятого ярусного деления П.с. нет. Существуют две основные шкалы ярусов – З. Европы и Крымско-Кавказкой области (см. табл. 4). Продолжительность П.п. составляет 41 млн. лет (66-25). Это время геосинклинальной стадии альпийского цикла; среди наиболее выразительных проявлений тектогенеза нужно назвать пиренейскую фазу (вторая половина эоцена). П.п. характеризуется дальнейшим сокращением морских площадей и сравнительно небольшой трансгрессией в середине периода. Магматизм имеет локальное проявление. После великого вымирания в конце мела, органический мир П. испытывал резкое обновление. Из морских организмов появились нуммулиты (ранее П. называли нуммулитовой системой); существенные изменения произошли и в составе фораминифер. Среди наземной фауны уже господствовали млекопитающие, а в растительном мире покрытосеменные.

Палеогеография – наука, развивающаяся на стыке геологии и географии, которые в равной степени считают ее «своей», хотя и вкладывают в нее разный смысл. В геологии П. изучает ландшафты и физико-географические условия прошлого: распределение суши и

моря, климаты, формирование рельефа и другие подобные режимы и изменения во времени. Первые представления о П. возникли еще в XVII веке (Стено и др.); М.В. Ломоносов (1763) уже использовал термин «древняя география». Термин П. как таковой использовали Н.А. Головкинский (1870), А. Лаппаран (1885); А. Буэ (1875) говорит о «палеогеологической географии» или «геологической палеогеографии». В XIX ст. П. развивается как составная часть исторической геологии (А.П. Карпинский и др.), а в XX веке оформляется как самостоятельная наука; со второй его половины появляются первые учебники и крупные сводки (Марков, 1951; Жижченко, 1959; Рухин, 1959 и др.). Важность П. для исторической геологии определяется тем, что представления о современных ландшафтах и физико-географических процессах могут использоваться для расшифровки условий прошлого (актуализм), выявления пространственно-временных закономерностей развития тектогенеза.

Палеозой, палеозойская эратема (группа), п. эра – стратиграфическое подразделение и интервал времени, в течение которого сформировались его отложения. Это древнейший этап фанерозоя, эра древней жизни (откуда и происходит его название), который выделен А. Седжвиком (1838). В состав П. входит 6 систем: кембрий (внизу), ордовик, силур, девон, карбон, пермь. Кроме такого общепринятого стратиграфического производится и историко-геологическое разделение П. на две или три части (ранний, средний и поздний П.). Продолжительность П. около 330 млн. лет (570-240). П. – время существования материков Гондваны, Лавразии, Ангариды, Пангеи, а также океанов Япетуса, Палеотетиса и Урало-Монгольского, на месте которых затем сформировались складчатые пояса. Органический мир П. развивался в морях, а во второй его половине начал активно выходить на сушу; по этим признакам его иногда разделяют на таллофит, псилофит и палеофит.

Палеонтология (от греч. наука о древних существах) – направление, изучающее органический мир прошлого и геолого-исторические закономерности его развития. Являясь наукой биологического профиля, П. разрабатывается главным образом геологией, так как изучение ископаемых остатков организмов и следов жизнедеятельности используется, в первую очередь, для определения возраста содержащих их отложений, обоснования каких-то стратиграфических единиц и установления физико-географических обстановок

прошлого. Палеонтологический метод является основным в стратиграфии фанерозоя (см. Биостратиграфия). В составе П. обособляется палеозоология, палеоботаника, микропалеонтология, палинология. Основы палеонтологических знаний появились в XVI ст., когда «фигурные камни» и другие проявления «игры природы» стали трактоваться как палеонтологические остатки (Леонардо да Винчи, К. Гезнер, Б. Палисси, Д. Рей и др.). Ж. Кювье (1796 и др.), разработавший метод реконструкции ископаемых организмов по их остаткам и собравший огромный фактический материал, считается одним из основателей П. как самостоятельной науки. Его ученик Дюкроте де Бленвиль (1822) вводит термин «Палеонтология»; вскоре курс этот появляется в учебных заведениях. XIX век был временем формулирования основных принципов и законов П. (естественный отбор Ч. Дарвина, биогенетический закон Э. Геккеля, эволюционная П. В.О. Ковалевского, закон о необратимости эволюции Л. Долло), появляются микроскопические методы исследования в П. (Х.И. Пандер, 1856). В XX ст. появляются разнообразные и многочисленные гипотезы о происхождении жизни, новые представления об эволюции и катастрофах в развитии органического мира.

