

КОМИ ФИЛИАЛ АН СССР



НАУЧНЫЕ
ДОКЛАДЫ

В. Н. ПУЧКОВ

**РИФТОГЕННЫЕ ОКРАИНЫ
КОНТИНЕНТОВ И ИХ
РЕЛИКТЫ В ПАЛЕОЗОИДАХ
ЛАВРАЗИИ**

СЫКТЫВКАР • 1974

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
КОМИ ФИЛИАЛ

СЕРИЯ ПРЕПРИНТОВ «НАУЧНЫЕ ДОКЛАДЫ»
ВЫПУСК 9

В. Н. ПУЧКОВ

РИФТОГЕННЫЕ ОКРАИНЫ КОНТИНЕНТОВ И ИХ РЕЛИКТЫ В ПАЛЕОЗОИДАХ ЛАВРАЗИИ

*ДОКЛАД НА ЗАСЕДАНИИ ПРЕЗИДИУМА
КОМИ ФИЛИАЛА АН СССР
7 февраля 1974 г.*

СЫКТЫВКАР 1974

УДК [551 · 24+551 · 26]: 551 · 73/78

РИФТОГЕННЫЕ ОКРАИНЫ КОНТИНЕНТОВ И ИХ РЕЛИКТЫ В ПАЛЕЗОИДАХ ЛАВРАЗИИ. Пучков В. Н. Серия препринтов «Научные доклады», Коми филиал АН СССР, 1973, вып. 9, стр. 3–47.

Рифтогенными окраинами автор называет зоны перехода от континентов к океанам атлантического типа или к более мелким океаническим впадинам типа «рифтовых морей». В работе дан краткий анализ основных особенностей рельефа, структур и формаций современных рифтогенных окраин. В палеозойских складчатых поясах Лавразии прослежены реликты линейных континентальных окраин, заложившихся в течение казахстанской и уральской эпох рифтогенеза,— в позднем рифее и в кембрии. Показано, что в развитии этих структур можно наметить пять стадий: рифтогенную, переходную, батиклиналиную, предорогенную и орогенную.

UDC [551 · 24+551 · 26]:551 · 73/78

RIFTOGENIC BORDER ZONES OF CONTINENTS AND THEIR RELICS IN PALEOZOIC FOLDED BELTS OF LAURASIA. Puchkov V. N. Series of pre-prints «Scientific reports». Komi branch of the Academy of Sciences of the USSR. 1973. Issue 9, pp. 3–47.

We apply the name «riftogenic border zones» to transition zones from continents to «atlantic-type» oceans or to oceanic basins of «rift sea» type. A brief study of the relief, structure and formations of modern riftogenic border zones has been made, this giving a possibility an actualistic approach to the old geosynclinal systems. The analysis of the paleozoic folded belts of Laurasia reveals that some relics of riftogenic border zones can be traced within them. In the history of the development of such zones 5 typical stages are recognized: riftogenic, transitional, bathyklinal, pre-orogenic and orogenic.

РЕДКОЛЛЕГИЯ:

М. П. Рощевский (отв. редактор), Е. П. Калинин (секретарь), И. В. Забоева, В. П. Подоплелов, Н. Н. Рочев, М. В. Фишман.

© Коми филиал АН СССР, 1974.

ВВЕДЕНИЕ

Одним из наиболее важных процессов, происходящих в настоящее время в геотектонике, является возвращение к методу актуализма. Еще Э. Ог⁴⁹ предполагал, что Атлантический океан является современной геосинклиалью. И все же до совсем недавней поры господствовало представление о геосинклиналях как об узких трогообразных впадинах, характеризующихся накоплением мощных, исключительно или преимущественно мелководных осадков. При этом океаны либо отчасти трактовались как кратоны (талассократоны)^{4, 68}, либо рассматривались как мезо-кайнозойское новообразование, не имеющее аналогов в домезозойской истории⁵. Однако факты, полученные в результате изучения геологии дна современных океанов, позволили сопоставить разрезы океанической коры с разрезами древних эвгеосинклиналей. С другой стороны, признание и развитие идей мобилизма позволило понять, каким образом на месте консолидированных континентов возникали океанические впадины и почему в современных складчатых областях мы наблюдаем лишь реликты этих впадин в виде узких офиолитовых поясов^{39, 50–52, 75, 115 и др.}

Впрочем, относительная ясность внесена пока лишь в вопрос о природе эвгеосинклиналей. Что же касается миогеосинклиналей, то выделение их современных аналогов наталкивается на значительные трудности, связанные прежде всего с недостаточной определенностью самого термина «миогеосинклиаль».

Известно, что Г. Штилле⁸², а за ним М. Кэй⁴¹ разделяли ортогеосинклинали (настоящие геосинклинали) на эвгеосинклинали (истинные геосинклинали) и миогеосинклинали (меньшие геосинклинали) по признаку наличия в первых и отсутствия во вторых активного вулканизма. На современном уровне изученности земной коры такое деление оказалось неудовлетворительным, что нашло отражение в своеобразном «терминологическом взрыве» — появлении массы новых терминов для обозначения ортогеосинклиналей без вулканизма или со слабым его развитием. Достаточно упомянуть такие термины, как «лептогеосинклиаль», «терригенная геосинклиаль», «миктогеосинклиаль», «переходная зона от мио- к эвгеосинклинали», «криптоэвгеосинклиаль», «хемиэвгеосинклиаль», «голодная эвгеосинклиаль» и дру-

гие^{172, 28, 137, 35, 7, 125}. Структуры, выделявшиеся под этими названиями, отличались по тем или иным признакам от тектонотипов миогеосинклиналей, но не могли быть отнесены и к эвгеосинклиналям. Что же касается миогеосинклиналей в узком смысле слова, то и в их выделении нет полного единодушия. Р. Дитц и Д. Хоулден¹¹⁶ на примере Аппалачей подчеркивали их первично несинклинальную, клиновидную морфологию и предложили называть их миогеоклиналями. Нами^{60, 64} показано, что большая часть западного склона Урала, которая долгое время считалась хорошим примером миогеосинклинали, развивалась как платформа с начала ордовика и лишь в конце палеозоя претерпела складчатость. Отчасти по аналогичным соображениям получают все более широкое хождение такие термины, как «перикратон» и «зона внегеосинклинальной линейной складчатости»^{67, 48 и др.}

Упомянутые выше термины частично перекрывают и в ряде случаев даже дублируют друг друга, не образуя стройной классификации. Мы рискуем вскоре оказаться перед лицом терминологического хаоса, если не сделаем попытки отвлечься от «ярлыков» и обратиться к изучению палеотектонической природы конкретных «неэвгеосинклиналей» с позиций актуализма, переходя от современных структур к их древним гомологам. В этом плане наименее освещенным в настоящее время является вопрос о том, какое место в складчатых поясах занимают формации древних рифтогенных окраин континентов и каковы их признаки.

Под рифтогенными окраинами континентов мы понимаем пограничные зоны континентов с океанами атлантического типа или с более мелкими океаническими впадинами (рифтовыми морями), образовавшимися в результате раскалывания континентальных глыб и раздвигания их обломков в процессе «спрединга». Им противостоят **орогенные окраины**, где происходят особенно активные процессы надстраивания континентальной коры по площади и по мощности за счет ее сгущения, «субдукции» или «обдукции» океанической коры и развития орогенного магматизма^{38, 39, 57, 58, 75, 110, 114}.

Часть 1

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ РИФТОГЕННЫХ ОКРАИН СОВРЕМЕННЫХ КОНТИНЕНТОВ

1. МОРФОЛОГИЯ РЕЛЬЕФА

В пределы просто построенной рифтогенной окраины континента обычно входят следующие морфологические элементы: шельф, континентальный склон и континентальное подножие.

Как справедливо отмечалось Дж. Бруксом и др.¹⁰¹, в понятие «шельф» различными исследователями (гидрографами, географами, геологами) вкладывалось разное содержание. Некоторые описывали его как поверхность, краевую по отношению к континенту и лежащую между береговой линией и участками, где полого наклонная поверхность становится круче к более глубокой части бассейна. Другие рассматривали шельф как поверхность между уровнем моря и определенной глубиной (обычно 100 саженей — около 185 м). Указанные авторы¹⁰¹ дают еще одно, свое, определение шельфа — через понятие «шельфовые осадки». Вряд ли нам необходимо следовать примеру этих авторов, умножая число толкований термина. Правильнее остановиться на первоначальном, геоморфологическом определении шельфа; геологические границы, определяемые взаимодействием многих факторов, могут не совпадать с морфологическими границами шельфа. Для обозначения условий седиментации имеются специальные термины (неритовая, батинальная и др. зоны), и их не следует дублировать.

Нам представляется приемлемой трактовка внешней границы шельфа (материковой отмели), принятая А. В. Ильиным³⁰. Он подчеркивает, что в пределах материковой отмели выделяются два перегиба. Один из них расположен ближе к берегу и выработан в ходе миграции уровня океана. Второй часто перекрыт первым, но там, где он виден, он глубже, и считается подлинным перегибом, пограничным с материковым склоном. Обычно этот перегиб находится на глубинах менее 200 м, однако нередко опускается до 300, 500 и более метров (в пределы батинали). Наклон поверхности шельфа обычно очень пологий

(менее 1°); эта поверхность, шириною от нескольких до 300 и более км, сменяется в сторону океана более крутой (от 1° до $15\text{--}20^\circ$, но в среднем лишь немногим более 3°) поверхностью континентального склона.

Континентальный склон — «боковой край континентальных массивов»²⁶, помимо своей большей крутизны, отличается от шельфа также нередко большей расчлененностью поверхности. В его пределах развиты довольно многочисленные, хотя и неравномерно распределенные по площади, каньоны — долинообразные морфологические элементы эрозионного происхождения, с V-образным поперечным и крутым продольным профилями. Каньоны нередко противолежат устьям крупных рек, имеют притоки, начинающиеся на склоне, а в устьевой своей части, у подножья континентального склона, сменяющиеся аккумулятивными формами, напоминающими дельты или конуса выноса. Местами (например, у побережья Южной Бразилии и Уругвая) каньоны практически отсутствуют, что связывается с отсутствием здесь устьев крупных рек. Широко распространено и довольно хорошо обосновано представление о каньонах как об эрозионных каналах транспортировки мутьевых потоков через континентальный склон к его подножию^{8, 43, 81, 88, 163, 167}.

Ширина континентального склона обычно составляет десятки километров, сравнительно редко 100 и более километров (средняя ширина в Атлантике — около 70 км при высоте около 3000 м³⁰. В нижней части склона имеется мягкий перегиб, отделяющий континентальный склон от более глубокого и пологого континентального подножья.

Термин «континентальное подножье» введен в литературу совсем недавно⁷⁷. До этого соответствующие участки часто описывались в составе континентальных склонов. И до настоящего времени некоторые исследователи сохраняют широкое толкование термина «континентальный склон», выделяя в его пределах верхнюю, крутую часть (континентальный уступ) и нижнюю, пологую (континентальное подножие)³⁶. Обычно подножия представляют собой слабо ($1\text{--}2^\circ$) наклоненные к абиссальным впадинам, полого всхолмленные аккумулятивные равнины на глубинах 2000–5000 м шириною от первых десятков до первых сотен километров.

Континентальные окраины, состоящие из перечисленных выше морфологических элементов, характеризуются в плане зачастую четко выраженной линейностью, что уже само по себе является ярким отражением их простой разломной природы. В ряде случаев, однако, мы не наблюдаем столь четкой картины. Нередко ниже границы между шельфом и континентальным склоном на промежуточных глубинах порядка 1000–2000 м наблюдаются уступы, плато или широкие участки с довольно сложным рельефом. Это плато Блейк и Сан-Пауло, участки побережья Аргентины, западной Испании и северо-западной Австралии, Охотское море и др. Ф. Шепард⁸ называет упомянутые выше участки бордерлендами. Б. Хейзен и др.⁷⁷ выделяют некоторые из этих элементов под названием краевых плато, подчеркивая, что они

представляют собой подобия шельфов, опущенные на большие глубины, с образованием линейных уступов. Последние авторы ⁷⁷ выделяют также материковые эпиконтинентальные моря — краевые бассейны, отличающиеся от шельфовых большими глубинами и, возможно, большей неровностью дна (например, впадина Гудзонова залива). В. Е. Хаин и Е. Е. Милановский ⁷³ обращают внимание на специфику морфологии поверхности дна шельфовых морей типа Баренцева и Карского, отличающихся необычной шириной, беспокойным для шельфа рельефом и глубинами до 300–500 м. В настоящее время установлена сильная тектоническая раздробленность этих шельфов. Указанные выше авторы ⁷³ выделяют в качестве особого элемента морфологии впадины шельфа с глубинами до 500–1000 м — относительно узкие, вытянутые в длину, с прямолинейными очертаниями. Примерами их могут служить проливы между островами Канадского Арктического архипелага, Земли Франца-Иосифа, Шпицбергена, Северной Земли и др.

Местами узкие линейные бассейны океанического типа с глубинами до 2–5 км вдаются в континент, рассекая его (Красное море, Баффинов залив и др.). Надо также упомянуть и о микроконтинентах, оторванных от соседней с ними рифтогенной окраины, но некогда составлявших с ней единое целое (Мадагаскар, банка Ямато, глубоководные поднятия Тасманова бассейна). Все это — примеры более сложного, чем в первом случае, перехода от континента к океану, с образованием многообразных структур дробления, разрушения континентальных окраин.

Таким образом, уже на основании морфологического анализа можно условно выделить два типа континентальных окраин: а) окраины раскалывания (узкие, линейные) и б) окраины дробления (более широкие, осложненные, иногда мозаичные).

2. СТРУКТУРЫ

Геофизические исследования ^{22, 72, 174} подтверждают представление о том, что рифтогенные окраины континентов являются гигантскими тектоническими зонами первостепенной важности — в сущности, широкими зонами глубинных разломов. Эти зоны разломов не просто смещают одни блоки коры вверх или вниз по отношению к другим; вдоль них происходит кардинальное изменение строения земной коры — переход от континентальной коры к океанической. Обычно ⁷² в системе шельф — континентальный склон — континентальное подножие прослеживается единая, без разрыва сплошности (хотя и с пережимами) призма осадков мощностью от сотен метров до 5 и более км, залегающая на кристаллическом фундаменте, причем континентальный край призмы лежит на «гранитном» слое, а океанический — на «базальтовом». В Атлантике полный переход от нормальной континен-

тальной коры, мощностью 30–35 км, к нормальной океанической (10–12 км) происходит под всеми тремя элементами окраины, на протяжении 100–300 км вкост ее простирания. При этом наиболее резкое выклинивание «гранитного» слоя наблюдается в полосе порядка 50 км и в интервале глубин 200–2000 м, т. е. преимущественно в зоне континентального склона, где сейсмические площадки прослеживаются неуверенно, видимо, из-за сильных тектонических нарушений. Вышеприведенные данные касаются линейных окраин раскалывания. В окраинах дробления переход может оказаться более сложным. Так, в большей части Охотского моря наблюдается пониженная мощность коры и «гранитного» слоя²². Интересные данные характеризуют плато Блейк¹³². Здесь при общей мощности коры около 14 км осадочный слой с граничными скоростями 4,5–4,8 км/сек. местами лежит на слое 6,2–6,3 км/сек., местами же между ними находится слой 5,2–6,6 км/сек., мощностью 2–5 км. Плоская нивелированная осадконакоплением поверхность плато не отражает здесь сложности его внутреннего строения.

Идеализированная схема строения верхних горизонтов коры переходной зоны может быть представлена следующим образом (рис. 1). Внизу выделяется комплекс основания (1–2), в котором можно различить: складчатый фундамент (1) и (местами) дорифтогенный чехол (2). Выше залегает комплекс покрова (3 и 4), состоящий из собственно рифтогенного (грабенового) яруса (3) и вышележащего послерифтогенного чехла (4).

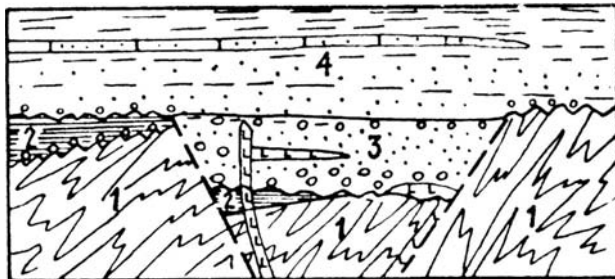


Рис. 1. Идеализированная схема соотношения структурных комплексов континентальных окраин. Пояснения в тексте.

Складчатый фундамент, представленный сооружениями самого разного возраста — от докембрийских до мезозойских — в общем виде, дискордантен по отношению к наложенным на него

структурам континентальных окраин. По-видимому, его механическая анизотропия влияет в некоторой степени на детали тектонического плана окраин, и к тому же, в частном случае, простирания структур фундамента и наложенных структур окраин могут совпадать. Однако еще чаще мы наблюдаем резкое обрывание линейных складчатых структур фундамента, идущих вкост простирания континентальной окраины при вступлении на континентальный склон, что в ряде случаев подтверждается геофизикой^{152, 95} и др. Так же дискордантно накла-

дываются местами структуры окраин на дорифтогенный чехол, перекрывающий складчатый фундамент. Примером такого чехла могут служить верхнепалеозойские отложения Гондваны.