Период – в исторической геологии это подразделение геохронологической шкалы, отвечающее времени формирования пород одноименной системы. Подразделяется на две-три эпохи; их сочетание образует эры. В составе фанерозоя выделяют 10 периодов (от более древних): кембрий, ордовик, силур, девон, карбон, пермь, триас, юра, мел, палеоген, неоген, антропоген (четвертичный П.). Продолжительность их различная – от 23-28 (неогеновый, силурийский) до 67-72 млн. лет (каменноугольный, меловой). Они, как правило, не совпадают с седиментационно-палеогеографическими и тектономагматическими этапами или историко-геологическими условиями развития этого времени, так как основой их выделения был биостратиграфический принцип. Широко используется в геологии и как термин свободного пользования, когда подразумевают время какого-либо законченного процесса (П. полураспада атомов, П. активизации тектонических движений, трансгрессии или регрессии и др.).

Пермь, пермская система, п. период (по Пермской губернии) – верхняя, шестая снизу система палеозоя. Выделена Р. Мурчисоном (1841). Общепринятого деления ее на отделы и ярусы нет. У нас П.с. делится на 2 отдела и 7 ярусов, в Зап. Европе существовало

3-членное ее деление (отен, саксоний, тюрингий), а в США – на 4 самостоятельные стратиграфические подразделения. Продолжительность П.п. около 45 млн. лет (287-240). Был временем сокращения морских площадей, широкого накопления красноцветов и активного соленакопления (Приуралье, Прикаспий, ДДВ, З. Европа) и, вместе с тем, самого крупного угленакопления: общие запасы пермских углей составляют более четверти мировых, превосходя даже таковые каменноугольной системы. В течение П.п. продолжалось гондванское оледенение и герцинский орогенез, формировались многочисленные наземные вулканические пояса и существовали геосинклинальные режимы в Тихоокеанском поясе. Среди фораминифер преобладали фузулиниды, вымершие в конце периода; весьма многочисленными и разнообразными были брахиоподы, пышного расцвета достигли мшанки и насекомые. В конце П. полностью вымерли трилобиты и гониатиты. Растительный мир фиксирует сложную климатическую зональность.

Платформа – главный структурный элемент континентов, его относительно устойчивый участок, испытывающий медленные колебательные (эпейрогенические) тектонические движения. В геоморфологическом отношении П. обычно представляют собой материковые равнины или шельфовые моря. В строении П. четко обособляется два структурных этажа – фундамент, обычно сложенный кристаллическими породами, и пологозалегающий осадочный чехол; выход первого на дневную поверхность называется щитом, а участок, перекрытый достаточно мощными осадочными отложениями – плитой. Для П. характерны специфические формации (обычно морские или континентальные отложения с малыми мощностями, часто красноцветные) и своеобразные вулканы – главным образом наземные щелочно-базальтовые излияния, образующие трапповые поля и плато. По времени формирования складчатого фундамента выделяют древние (образовавшиеся в раннем докембрии) и молодые П.; среди последних могут быть обособлены эпибайкальские, эпигерцинские и др. П., характеризующиеся высокой тектонической подвижностью и интенсивным магматизмом на платформенной стадии развития, называют активизированными; океанические П. именуют талассократонами. Термин П. впервые был использован К.Е. Даттоном (1880) для локальных структур. Г. Ог (1900) противопоставлял П. геосинклиналям, считал первые материковыми площадями, а вто-

рые океаническими. В отечественной литературе закрепился именно этот термин (А.А. Борисьяк, 1924; А.Д. Архангельский, 1928 и др.), в немецкой литературе для этого случая чаще используются названия кратоген или кратон (Л. Кобер, 1928, Г. Штилле, 1940), которые трактуются как синоним П.