Поверхность основания окраинных зон обычно характеризуется расчлененным рельефом, значительно более расчлененным, чем рельеф верхней поверхности комплекса покрова^{133, 168}. Здесь сказывается сглаживающая роль осадконакопления, маскирующего первичные неровности рельефа, созданные тектоническими деформациями. Ярким примером этого может служить окраина континента у берегов Норвегии, где под шельфом и континентальным склоном по поверхности фундамента выявляются грабенообразные депрессии, заполненные докайнозойскими осадками, мощностью до 6 км и более¹⁶⁸. Местами грабены развиты не только непосредственно в окраинной зоне, перекрытой послерифтогенным чехлом, но и на значительном удалении от нее, в теле континента, и тогда они доступны для непосредственного изучения (например, мезозойские грабены Южной Африки и Ньюфаундленда).

Когда К. Л. Дрейк и др.¹⁸ открыли в пределах восточной континентальной окраины Северной Америки погребенный под кайнозойскими осадками хребет, проходящий примерно параллельно перегибу шельфа, а точнее, косо секущий его¹⁴⁶, они заключили, что это геоантиклиналь, разделяющая миогеосинклинальную впадину шельфа и эвгеосинклинальную впадину континентального подножия. Как выяснено в настоящее время, наличие такого барьерного хребта совсем не является обязательным для рифтогенных окраин^{120, 155}. Мы считаем возможным трактовать подобные структуры, особенно характерные для относительно ранних стадий развития окраины, как горстовые, а не геоантиклинальные. Это тем более представляется вероятным, если учитывать, что линейные грабенообразные впадины и разделяющие их горстовые поднятия нередко ориентированы не вдоль, а вкрест простирания окраинных зон. Примером может служить Аргентинская континентальная окраина с ее субширотными прогибами, два из которых, содержащие осадки мощностью до 6 км, пересекают весь шельф и выходят на континентальный склон, сливаясь с еще более мощной (до 7 км) линзой осадков, расположенной под континентальным склоном и его подножием и ориентированной параллельно окраине континента¹⁴³. Другим, более известным примером может служить впадина Бенуэ в Западной Африке¹³¹. По-видимому, впадины подобного типа, сходные с авлакогенами, закладывались одновременно с континентальными окраинами и долгое время развивались сопряженно с ними. Попутно напомним, что В. Е. Хаин⁷⁶ подчеркивал тесную пространственную связь некоторых авлакогенов и древних геосинклиналей. Аналогия с современными геосинклиналями и авлакогенами налицо.

Здесь мы переходим непосредственно к вопросу о строении верхнего, послерифтогенного чехла, формировавшегося с того момента, когда развитие грабенов уступило место устойчивому общему погру-

жению новообразованной континентальной окраины. Изученность рыхлых мезо-кайнозойских (послерифтовых) осадочных образований в океанах атлантического типа позволила к настоящему моменту построить карты их мощностей и выявить закономерности их распределения^{46, 124}. Все указанные исследователи в качестве основной закономерности указывают увеличение средней скорости осадконакопления при приближении к континенту, вследствие чего у обрамления континентов рыхлые осадки достигают наибольшей мощности (до 1,5–2 км, а близ дельт крупнейших рек, таких как Ганг, Нигер и др., — до 3–4 км). Вместе с тем соотношение мощностей осадков на шельфе, континентальном склоне и подножии очень изменчиво. На восточном побережье Северной Америки общие мощности осадочного покрова минимальны в области континентального склона (порядка 0,5 км) и возрастают на шельфе и в области подножия¹³⁴. В то же время общая мощность изученных бурением кайнозойских отложений на широте плато Блейк последовательно возрастает от плато через склон Флорида-Гаттерас к шельфу, а общие мощности осадков, наоборот, последовательно возрастают в сторону плато¹⁴⁶. На восточном побережье Южной Америки (Южная Бразилия и Уругвай) максимальные мощности осадочной толщи (до 6 км, включая консолидированные осадки) наблюдаются под континентальным склоном, а к континенту и океану убывают¹⁴³. Примерно таковы же соотношения мощностей на юго-западной окраине Африки^{117, 155}. Исследователи подчеркивают, что в последнем районе большая часть материала накапливалась на склоне и оставалась там — в противоположность современному осадконакоплению на восточном побережье Северной Америки, где происходит перемещение материала со склона к подножию. Таким образом, по соотношению мощностей можно предварительно наметить два типа континентальных склонов. Первый из них — североамериканский — характеризуется малыми мощностями осадков. Преобладает пелагическое осадконакопление и временами, может быть, даже имеет место размыв. Осадки из области шельфа либо не выносятся на континентальный склон, либо переносятся через него по системе каньонов в область континентального подножия или даже абиссальных равнин. Во втором типе — западноафриканском — континентальный склон вместе с подножием является местом интенсивной аккумуляции осадков (видимо, в значительной части терригенных). Эти два типа окраин могут сменять друг друга по простиранию, неоднократно чередуясь, как, например, на юге Австралии^{96, 106}.

Современные исследования не подтвердили априорного представления о глубоководном осадконакоплении как о непрерывном или об обязательной связи размывов с поднятиями⁴. На континентальных окраинах вполне может проявляться подводная эрозия, причем она, в основном, двух типов:

1. Под действием суспензионных потоков, периодически стекающих вниз по склону вкrest его простирания и образующих эрозионные

каньоны. Именно из каньонов драгированием чаще всего удается под-
нять образцы дочетвертичного возраста. Иногда каньоны, как предпо-
лагают, могут вскрыть даже складчатый фундамент (кроме этих мест,
коренные обнажения встречаются в основном только на участках, где
осадконакопления практически не происходит из-за чрезмерной кру-
тизны склона)^{10, 88, 106 и др.}

2. Под действием морских течений, преимущественно продольных,
сортирующих и местами срезающих ранее отложенные осадки. Осо-
бенно подвержены их действию внешние края шельфов. Ван Андел
и др.⁸⁷ указывают, например, что в районе банки Уолфиш (Западная
Африка) шельф и верхняя часть континентального склона подвер-
гаются в настоящее время размыву в зоне от 100 до 400 м глубины
под действием придонных течений. В осадочном клине шельфа, по
сейсмическим данным, нередко отмечаются древние эрозионные по-
верхности, появление которых свидетельствует о периодическом про-
явлении течений. О широком проявлении подводных размывов вблизи
внешнего перегиба шельфа, а местами и в зоне континентального
склона говорят и другие исследователи^{43, 134, 136, 141, 148}. Все же в конеч-
ном счете эрозия лишь до некоторой степени осложняет основную,
очень устойчивую тенденцию рифтогенных окраин континентов к по-
гружению и накоплению осадков. Благодаря сочетанию этих двух
процессов происходит наращивание внешней части шельфа и конти-
нентального склона вверх и вперед, при этом внешний перегиб шельфа
смещается в сторону океанической впадины. Увеличение наклона
слоев, прослеживающихся от шельфа на континентальный склон и
образующих подобие пологой флексуры, является, таким образом, пер-
вичным, конседиментационным, и лишь до некоторой степени усилено
постепенным погружением континентальной окраины. Необходимо учи-
тывать, что поверхности слоев, выявляемые на сейсмопрофилях, иду-
щих вкрест простирания континентальных окраин, представляют со-
бой погребенные поверхности древнего рельефа этих окраин, обычно
лишь в слабой степени искаженные последовавшими деформациями.
На сейсмопрофилях нередко можно увидеть и захороненные древние
перегибы шельфа, смещающиеся вверх, в сторону океана, и следы
плоскостной эрозии, и даже древние каньоны, заполненные и перекры-
тые осадками^{102, 105, 106, 109, 120}.

Важнейшей чертой современных рифтогенных континентальных
окраин является полнейшее отсутствие признаков надвигов и складок
общего смятия (за исключением участков, непосредственно примыкаю-
щих к активно развивающимся зонам альпийской складчатости).
Складчатость на шельфе очень пологая, прерывистая, платформенного
характера; на относительно крутых участках континентального склона
местами развиваются оползневые складки, отмечаемые на некоторых
сейсмопрофилях^{102, 155}. Другой разновидностью тектонических дефор-
маций, свидетельствующих о преобладании на рифтогенных окраинах
скорее напряжений растяжения, чем сжатия, является наличие сбро-

сов, пересекающих всю осадочную толщу или затухающих в верхней ее части. Так, приведенные Р. Батлером¹⁰² сейсмопрофили побережья Южной Бразилии (профили А–Д) в сочетании с батиметрической картой указывают на развитие новейших сбросов, создающих уступы и грабены, параллельные континентальному склону в его нижней части. Сбросовые уступы довольно обычны и в ряде других районов^{141, 155} и др. Местами — там, где во время заложения рифтогенных окраин возникали тектонические и климатические условия, благоприятные для соленакопления, — в настоящее время локализуются соляные диапировые структуры^{102, 120}.