Протерозой (греч. первичная или древнейшая жизнь) – крупнейшее подразделение общей стратиграфической и геохронологической шкалы докембрия, разделяющее архей и фанерозой, и наиболее продолжительный интервал времени докембрийской истории, возрастные границы которого обычно принимаются в интервале времени 2,6-0,57 млрд. лет. П. сложен преимущественно метаморфическими и магматическими породами; в отличие от архея в П. возрастает количество красноцветов и карбонатных отложений, достаточно широко развиты ледниковые образования; вверх по разрезу постепенно исчезают железисто-кремнистые образования. Органические остатки представлены следами жизнедеятельности синезеленых водорослей и бактерий (строматолиты, микрофитолиты, микрофитофоссилии); достоверные и достаточно многочисленные пока еще бесскелетные формы известны лишь в верхах П. (венд). Единой схемы стратиграфического деления П. нет; он разделяется на 2, 3 или 4 части, имеющие обычно самостоятельные названия. У нас в последнее время принято двучленное его деление; в составе верхнего П. обособляются рифей и венд. В целом П. рассматривается как эонотема; нижний и верхний П. трактуются как эратемы.

Свита – основное подразделение местной стратиграфической шкалы, обычно выделяемое по фациально-литологическим и палеонтологическим признакам и ограниченное в своем распространении структурно-фациальной зоной складчатого сооружения или платформенным седиментационным бассейном. С. должна иметь четкие границы и отличаться от выше- и нижележащих образований; она занимает вполне определенное стратиграфическое положение, отражает обычно специфический этап геологического развития данного участка, что проявляется в своеобразии осадконакопления, тектонических режимов, сходстве фациально-климатических условий формирования. Может разделяться на подсвиты или содержать в своем составе более дробные подразделения (пачки, пласты, маркирующие горизонты), а их совокупность дает серию. Границы С. не обязаны совпадать с подразделениями общей стратиграфической шкалы, а

продолжительность ее формирования может быть различной: в составе яруса возможно выделение нескольких С. или наоборот – одна С. образуется в течение одного-двух периодов. Название С. устанавливается по той местности, где она первоначально выделена или описана, где существует ее стратотип.

Серия (лат. ряд, цепочка) – подразделение местной стратиграфической шкалы, которое объединяет две или больше свит; между собой С. нередко разделены угловыми несогласиями, иногда проявлениями интрузивного магматизма. С. имеет собственное название, которое не должно совпадать с таковым входящих в ее состав свит; ее формирование отвечает крупному седиментационному циклу. С. может не иметь самостоятельного стратотипа, а лишь суммирует места размещения свит. С. может также употребляться как термин свободного пользования, сопровождаясь пояснительными названиями (С. офиолитовая, магматических комплексов, вулканоплутоническая, водоносная).

Силур, силурийская система, с. период (по древнему племени силуров, населявших Уэльс) – третья снизу система палеозоя и отвечающий времени его формирования период. Выделен Р. Мурчисоном (1935); в 1960 г. из его состава обособлен ордовик. Общепринятого деления С. нет; у нас он разделяется на 2 отдела и 4 яруса. Продолжительность С. около 28 млн. лет, его возрастной интервал по последним представлениям 438-410 млн. лет. Это время крупной морской трансгрессии и значительного вулканизма; в конце периода проявлена резкая регрессия. Известно небольшое оледенение, начавшееся, вероятно, еще в ордовике. С. был последним периодом существования каледонских геосинклиналей в Атлантическом и Урало-Монгольском поясах. Среди животного мира С. широко распространены граптолиты; растения представлены водорослями, псилофитами, плауновыми.

Система (греч. целое, собранное из частей, объединение) – широко распространенный термин, используемый в геологии в разных значениях. В стратиграфии это подразделение общей шкалы, отвечающее образованиям, которые сформировались в течение периода. Это составная часть эратемы, которая в свою очередь делится на 2-3 отдела. Данный стратон утвержден Второй сессией Международного геологического конгресса (1881). Их название и выделение сложилось исторически. В составе фанерозоя сейчас выделяется 12 С.:

6 в палеозое и по 3 в мезозое и кайнозое. Каждая из таких С. изображается на геологических картах определенным цветом и дополняется индексом, состоящим из прописной буквы этого названия. На границах С. происходят значительные обновления фауны и флоры, причина которых до сих пор активно изучается и обсуждается. Очень распространены представления, что каждая С. отражает свою четко очерченную стадию развития земной коры со свойственным ей осадконакоплением; многие исследователи, однако, оспаривают это положение. В геотектонике и региональной геологии под складчатой С. понимают составную часть соответствующей области, а также используют ее как термин свободного пользования: С. островных дуг, С. геосинклиналей, С. глубинных разломов. Наконец, изучение разнородных С. лежит и в основе системного анализа, общей теории систем.

Складчатые сооружения – большая группа тектонических структур или участков земной коры, сложенных дислоцированными отложениями разного возраста. Наряду с платформами, это наиболее обширные площади материков. По возрасту их разделяют на докембрийские, палеозойские (каледонские, герцинские и др.), мезозойские (киммерийские и др.) и начавшие недавно формироваться – альпийские. В зависимости от размеров эти сооружения разделяют на складчатые пояса (Средиземноморский, Урало-Монгольский, Тихоокеанский, Атлантический), области, системы и зоны. Общее количество областей и систем в каждом из поясов определяется обычно несколькими десятками. Иногда говорят о горно-складчатых сооружениях, которые отличают от тех гор, формирование которых не сопровождается складкообразованием. Процесс образования всех этих сооружений является одним из основных предметов историко-геологического анализа.

Средиземноморский складчатый пояс – внутриматериковое складчатое сооружение, протягивающееся через всю Евразию и сформировавшееся в зоне сочленения материков Гондваны и Лавразии. Это область длительного существования океанических бассейнов Тетис. Здесь обособляются области герцинской консолидации (Европейская), альпийской (Альпийская, Карпатская, Кавказская области) и киммериды, испытавшие новейшую тектоно-магматическую активизацию (Горный Крым, Памир, Гималаи). На ЮВ С.с.п. соединяется с Тихоокеанским; возможным его западным окончанием яв-

ляются структуры Мексиканского залива и Южные Аппалачи. К данному поясу приурочены наиболее высокие горно-складчатые сооружения; для большинства его областей характерно наличие краевых прогибов, срединных массивов, местами орогенного вулканизма и активных надвиговых смещений (Альпы, Карпаты).

Стратиграфия (от лат. – описание слоев) – раздел исторической геологии или самостоятельная наука, занимающаяся изучением последовательности залегания и взаимоотношения осадочных, метаморфических и вулканогенных образований в разрезе земной коры, а также выяснением географического распространения разновозрастных отложений. Термин предложен В. Смитом (1817). В задачи С. входит разработка местных и региональных стратиграфических разрезов, а также общей стратиграфической шкалы с целью создания единиц для датирования геологических процессов и событий. С., таким образом, устанавливает относительный возраст геологических тел вообще, включая магматические. Развитие С. как науки базируется на многочисленных принципах и обычно регламентируется стратиграфическими кодексами (свод основных положений классификации, терминологии, правил номенклатуры), разрабатывавшимися во многих странах. В узком смысле слова С. понимается как описание последовательности залегания геологических образований какой-либо площади (страны, региона, стандартного планшета карты); таковой она была уже на первых этапах проведения стратиграфических исследований. Последовательность залегания стратифицированных тел (стратиграфических подразделений или единиц) устанавливается либо по изучению непосредственных соотношений их в конкретных разрезах, либо по палеонтологическим остаткам; первое из этих направлений получило название литостратиграфия, а второе – биостратиграфия. В зависимости от использования определяющих методов исследований в С. обособляются такие направления как климатостратиграфия, ритмо- (цикло-) стратиграфия, сейсмоС., хемоС., экоС., событийная С.; кроме того, среди методов стратиграфической корреляции, обособляются геофизические (сопоставление каротажных диаграмм), палеомагнитные, структурно-геологические или диастрофические (прослеживание региональных несогласий). Направление С., изучающее геологические тела по времени их образования, называется хроностратиграфией, а по определению абсолютного возраста – нуклеостратиграфией. Соответственно относи-