Говоря о структурах, необходимо еще раз вернуться к вопросу о каньонах материкового склона. Эрозионная их природа и связь с суспензионными (мутьевыми) потоками являются сейчас практически доказанными^{88, 167}. Долгое время предполагалось, что под каньонами лежат разломы, контролировавшие их заложение, или даже, что сами каньоны представляют собой «узкие грабены, или реликты зияющих тектонических трещин»⁴³. Однако в большинстве случаев сейсмопрофили, пересекающие каньоны, не выявляют тектонических смещений под ними, хотя вне каньонов тектонические нарушения нередко удаётся наблюдать. В принципе трудно отрицать, что каньоны, образовавшиеся над разломами или грабенами, возможны как частный случай. И все же тектоническая гипотеза не универсальна; помимо всего прочего, против нее свидетельствует извилистость многих каньонов, наличие притоков, начинающихся на континентальном склоне, а также их асейсмичность.

3. ГЕНЕЗИС И ФОРМАЦИИ НАЧАЛЬНЫХ СТАДИЙ РАЗВИТИЯ РИФТОГЕННЫХ ОКРАИН

Распад континентов начинается с образования рифтогена, типичным, «живым» примером которого является система кайнозойских разломов Восточной Африки, вместе со структурами Красного моря и Аденского залива непосредственно связанная с мировой системой срединно-океанических хребтов. Формирование рифтогена сопровождается целым комплексом сопряженных явлений. Прежде всего, в условиях ориентированного растяжения образуется сложный расчлененный рельеф, отражающий процесс формирования системы горстов и грабенов. Происходит увеличение теплового потока и образование под корой, в основании системы, слоя разогретой и разуплотненной мантии с магматическими очагами в ней. Образуются грабеновые формации (континентальные грубообломочные молассоиды, сменяющиеся выше морскими терригенными отложениями), а также магматические породы — трапповая формация с широко развитыми дайковыми сериями, трахибазальтовая и щелочно-базальтоидная формации, кимберлиты и др.^{18, 32}. Хочется особо подчеркнуть приуроченность кимберлитов

к зонам рифтогенеза. Если дальнейшие наши рассуждения будут правильными, это позволит направить и локализовать поиски коренных источников алмазов в складчатых поясах.

Прослеживая кайнозойскую Восточно-Африканскую систему по ее простираию, мы можем наблюдать в Красном море, а затем в Аденском заливе и смежных частях западного побережья Индийского океана все более зрелые стадии развития рифтогена — через рифтовое море⁵⁷ к океану. При этом происходит расширение рифтовой щели, погружение рифтогена и ингрессия моря в неровности тектонически расчлененного рельефа. Такой ход событий, по-видимому, обуславливает тесную структурную связь грабеновых формаций с вышележащими морскими мелководными терригенными формациями и частично сменяющими их батипелагическими.

Прямые данные о ранних формациях зрелых рифтогенных окраин скудны, поскольку речь идет о формациях, перекрытых мощным послерифтогенным чехлом. Некоторые сведения получены о них лишь там, где они вскрыты каньонами континентального склона или достигнуты бурением на побережье. Так, имеются данные о развитии под батипелагическими осадками окраины Японского моря мелководных терригенных отложений и базальтоидов^{9, 10}. Дж. Гриффитс¹³⁰, рассмотревший с мобилистских позиций тектоническую эволюцию южного ограничения Австралии, показал, что в поздней юре вдоль него возник трог Отуэй с ответвляющимися более мелкими трогами Эллистон и Роуб-Пенола, которые заполнялись мощными терригенными отложениями (граувакками, кварцевыми песчаниками) и эффузивами — производными оливин-базальтовой магмы. В Тасмании отмечают юрские долериты. Развитие этой системы грабенов продолжалось и в нижнем мелу, что привело в начале верхнего мела к ингрессии моря и переходу континентальной окраины в зрелую стадию развития. На восточном побережье Северной Америки также известны грабены, заполненные краснокветными аркозами, песчаниками, сланцами, туфами и базальтовыми покровами триасового возраста. Развитие аналогичных грабеновых формаций под покровом мелководных осадков северо-американской прибрежной равнины предполагается на основании данных бурения и сейсморазведки¹⁴⁶.

Говоря о заложении рифтогенных окраин и ранних стадиях их развития, надо подчеркнуть, что мы имеем здесь дело не с процессом орогенеза, как это до сих пор нередко принимается⁷⁶. Как уже отмечалось автором⁵⁹, вряд ли возможно объединять под одним названием два не просто разных, а противоположных по знаку процесса, один из которых (собственно орогенез) идет в условиях сжатия и приводит к складчатости, замыканию геосинклиналей и/или стгуживанию континентальной коры, а другой, называемый нами рифтогенезом, вызывается растягивающими напряжениями и приводит к заложению и расширению геосинклиналей (океанов). Конечно, нельзя не признать бросающегося в глаза сходства некоторых признаков орогенеза и риф-

тогенеза: расчлененный рельеф (горы, хотя и разные по своей морфоструктуре), магматизм (впрочем, различный в орогене и рифтогене), развитие молассоидов. Однако это не больше, чем конвергенция. Молассоиды, кстати, тоже бывают разные. Нижняя, подлинная моласса орогена согласна с подстилающими отложениями и завершает седиментационный цикл; грабеновая молассоидная формация рифтогена согласна с перекрывающими отложениями и начинает новый седиментационный цикл.

Остановимся вкратце на вопросах о механизме образования рифтогенных окраин и причинах их устойчивого погружения на зрелой стадии развития. В этой работе, по-видимому, нецелесообразно касаться причин и механизма перемещения геоплит в глобальном масштабе: этому вопросу посвящено немало работ^{39, 75, 115} и др. Говоря же только о рифтогенных окраинах континентов, надо подчеркнуть, что одним из следствий неомобилизма является отказ от таких популярных гипотез, как гипотеза сбросового их происхождения или гипотеза «континентальной флексуры»¹⁶³. Конечно, как мы уже могли отчасти видеть, континентальный склон является и зоной постоянно развивающегося флексурного изгиба, и областью развития сбросов, однако в своей глубинной основе это не сброс и не флексура, а скорее структура раздвига, отрыва, зона растяжения коры, наконец, зона ее проседания и оплывания — в зависимости от стадии развития окраины:

1. На самой ранней стадии развития, когда определяющими являются силы растяжения, рифтогенную окраину можно рассматривать как структуру отрыва, сопровождаемого образованием хрупких структур растяжения (грабенов) в верхних горизонтах земной коры и, возможно, более пластичных деформаций — в нижних ее горизонтах.

2. По мере выхода окраины континента из подвижной зоны рифтогена ослабевает тепловой поток, идущий через окраину, что должно вызывать сокращение объема мантии и коры благодаря их охлаждению и как следствие — постепенное оседание окраины¹⁶⁵.

3. Расчеты геофизиков показывают, что в пределах уже сформировавшейся окраины вполне реален и еще один механизм ее оседания. Речь идет о процессе расползания высоко стоящих над океанами континентальных глыб под действием силы тяжести или о перетекании разогретого материала нижней части коры под действием тех же сил^{71, 98}. Эти силы должны действовать в рифтогенных окраинах и в настоящее время⁹⁹ и, возможно, являются причиной образования здесь новейших сбросов и грабенов.

4. Нельзя, наконец, сбрасывать со счетов изостатическое прогибание окраины под тяжестью формирующихся на ней осадков. Вклад этого механизма становится заметным на относительно зрелой стадии развития рассматриваемых структур — к началу батинального осадконакопления.

4. ОСОБЕННОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В БАТИАЛИ

Батиаль как часть окраины привлекает наше особое внимание прежде всего потому, что именно в ее пределах, в интервале 200–2000 м, при переходе от континента к океану происходят наиболее резкие изменения мощности и состава коры. Кроме того, литоральные и неритовые осадки, как более мелководные, бывают широко развиты не только по окраинам, но и в центральных частях континентов, и потому их наличие не может само по себе быть диагностическим признаком континентальной окраины. Только в сочетании с осадками устойчивой батиали они могут фиксировать переход к океанической или субокеанической впадине.