тельный возраст магматических тел датируется по наблюдаемым прорываниям интрузивами одних отложений и перекрытием их выходов другими, в результате чего получается возрастная «вилка» с тем или иным разбросом возрастных значений. Предложенный Д.В. Дробышевым (1939) термин стратилогия как наука об осадочных породах или Дж. Вейгельтом (1927) стратиномия, или учение об ориентированном размещении неорганических тел в горной породе, не получили распространения.

Структурно-геологические перестройки – своеобразное историко-геологическое явление, при котором в относительно короткий интервал времени происходят региональные и глобальные смены тектонических режимов, палеогеографических обстановок и условий осадконакопления в большинстве подвижных областей Земли. Причиной их проявления бывает смена режима и направления перемещения литосферных плит. Такие С.-г.п. повторяются через 75-80 млн. лет и достаточно детально охарактеризованы в данном учебном пособии. Их следует считать наиболее приемлемыми рубежами этапов историко-геологического деления фанерозоя.

Тихоокеанский пояс – крупнейшая окраинно-океаническая и окраинно-материковая система горно-складчатых и подвижных областей, окаймляющих Тихий океан. Главными складчатыми областями пояса являются Верхояно-Чукотская, Анадыро-Корякская, Сахалино-Камчатская, Сихотэ-Алинская, Японская, Индосинийская, Кордильерская, Восточно-Австралийская, Индонезийская; здесь располагается система вулканических поясов (андезитовая и липаритовая линии), островных дуг, глубоководных желобов, окраинных морей и др. структур, трактуемых иногда как современные геосинклинали. Возраст складчатых сооружений Т.с.п. различный. Среди них преобладают мезозоиды (индосиниды, киммериды-невадиды, алиниды); в сторону Тихого океана происходит обычно их омоложение. Это области наиболее активной современной вулканической и сейсмической деятельности, местами грандиозного магматизма (плутонизма).

Третичная система, Т. период – устаревшее или редко используемое у нас название, включающее палеоген и неоген, которые с 1960 г. переведены в ранг самостоятельных систем и периодов. Термин предложен Д. Ардуино (1758), и название она получила по ранее существовавшему представлению о первичных, вторичных,

третичных и четвертичных отложениях. Многие зарубежные исследователи названиями Т.с. и Т.п. пользуются и сейчас.

Триас, триасовая система, Т. период (название происходит от 3-членного деления системы в Германии, где она первоначально описывалась) – нижняя часть мезозоя, выделенная Ф. Альберти (1834). У нас разделяется на 3 отдела и 7 ярусов. Продолжительность Т.п. чуть больше 30 млн. лет (240-209). Характерной особенностью Т.с. является преобладание терригенных отложений, в том числе широкое развитие красноцветов, при небольшом количестве карбонатов и незначительной угленосности. Это время обширных регрессий, начавшихся еще в конце перми. Вместе с тем, в этот период начинает формироваться мезозойский Тетис. В конце среднего Т. проявились значительные тектонические движения, известные как фаза Акиёси. Для Т.п. характерно обновление морской и континентальной фауны после великого вымирания, имевшего место на границе с пермью. Среди беспозвоночных наиболее многочисленны аммоноидеи и двустворчатые моллюски, появляются белемниты. В воде проживали плезиозавры и ихтиозавры (водные рептилии).

Турон, туронский век, т. ярус – второй снизу ярус верхнего отдела меловой системы. Разделяется на два подъяруса, обычно разных по составу. Выделен Орбиньи (1842), назван по провинции Турень во Франции. Продолжительность Т.в. 3,37 млн. лет. В течение этого времени имела место туронская структурно-геологическая перестройка.

Туронская структурно-геологическая перестройка – глобальные седиментационно-палеогеографические и тектоно-магматические преобразования, имевшие место в течение туронского века. Они начинают орогенное развитие поздних мезозойских, или алиид Тихоокеанского, а также Средиземноморского поясов (Сихотэ-Алинь, Корякское нагорье, внутренние зоны Альп, Карпат, Японии), которое сменило геосинклинальные прогибания в поздней юре-раннем мелу. В Альпийско-Карпатском регионе проявилась началом обширного флишенакпления, знаменует начало формирования офиолитовых комплексов в осевых зонах пояса (Кипр, Малый Кавказ); с этого же возрастного уровня начинается раскрытие Ю. Атлантики. Региональный метаморфизм и тектоно-магматическая инверсия датируются обычно значениями 90 ± 2 млн. лет. Перестройка сопровож-

дается складкообразованием: средиземноморская ТФ, главная складчатость Сихотэ-Алиня.

Урало-Монгольский складчатый пояс – внутриматериковая структура Евразии, в составе которой обособляются зоны и системы байкальской, салаирской, каледонской и герцинской консолидации. Характерной его особенностью является активный магматизм на геосинклинальной и орогенной стадиях, отсутствие типичных краевых прогибов (кроме Предуральского), различная ориентировка ее разрывных и складчатых структур. Основными областями пояса являются Уральская, Тянь-Шаньская, Центрально-Казахстанская, Алтае-Саянская, Монголо-Охотская. Пояс характеризуется богатой и разнообразной рудной минерализацией, углем (Кузбасс). После палеозоя пояс прекратил свое активное развитие; частично на его площадях и окраинах формируются молодые платформы (Западно-Сибирская и Туранская плиты). Как самостоятельная структура такого ранга он был выделен М.В. Муратовым (1965).

Фаза (от греч. появление) – термин, получивший широкое применение в геологии и других науках естествознания – физике, астрономии, палеогеографии и др. Используется в разных значениях: для определения состояния вещества (жидкая, твердая и др. Ф), как кратковременный процесс или стадия развития, как составная часть цикла. В палеогеографии говорят о Ф. оледенения, климатической, извержения вулкана, эрозии. В геохронологии термин иногда употребляется для обозначения интервала времени, отвечающего времени накопления отложений биостратиграфической зоны. Наиболее широкое применение он получил в геотектонике (Ф. тектонические, складчатости, орогенические, деформации, диастрофизма и др.). В исторической геологии термин целесообразно использовать не как меру времени или стадию развития, а как переломный момент, что ближе всего отвечает его смысловому значению – «появление». Одним из проявлений подобной Ф. будут структурно-геологические перестройки, а также региональные смены тектонических режимов, фиксирующие эпохи различной подвижности.

Фанерозой (греч. явная жизнь) – последнее крупное подразделение стратиграфической шкалы и интервал времени, в течение которого сформировались палеозой, мезозой и кайнозой. Полное название его – фанерозойская эонотема (эон); термин предложен Г. Чедвиком (1930). Это совокупность всех образований (преимуще-

ственно осадочных), залегающих выше протерозоя. Для них характерно наличие достоверных и широко распространенных органических остатков с минеральным скелетом, на основании которых производится наиболее детальное и обоснованное их стратиграфическое деление, сопоставление, составлена общая стратиграфическая шкала. Ф.; в этом отношении он противопоставляется криптозою, или докембрию – времени скрытой жизни.