По М. С. Швецову, «батиаль — это область осадкообразования, с глубинами от 200 до нескольких тысяч метров, но близкая к суше. В этой классификации видная роль отводится глубине 200 м, получившей название «линии ила», так как в современных морях с этой глубиной... часто связано изменение условий отложения осадков»⁸⁰. Важное значение этой линии, за которой происходит резкое изменение облика и парагенезисов пород (т. е. **смена формаций!**) подчеркивалось многими исследователями. Правда, сейчас название «линия ила» становится несколько условным. Вот как, например, проходит граница песка и илистого песка на шельфе и континентальном склоне Патагонского района¹: «На севере, у Уругвая, граница осадков песчаных разностей проходит не глубже 100 м, к югу постепенно опускается и в районе 36° ю. ш. пересекает 200 м изобату. Далее, вплоть до Фольклендских островов, граница находится на глубине 250 м. В районе к востоку от Фольклендских островов и южнее граница смещается на глубины 800–1000 м». Несколько ниже и примерно параллельно описанной линии проходит граница илистых песков и песчанистых илов. Тонкие илы появляются в этом районе с глубины 2000 м. Однако хотя указанное название «линия ила» — не вполне удачное, сама линия существует и действительно примерно совпадает с глубиной в 200 м. Эта глубина, в частности, является одним из наиболее четких реперов в схеме вертикальной зональности фауны современного океана³. И для планктона, и для бентоса по этой схеме выделяются две главные области: мелководная (продуцирующая) — от 0 до 200 м и глубинная (потребляющая) — от 500–1000 м и глубже. Между ними располагается переходный горизонт — с 200 до 500–1000 м. Принципиальной особенностью мелководной, продуцирующей зоны является наличие в ней света и растений. Признание примерно той же глубины в качестве важной границы смены условий биогенного осадконакопления содержится в целом ряде работ, в том числе и новейших^{127, 147, 149, 150 и др.} По-видимому, близка к ней и граница смены характера терригенного осадконакопления. М. Г. Леонов⁴², присоединяясь к мнению Р. Трюмпи, Н. Б. Вассоевича, Р. Клауда, ограничивает верхний предел накопления флиша изобатой 200. При этом остается справедливым заме-

чание Н. М. Страхова, который, указывая на трудности, связанные с определением глубин формирования батиальных осадков, писал: «Как только мы переступаем изобату 200 м и переходим в зону илистых отложений, все черты осадков — фаунистические и минералогические — сглаживаются, нивелируются и унифицируются, и изменение глубин на сотни и даже тысячи метров не находит себе эквивалентного отражения в осадках»⁶⁶. В чем же причина этой поразительной особенности батиали? Прежде всего в том, что она находится вне продуцирующей, «фотической» зоны с ее обильным и разнообразным бентосом, видовой состав которого отражает на шельфе порядок глубин. На континентальном склоне, в батиали, осадконакопление в значительной мере происходит за счет мутьевых потоков, которые захватывают и переносят с собой на значительные глубины обломки фауны, конкреции и растительный детрит, совершенно не свойственные этим глубинам^{81, 97, 157}. Более того, они выносят в обстановку практически бескварцевых пород континентального подножия существенно кварцевый, иногда даже олигомиктовый материал, а в ряде случаев гальку и валуны — породы, казалось бы, не характерные для батиали^{88, 156, 175}. В тех случаях, когда в батиали отсутствуют условия для образования мутьевых потоков, на первый план выступает процесс пелагического (точнее, батипелагического*) осадконакопления, складывающийся благодаря наличию двух главных источников осадков: 1) за счет тонкой взвеси, выносимой течениями за пределы неритовой зоны; 2) за счет скелетных остатков планктонных микроорганизмов (фораминифер, птеропод, кокколитофорид, радиолярий, диатомей и др.). Материал, поступающий из этих источников, может проецироваться на любые глубины, и потому осадок батиали несет в себе очень мало положительной информации о глубинах его образования. В качестве примера для сравнения неритового и батипелагического осадконакопления сошлемся на ряд данных по кайнозойским и современным осадкам восточной окраины североамериканского континента.

Изучение терригенных компонентов современных осадков^{149, 150} указывает на то, что их состав в неритовой и батиальной зонах мало отличается. Фосфатные породы и глауконит широко распространены и в неритовой области, и в батиали. Зато ассоциации карбонатной составляющей пород очень диагностичны. Дж. Миллиман и др.¹⁵⁰ выделяют в неритовой зоне следующие типы карбонатных ассоциаций: моллюсковые, эхиноидно-моллюсковые, бентосных фораминифер и моллюсков, циррипедий и кораллиновых водорослей, оолито-фекальные, коралловых рифов, литокластические. На континентальном склоне (в батиали) сразу от 200-метровой отметки начинается область развития единственной ассоциации — планктонных фораминифер. На плато Блейк, для которого характерны глубины до 1000 м, к ней добав-

* В отличие от собственно пелагического осадконакопления, трактуемого иногда довольно узко⁸⁹.

ляется еще две ассоциации: а) планктонных фораминифер и агерматипных, глубоководных кораллов; б) планктонных фораминифер и птеропод.

Бурение скважин на плато Блейк и смежном шельфе, проведенное частично в рамках программы «JOIDES», изучение осадков по донным пробам и анализ сейсмопрофилей позволяют сравнить литологию осадков и скорости осадконакопления в течение всего кайнозоя в пределах современной батиали (плато Блейк) и в неритовой зоне, современной и древней (смежные с плато части шельфа и прибрежной равнины, периодически затоплявшейся морем в кайнозое^{136, 146}). В таблице в очень сжатой форме сведены данные по литологии и мощностям осадков в пределах указанных районов.

Таблица

Возраст	Побережье, шельф, неритовая часть склона	Плато Блейк (батыаль)
Пост-миоцен	До 160 м. Мергель, глина, песок, гравий.	6 м. Фораминиферово-птероподовый песок и алевритистый фораминиферовый ил.
Миоцен	От 20 до 465 м. Фациально изменчив: ракушняковый известняк – темный песчанистый известняк – глина, песчаник, гравий – пористый кавернозный известняк и доломит.	От 0 до 78 м. Известковистый ил с прослоями пепла. Фораминиферовый песок. Глобигериновый и птероподовый ил. Глинистый песчаник.
Олигоцен	От 12 до 160 м. Известняк, известковистая глина и алевролит; возможно, песчаник.	31 м. Фораминиферовый песок, мел.
Эоцен	От 665 до 1330 м. Известняк, в том числе средне- и грубообломочный; мергель, песчаник. На Багамской банке-рифоподобный и доломитизированный известняк; доломит.	16–25 м. Известковистые илы, переслаивающиеся с серыми и зелеными скрыто-кристаллическими бесструктурными или слабо слоистыми кремнями. Мел, глобигериновый ил.
	От 0 до 755 м. Известняки, доломитовые известняки, мергели, песчанистые известняки и известковистые песчаники. На Багамской банке — мощные доломитовые известняки и известняки.	79 м. Твердые кремнистые очень тонкозернистые известняки с прослоями тонкой известковистой глины.

Комментируя и дополняя эти данные, следует отметить следующее.

1. Судя по литологии осадков, батиальные условия на плато Блейк устойчиво сохранялись здесь в течение всего кайнозоя, не распространяясь далеко к западу — в пределы современного шельфа и прибрежной равнины. В этой устойчивости — отражение унаследованности крупнейших структур района.

2. Суммарные мощности эоцен-четвертичных отложений плато Блейк в среднем в 5–7 раз меньше, чем в прибрежно-шельфовой зоне, причем последние более уплотненные. На плато Блейк все это время преобладало батипелагическое осадконакопление, без заметного участия терригенных турбидитов; песчаный материал поступал сюда в незначительных количествах. Этим, по-видимому, объясняются малые мощности осадков в рассмотренной части батиальной зоны.

Хотя описанный разрез отложений плато Блейк не может дать примеры всех основных разновидностей батиальных осадков, он весьма ценен для характеристики важной стадии развития рассматриваемых структур, названной Р. Трюмпи лептогеосинклинальной.

5. ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ОСАДКОВ БАТИАЛИ

Имеющийся материал позволяет выделить четыре основных типа осадков: терригенный, пелитовый, кремнистый и карбонатный. Конечно, это деление на типы — грубая абстракция: встречающиеся в природе осадки в той или иной степени полигенетичны; часто наблюдаются кремнисто-глинистые, известково-кремнистые, известково-глинисто-кремнистые породы, равно как и терригенные осадки с высоким содержанием биогенной кремнекислоты и/или карбоната кальция. Кроме того, эти породы могут образовывать различного типа переслаивания¹⁷. Все же представляется правильным относить породы к тому или иному из основных типов в случае резкого преобладания соответствующей компоненты.