Фация (от лат. лицо, облик, внешний образ, форма) – современные или древние обстановки осадконакопления, а также отложения, сформировавшиеся в определенных условиях. Подобная часть слоя отличается от соседнего по вещественному (литологическому) составу и комплексу ископаемых организмов. Существует более сотни различных определений этого термина, делающих акцент либо на литологических, либо на палеогеографических (физико-географических) особенностях понятия, пытающихся примирить такие крайности или занимающие крайние точки зрения. Разработаны многочисленные схемы их классифицирования. Понятие о Ф. введено А. Грессли (1838); учитывая огромное внимание к ним со стороны стратиграфии, палеогеографии, литологии, региональной и исторической геологии, данный аспект исследований оформился в самостоятельное учение о Ф. (Д.В. Наливкин, 1934, 1955, 1956).

Формация (от лат. образование, формирование) – природные сообщества геологических тел, объединяемые единством происхождения, сходством состава, тектонических и палеогеографических условий формирования, определенными пространственно-временными соотношениями. Различают Ф. литологические (сложенные осадочными породами), магматические, рудные и др. Термин имеет несколько различных пониманий. Стратиграфическая трактовка термина Ф. примерно отвечает объему местных стратонов – свит и серий. Схемы деления Ф. сложны и учитывают тектонические условия их формирования (Ф. платформенные, геосинклинальные, орогенные), литологический их состав (угленосные, красноцветные, сероцветные, карбонатные, флишевые, молассовые Ф.), происхождение (морские и континентальные). Изучение Ф. лежит в основе формационного анализа, который является основным в исторической геологии методом расшифровки тектонических и седиментационно-палеогеографических условий прошлого.

Цикл (от греч. колесо, круг) – термин широкого и разнообразного использования. В геологии это совокупность каких-либо явлений, процессов, представляющих собой законченный комплекс развития или составной элемент закономерного их повторения. Принято различать Ц. палеогеографические (чередование морских и континентальных условий на каких-то площадях или геократического и талласократического этапов развития в глобальном масштабе), геологические, геоморфологические, геотектонические (орогенические, тектоно-магматические и др.), осадочные, или седиментационные, эволюции рельефа (от начала воздыманий или его оживления до полной денудации), эрозионный и др.

Четвертичная система (период) – последнее, самое молодое стратиграфическое и геохронологическое подразделение кайнозоя. Продолжительность его или начало по разным представлениям от 0,6 до 5 млн. лет; наиболее обоснованной является величина 1,78 млн. лет. Установлена И. Денуайе (1829) и названа по залеганию на «третичных» отложениях. Синонимами Ч.с. и Ч.п. являются антропоген (назван по появлению в это время человека) и квартал. По особенностям изменения климатов Ч.п. делят на 4 эпохи (звена): ранне-, средне-, позднечетвертичная и современная или голоценовая (голоцен). В целом же для Ч.с. характерно преимущественно генетическое деление его образований (речные, озерные, морские, ледниковые и др.). Важной историко-геологической особенностью Ч.п. было значительное похолодание и обширные оледенения в северных приполярных областях Евразии и Америки.

Эон, эонотема (греч. – век, жизнь, вечность и основа, закон, предмет, тема) – крупнейшее подразделение общей геохронологической шкалы, а также сформировавшийся в это время стратон. В качестве общепринятых Э. выделяются архей (археозой), протерозой и фанерозой – интервалы времени, разделенные границами в 2,6 и 0,57 млрд. лет, и образовавшиеся в это время образования (эонотемы). Термин предложен Д. Дана (1875) и утвержден для нашей территории стратиграфическими кодексами.

Эоцен – средний отдел палеогеновой системы. Название его связано с первым массовым появлением новых форм животного мира – млекопитающими (Лайель, 1833). Наиболее продолжительная эпоха палеогена (55-25 млн. лет), в течение которой проявилась выразительная пиренейская ТФ (40 млн. лет назад).