1. Терригенные осадки. Как уже отмечалось, терригенные породы широко распространены в батиали, составляют большую часть общего объема осадков и характеризуются большой скоростью накопления. А. П. Лисицын⁴⁵ в качестве первого фактора, определявшего образование вдоль окраин континентов зон повышенных скоростей седиментации, называет поставку с континентов терригенного материала. При этом терригенное осадконакопление, по-видимому, более эпизодично, чем батипелагическое. Основным факторам переноса терригенных осадков в батиали являются придонные течения, обладающие достаточно большой скоростью. Распределение этих осадков зависит также от плана речной сети, выносящей в океан песчаный и алевроитовый материал. Ясно, что с изменением физикогеографических черт океанов и окружавшей их суши оба этих фактора также испытывали изменения, что могло приводить к образованию разрезов с чередованием терригенных и батипелагических формаций. Предполагается существование двух основных типов подводных течений, переносящих терригенные

осадки (сравним с двумя типами подводной эрозии, о которых говорилось выше):

а) периодические наклонные потоки, примерно перпендикулярные простиранию континентальной окраины,— так называемые мутьевые или суспензионные. Образуемые ими склоновые осадки — «турбидиты» — характеризуются целым рядом особенностей, позволяющих считать их современными аналогами флиша⁴² и дающих возможность отличать их от осадков иного генезиса. Наиболее важными из этих особенностей являются: градационная текстура осадков или асимметричная слоистость, выраженная в ритмично повторяющемся чередовании снизу вверх прослоев песка, алевролита и пелита; наличие характерных размывов, промоин и борозд в основании ритмов; наличие неровной слоистости — флюидалной, конволютной и т. д. — свидетельства того, что отложение осадков происходило в условиях турбулентного потока^{43, 163, 164} и др.;

б) продольные субгоризонтальные глубоководные течения. Существование таких течений устанавливается как непосредственными измерениями, так и наблюдениями над микрорельефом (на больших глубинах они нередко образуют знаки ряби и другие микроформы поверхности рыхлого осадка^{6, 156}. Р. Пратт, в частности, указывает на то, что Гольфстрим в районе плато Блейк охватывает всю толщу воды и, имея скорость порядка 0,5 м/сек., влияет на формирование состава отложений и их текстур. Участие такого рода течений, параллельных контурам морского дна, в формировании терригенных осадков недостаточно изучено, однако предполагается, что такие осадки могут быть представлены неоднократно переслаивающимися песками, алевролитами и пелитами, но без характерных для турбидитов текстур. Подобные осадки, известные на восточном континентальном склоне Северной Америки и в Мексиканском заливе, предложено называть контуритами¹⁰⁰. Д. Дэвис¹¹¹, отмечая некоторое участие донных течений в формировании современных терригенных отложений Мексиканского залива, подчеркивает, что они обуславливают хорошую сортированность обломочного материала, косую слоистость, наличие размывов.

Определенный интерес для диагностики древних рифтогенных окраин континентов могут представлять сведения о минералогическом составе терригенных осадков. Как показано на примере граувакк⁸⁴, уровень полимиктовости (соотношение кварца, полевых шпатов и обломков пород), являющийся показателем зрелости осадка, зависит от того, каковы тектонические условия образования осадков. Наибольшим содержанием кварца характеризуются, при прочих равных условиях, толщи, образованные в районах со спокойным тектоническим развитием. Для рифтогенной окраины континента, где источником терригенного материала, как правило, служит платформа, это означает широкое развитие олигомиктовых (ортокварцитовых) и субаркозовых толщ. Однако, кроме указанных факторов (тектонический режим и источник материала), надо учитывать еще и климат. Наибольшая

зрелость материала присуща осадкам умеренной и тропической зон. Наоборот, в условиях ледовой и холодной гумидной зон «происходит, главным образом, механическое разрушение горных пород (как и в аридной зоне), что связано с недостатком воды (большую часть года вода в твердом состоянии)»⁴⁴.

В арктических областях широко развит также разнос несортированного грубообломочного материала айсбергами, приводящий, по-видимому, к образованию толщ тиллитоподобных конгломератов, особенно в районах материкового оледенения.

Как можно видеть, минералогический состав терригенных осадков определяется многими факторами. Тем не менее в ряде случаев изучение этого состава может помочь в диагностике рифтогенных окраин. Это видно, в частности, из сравнения терригенных пород, развитых вдоль окраин Атлантического и Тихого океанов. В. В. Петелин⁵⁴ выделил по периферии Тихого океана единую минералогическую «макропровинцию андезитовой зоны». Здесь, в непосредственной близости от орогенных окраин континентов и гомологичных им островных дуг, повсеместно откладываются отчетливо полимиктовые терригенные осадки: «В самых больших количествах здесь встречаются обломки пород и... пепловые частицы, ...вулканические стекла, рудные минералы, плагиоклазы, роговые обманки, пироксены, эпидот, местами глауконит, кварц и др.». Кварц, как видим, здесь на одном из последних мест; его содержание в легкой подфракции обычно значительно меньше 20%. В пределах окраин Атлантического океана⁸⁶ картина существенно иная. В средних и низких широтах океана терригенная составляющая осадков в основном имеет субаркозовый и олигомиктовый характер (содержание кварца в большинстве провинций этих широт превышает 70%). Лишь в высоких широтах преобладают осадки «незрелого» типа, причем они все же отличаются от тихоокеанских меньшим содержанием минералов основных пород. Особый случай представляют терригенные осадки рифтогенных окраин любых широт, если они расположены вблизи орогенов: они всегда незрелые, как, например, в Бенгальском заливе¹⁶² или в Охотском море⁵⁴.

2. Пелитовые, глинистые осадки. Отложения этого типа образуются за счет тонкого, пелитового материала, выносимого во взвешенном состоянии из зоны шельфа в пределы батииали, и представляют собой глинистые илы, которые впоследствии могут превратиться в глинистые сланцы. Отложение этих осадков, по-видимому, характеризует периоды слабого терригенного питания и низкой биологической продуктивности вышележащих вод. В противных случаях пелитовая составляющая играет подчиненную роль или становится вовсе незаметной на фоне более мощного источника осадков.

3. Кремнистые осадки. При бурении глубокого дна океанов было выявлено широкое распространение кремнистых пород, образующих два хорошо прослеживаемых на огромных пространствах горизонта — верхнемелового и эоценового¹²³. По-видимому, последний из них мо-

жет быть сопоставлен с кремнистыми пачками эоцена, вскрытыми глубоководным бурением в зоне континентального склона на плато Блейк и на Южно-Тасмановом поднятии, что позволяет ожидать развитие этого горизонта и в других участках зоны континентального склона. В меньших масштабах кремненакопление идет и сегодня. Важнейшим фактором формирования кремнистых осадков в теплых водах является жизнедеятельность радиолярий и (в меньшей степени) диатомовых водорослей, образующих радиоляриевые и диатомово-радиоляриевые илы в глубоководных бассейнах тропических областей^{4,159, 163}. В холодноводных условиях (например, в глубоких частях Берингова и Охотского морей) образуются диатомовые илы, обычно содержащие 20, 30 и даже 50% аутигенной (биогенной) кремнекислоты, наряду с основной, пелитовой компонентой^{17, 44}. Называют и другие генетические типы кремнистых пород: кремне-губковые, гидротермальные, продукты выветривания пеплового материала, но они имеют значительно меньшее распространение.

4. Карбонатные осадки. Основными карбонатными минералами батиали являются кальцит и (в меньшей степени) арагонит, что определяется органогенным происхождением батиальных карбонатных осадков. Основными источниками их накопления являются раковины планктонных фораминифер и птеропод, образующие фораминиферовые и птероподовые илы. В зоне теплых вод к ним нередко примешиваются скелетные остатки кокколитофорид, изредка достигающие 50% карбоната илов¹⁶³. Брахиоподы и пелециподы нередко встречаются в батиали, но больших скоплений, а тем более ракушняков, не образуют. Кораллы батиали специфичны и сравнительно редки, — так называемые агерматипные, — одиночные или образующие лишь небольшие биогермы¹¹². Обломки карбонатов с мелководной фауной или мелководный карбонатный детрит могут встречаться в батиали в составе турбидитов. Отложение глубоководных карбонатов бывает сильно подавлено в условиях холодного климата⁴⁴, а также на больших глубинах — ниже критической глубины карбонатакопления⁴.

Породы вулканического происхождения не пользуются широким распространением в пределах зрелых континентальных окраин, хотя и не являются запрещенными (третичные и четвертичные базальты и туфы впадины Отуэй в Австралии, прослой пепла в миоцене плато Блейк и тем более туфы в современных батиальных осадках дальневосточных морей)^{17,96, 146}.

О некоторых литологических признаках батиальных осадков. Вышеизложенные материалы убеждают в том, что надо очень осторожно подходить к оценке признаков, по которым еще сравнительно недавно делались заключения о мелководности осадков. В частности, не являются такими признаками: наличие размывов и перерывов в осадконакоплении; знаки ряби; присутствие детрита и обломков мелководной фауны, оолитов, конкреций относительно мелководного происхождения, а также растительного детрита; наличие конгломератов и тилли-

топодобных пород; малые мощности осадков; большее содержание в осадках глинистой и алевро-песчаной фракций по сравнению с осадками соседней заведомо неритовой области.

В то же время свидетельством относительной глубоководности, по-видимому, могут являться: признаки действия мутьевых потоков и широкое развитие структур подводного оползания; малые мощности тонких, первично илистых осадков при большой полноте отдельных частей разреза («конденсированные» разрезы); прослеживаемость отдельных литологических пачек (например, горизонтов кремней) на огромные расстояния; пелагический состав фауны (планктон и нектон при бедности и специфичности бентоса). Указывают и на более частные признаки глубоководности: преобладание планктонных фораминифер над бентосными; смена герматипных (рифостроящих) кораллов агерматипными; присутствие трилобитов с редуцированными или, наоборот, очень большими глазами; специфические следы роющих организмов, сравнимые с современными глубоководными (фаии *Nereites* и *Zoophycos*), обогащенность рядом редких и рассеянных элементов¹¹² и др. Широко известны такие методы определения глубин осадконакопления, как сравнение мощности рифов или других неритовых осадков и находящихся рядом маломощных глубоководных осадков; изучение мощности быстро формирующихся толщ (соленосных или терригенных), заполнивших глубоководный бассейн; использование глыб подводных оползней и т. д.¹⁶ Конечно, признание решающего значения каждого из упомянутых признаков и критериев в отдельности может привести к ошибке, однако их комплексное использование должно обеспечить уверенное решение.

По-видимому, пока, на современном уровне изученности, преждевременно «расписывать» рассмотренные батиальные осадки в исчерпывающий список типичных формаций. Для этого необходимо получение куда более полного материала бурения этих районов. Однако уже сейчас можно наметить две основные группы батиальных формаций рифтогенных окраин: 1. Аллохтонные терригенные формации (терригенно-олигомиктовые, суббаркозовые, тиллитоидные и др.). 2. Батипелагические формации: известняково-кремнистые, глинисто-кремнистые, пелагических известняков и т. д.

Часть II

РЕЛИКТЫ РИФТОГЕННЫХ ОКРАИН КОНТИНЕНТОВ В НЕКОТОРЫХ ПАЛЕЗОЙСКИХ СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСАХ ЛАВРАЗИИ

Одним из сильных аргументов противников теории Вегенера было утверждение, что для Вегенера история Земли фактически начинается с мезозоя — с момента, когда раскололась Пангея и начался дрейф

материков. К неомобилизму данное возражение неприменимо. Еще на сравнительно ранних стадиях развития этого направления, до появления «новой глобальной тектоники», его сторонники подчеркивали, что мезозойское раскалывание континентов — лишь последнее из аналогичных событий прошлого. При этом они просто давали мобилистское толкование представлению Г. Штилле⁸³ о периодических обрушениях кратонов, приводивших к заложению новых геосинклиналей, на месте которых впоследствии возникали новые складчатые пояса. В пределах кратонов современного северного полушария такие обрушения имели место в конце протерозоя и начале палеозоя и привели к возникновению обширных геосинклинальных (океанических) бассейнов, из которых впоследствии возникли палеозойские (каледонские и герцинские) складчатые пояса. К концу палеозоя эти пояса спаяли континенты Североамериканской, Европейской, Сибирской, Таримской, Китайской платформ и ряд микроконтинентов в единый сверхконтинент — Лавразию, снова расколовшийся в мезозое (рис. 2).

Для изучения реликтов древних континентальных окраин в складчатых поясах наиболее удобно воспользоваться указанным примером. Палеозоида Лавразии — достаточно древние сооружения, что исключает связь процесса их формирования с последней, мезокайнозойской эпохой рифтогенеза. В то же время они и достаточно молоды, что позволяет при их изучении пользоваться всеми преимуществами биостратиграфического и биофациального анализов. Мы ограничимся рассмотрением простых, линейных окраин. Окраины дробления с прихотливым, мозаичным рисунком (южное ограничение Североморской впадины, юго-западное и южное ограничения Сибирской платформы) здесь рассмотрены не будут за недостатком места и в связи с особой сложностью их строения, хотя нельзя не отметить, что Западная Европа дает прекрасные примеры древней батиаля^{90, 129, 140, 158}.

В течение ряда лет мы изучаем поставленную проблему на примере герцинид севера Урала. Первая трудность, с которой пришлось столкнуться в самом начале, — это слабая разработанность стратиграфии отложений, которые мы считаем батиальными, — отложений Лемвинской структурно-формационной зоны. Возможности, которые представляло изучение макрофауны с последующим сопоставлением литологических пачек, были в этой зоне практически исчерпаны в 40-х — начале 50-х годов работами К. Г. Войновского-Кригера¹¹⁻¹⁴ и др., и новые исследования ненамного улучшали, а иногда и ухудшали (как, например, в случае ошибочного выделения чигимской свиты ордовика)²⁴ предложенную им схему. Лишь после того, как более пристальное внимание было обращено на фораминифер²³, после того, как были найдены нижнедевонские граптолиты и началось изучение птеропод³⁷, а также показано широкое развитие конодонтов в Лемвинской зоне и аналогичных образованиях Верхней Печоры⁶¹⁻⁶³, стало возможным значительное уточнение стратиграфии. Стало ясно, что батиальные формации, развитые в отдельных эрозионных останцах на севере Ура-

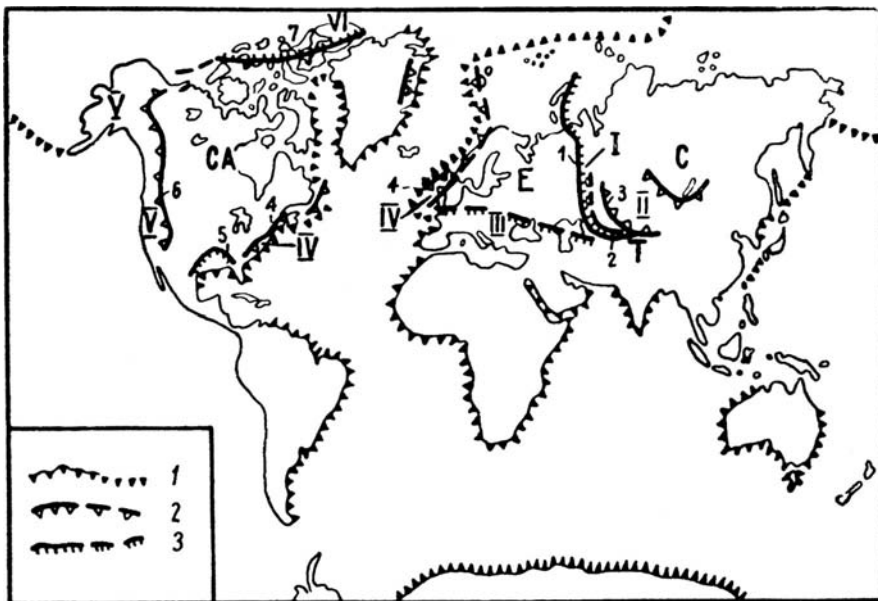


Рис. 2. Рифтогенные окраины современных континентов и примерное положение их гомологов в палеозоидах Лавразии. 1 — Современные рифтогенные окраины, заложившиеся в атлантическую эпоху рифтогенеза (с начала мезозоя). 2, 3 — реликты рифтогенных окраин, заложившиеся: 2 — с конца позднего рифея до кембрия (в казахстанскую эпоху рифтогенеза); 3 — с начала кембрия до начала ордовика (в уральскую эпоху рифтогенеза). Палеозойские континенты: Е — Европейский, СА — Североамериканский, С — Сибирский, Т — Таримский. Области развития палеозойских океанических формаций: I — Протоураля, II — Протоазиатского океана, III — Палеотетиса, IV — Протоатлантики, V — Протопацифика, VI — Протоарктического океана. Арабские цифры соответствуют номерам разделов части II текста.

ла и Пай-Хое, прекрасно сопоставляются между собой. Другой трудностью, с которой оказалось связанным изучение реликтов древней континентальной окраины на севере Урала, было то, что почти все детальные геологические карты Лемвинской зоны строились без учета возможности развития в ней крупных шарьяжных перемещений, хотя К. Г. Войновский-Кригер по материалам проведенной им мелкомасштабной и якобы некондиционной съемки давно уже приводил основательные доводы в пользу их наличия. Без решения этих вопросов нельзя было надеяться на правильную трактовку палеогеографического положения Лемвинской зоны и гомологичных ей образований на севере Урала. Наконец надо было решить вопрос о глубине образова-

ния осадков зоны, который до последнего времени оставался предметом дискуссии.

Трудности, вставшие перед нами, являются, по-видимому, типичными трудностями, возникающими при изучении реликтов древней батиали, поэтому мы на них и остановились. Результаты наших исследований на севере Урала опубликованы или будут опубликованы в ближайшее время ^{2, 20, 21, 37, 60–64} и здесь мы суммируем их в очень сжатом виде.