Эпоха – широко распространенный в геологии термин, используемый в разных значениях. Обычно это мера времени. В геохронологии и исторической геологии это стандартная единица относительного возраста, соответствующая времени формирования отложений отдела (поздне меловая, раннеюрская, среднедевонская Э.). Она в этом случае разделяется на века и, в свою очередь, является составной частью периода. Некоторые из таких Э. имеют собственные названия (в юре, палеогене, неогене). В геотектонике используют менее определенные понятия – Э. складчатости (она может составлять десятки или первые сотни миллионов лет), Э. горообразования, орогенеза и т.д. В палеогеографии есть Э. климатические, гео- и талассократические, ледниковые, аридизации. В исторической геологии существуют Э. гранитообразования, офиолитообразования, метаморфизма, кимберлитового вулканизма, в металлогении – металлогенические Э.

Эра – наибольшая единица геохронологической шкалы фанерозоя, которая отвечает крупному этапу развития органического мира и времени формирования горных пород соответствующей группы (эратемы); делится на периоды. Общепризнанными являются палеозойская, мезозойская и кайнозойская Э. Архей и протерозой являются более продолжительными хронологическими подразделениями, выделяемыми по другим признакам; иногда они рассматриваются как надэры или зоны. С добавлением поясняющего слова используется как термин свободного пользования – Э. ледниковая, тектоническая, климатическая (Э. потепления или похолодания).

Этан – интервал времени самой различной продолжительности, который характеризуется своими седиментационно-палеогеографическими, тектоническими, магматическими и другими особенностями историко-геологического развития. Так, принято говорить о различных Э. четвертичной истории и более продолжительных Э. развития земной коры (позднепалеозойском, раннемезозойском и др.), Э. специфической минерализации в рудообразовании, Э. формирования рельефа., Э. своеобразной седиментации (накопления красноцветов или пещего мела). А также наиболее продолжительных Э. развития Земли. Это термин свободного пользования, который следует отличать от циклов, стадий, периодов, эпох.

Юра, юрский период, ю. система (названа по Юрским горам) – вторая снизу система мезозоя, выделенная А. Броньяром (1829). Раз-

деляется на 3 отдела, которые имеют собственные названия (лейас, доггер, мальм) и 11 ярусов. Продолжительность Ю.п. 71 млн. лет (201-138). Он был временем активных тектонических движений, знаменовавших переход от геосинклинальной стадии развития киммерийского цикла к орогенной. В середине и конце юры имели место региональные трансгрессии. Во второй половине Ю.п. началось раскрытие молодых океанов (Сев. Атлантика, Сев. Ледовитый и Индийский океаны). Первая половина Ю. характеризовалась влажным климатом, а вторая аридизацией (ЮВ Азия). В Африке проявились грандиозные базальтовые излияния Карру. Масштабы юрского угленакпления возрастают по сравнению с триасовым, но значительно уступают позднепалеозойскому и меловому. Обновляется состав аммонитов; достигают своего расцвета белемниты, появились летающие ящеры и птицы. Ю. – время расцвета морских ихтиозавров и плезиозавров.

Ярус – подразделение общей стратиграфической шкалы, являющееся составной частью отдела; это отложения, сформировавшиеся в течении одного геологического века. Я. имеют собственные названия, происходящие обычно от географических мест, где они впервые были выделены. Продолжительность формирования Я. может быть разной – от 1–2 до 10–20 млн. лет (альбский, артинский, визейский, ленский). Он делится на зоны (более дробное стратиграфическое подразделение), выделяемые обычно по названию содержащихся в ней руководящих палеонтологических остатков. Термин этот используется в геологии и в других значениях – напр., структурный Я., Я. рельефа.

ДЛЯ ЗАМЕТОК

Навчальне видання

СОЛОВЙОВ Володимир Остапович,
ТХОРЖЕВСЬКИЙ Едуард Станиславович

ІСТОРИЧНА ГЕОЛОГІЯ

Навчальний посібник

(російською мовою)

Відповідальний за випуск

Пересадько В.А.