1. УРАЛ

Каледоно-герцинская геосинклиналь севера Урала заложилась в конце кембрия – начале ордовика на вполне сформировавшейся коре континентального типа, строение которой здесь определялось развитием байкальской складчатой системы северо-северо-западного и северо-западного простирания. Широко распространено представление об эвгеосинклинальной природе байкалид севера Урала. Однако в последнее время нами был выдвинут целый ряд доводов в пользу того, что это не настоящая («океаническая») эвгеосинклиналь: в пределах большей части этой байкальской геосинклинали существовал заметно развитый гранитный слой; обильный вулканизм позднерифейско-вендского возраста носит субсеквентный характер ²⁰. На этой структуре с резким азимутальным несогласием заложилась океаническая впадина Уральской эвгеосинклинали ^{29, 60}, положение западного края которой отвечает в современной структуре линии Главного уральского глубинного разлома. Образование ее сопровождалось возникновением авлакогенов — Печорского и Усино-Колвинского — непосредственно западнее, в теле платформы, а также специфическим магматизмом рифтогенного характера — также западнее Главного разлома, на континентальной и вновь формировавшейся переходной коре. Магматические формации переходного этапа могут быть выделены в трапповую, трахито-базальтовую, щелочно-базальтоидную формации ²¹. Одновременно местами происходило формирование красноцветных грубообломочных полимиктовых пород, согласно или почти согласно перекрываемых кварцитопесчаниками тельпосской или погурейской свит нижнего ордовика. Эти отложения ранее рассматривались нами как базальный горизонт указанных свит, однако отмечалось, что иногда они исчезают, иногда же испытывают значительные раздувы. И то, и другое можно видеть на Приполярном Урале — на руч. Озерном и г. Конгломератовой. В этих участках, а также в ряде других мест (например, в бассейнах рр. Грубею и Кок-пелы на Полярном Урале) можно видеть, что либо эти базальные толщи тесно связаны с вулканогенными (часто туфогенными) породами, либо доказан раннеордовикский возраст базальтоидов ⁶², либо фаунистически доказанный ордовик прорывается липаритами, диабазами и габброидами. Указанная группа вулканических и осадочных формаций образовалась на раннем, рифтоген-

ном этапе развития восточной окраины континента Русской (Европейской) платформы. В начале же ордовика наметилась устойчивая тенденция к опусканию окраины формирующейся океанической впадины, с ингрессией моря и образованием двух устойчивых структурно-формационных зон — Елецкой и Лемвинской, граница между которыми протягивалась параллельно краю эвгеосинклинали. Елецкая зона, хорошо изученная, характеризовалась в период от ордовика до нижней перми почти непрерывным чередованием мощных терригенно-олигомиктовых и карбонатных формаций в чередующихся условиях литоральной и неритовой зон (за исключением фаций доманика). Эти формации очень сходны с платформенными; многие тела их даже прослеживаются в пределы современной платформы. Поэтому они сами по себе не очень диагностичны: разве что их большая мощность (до 6 км) и полнота разреза являются отражением близости края континента⁶⁰. Вертикальный ряд Лемвинской зоны резко отличается от Елецкого; граница этих зон в палеоструктуре была отчетливой и устойчивой.

В центральных и восточных районах Лемвинской зоны на Полярном Урале выделяются (снизу вверх) следующие формации:

1. Известняково-песчано-сланцевая грубеинская формация (O_{1-3}). Представлена в низах пачкой кварцито-песчаников, часто известковистых, с прослоями алевролитов. Выше залегает мощная толща, представленная обычно довольно ритмичным переслаиванием филлитовидных сланцев и алевролитов серо-зеленой и фиолетовой окраски. Венчает разрез сероцветная толща алевролитов, глинистых сланцев, кварцито-песчаников и известняков нередко комковатых — так называемых «петельчатых». Мощность формации более 1000 м.

2. Известняково-кремнисто-глинисто-сланцевая харотская формация ($O_3? - S - D_1$). Отвечает по объему харотской свите и, возможно, верхам качамылькской. Представлена глинистыми, углисто-глинистыми, углисто-глинисто-кремнистыми граптолитовыми сланцами, черными фтанитами, с линзами и прослоями глинистых неровнослоистых, комковатых известняков. Верхний горизонт петельчатых известняков, венчающий формацию, содержит обильные птероподы. Мощность формации в центральных и восточных разрезах обычно не превышает 200 м.

3. Кремнисто-терригенная олигомиктовая аллохтонная пагинская формация (D_2). Представлена ритмичным переслаиванием кварцитов, алевролитов и глинистых сланцев. В верхах проявляются прослои кремнистых сланцев. Мощность — первые сотни метров. К западу она замещается мощной (до 1,5 км) терригенно-олигомиктовой тисваизской формацией.

4. Известняково-кремнисто-глинисто-сланцевая колокольненская формация ($D_2 - C_2$). Отвечает по объему отдельным пачкам пагинской, няньворгинской, воргашорской, чигимской, харотской свит и собского комплекса, куда эти пачки включались ошибочно. Сейчас известно, что

они составляют единое тело, представленное переслаиванием глинистых, кремнистых сланцев, фтанитов, черных плитчатых глинистых известняков. В отличие от харотской формации здесь отсутствуют неровнослоистые и петельчатые птероподовые известняки; обычны темно-серые и черные, иногда фораминиферовые и конгломератовидные известняки; наряду с черными сланцами и фтанитами широким распространением пользуются светлые, разнообразно окрашенные слоистые кремнистые породы, часто похожие на яшмы. Мощность формации, по-видимому, не превышает 500 м. Верхняя возрастная граница ее — отчетливо скользящая (от низов верхнего визе на востоке до среднего карбона на западе) за счет того, что верхи этой формации замещаются на востоке мощной (свыше 1500 м) граувакковой яйюской формацией (C_1-C_2), представленной груборитмичной толщей полимиктовых терригенных пород с редкими прослоями органодетритовых известняков.

5. В центральных частях Лемвинской зоны непосредственно на колокольненской формации залегает кечпельская формация терригенного флиша (C_3-P_1), представленная более или менее ритмичным чередованием темных полимиктовых песчаников, алевролитов и аргиллитов с тонким обугленным растительным детритом. Мощность заведомо свыше 1000 м.

Характерной чертой описанного ряда формаций является смена мощных (в низах, по-видимому, мелководных) терригенных толщ, залегающих на дислоцированном фундаменте, вверх по разрезу мало-мощными глубоководными отложениями, среди которых, при практически полном отсутствии эффузивов, широким развитием пользуются другие типично геосинклинальные породы (фтаниты, пелагические известняки, турбидиты); завершается ряд мощными и первоначально глубоководными толщами граувакк и флиша. Как нами показано⁶³, Лемвинская зона в палеоструктуре занимала промежуточное положение между шельфом палеозойского континента Русской платформы с развитыми на ней мощными карбонатными и терригенно-олигомиктовыми формациями елецкого типа, и вулканически активной областью океанической впадины, с присущим ей набором эвгеосинклинальных формаций.

Фации, аналогичные лемвинским, были изучены нами в бассейне Верхней Печоры. Стратиграфия этих фаций здесь была полностью пересмотрена на основе новых фаунистических находок. В результате выяснилось, что здесь можно выделить литологические и возрастные аналоги всех описанных формаций Лемвинской зоны, кроме кечпельской. Правильный разрез был построен еще в поле, на основании литологических сопоставлений с лемвинскими разрезами, и затем полностью подтвержден определениями фауны⁶¹. Вследствие плохой обнаженности разрез здесь менее полный, чем в Лемвинской зоне, и все же он дает возможность произвести необходимые сопоставления.

Здесь, снизу вверх, выделяются:

1. Кисуньинская известняково-песчано-сланцевая формация (O_{1-2}). В низах представлена мощной (вероятно, не менее 1000 м) толщиной ритмичного переслаивания аргиллитов, алевролитов с подчиненными прослоями преимущественно кварцевых песчаников, окрашенных в малиновые и серо-зеленые цвета. Выше она переходит в также мощную (многие сотни метров) сероцветную толщу с линзочками глинистых пелитоморфных известняков и прослоями комковатых кремнисто-глинисто-известняковых пород.

2. Малошежимская формация ($S?-D_1$), обнаженная очень фрагментарно, представлена переслаиванием черных углисто-глинистых сланцев, фтанитов с горизонтом птероподовых петельчатых известняков в верхах. Мощность формации неясна (более первых десятков метров).

3. Горевская кремнисто-терригенно-олигомиктовая формация (D_2). Представлена мощной (многие сотни метров) толщиной довольно ритмичного переслаивания алевролитов, аргиллитов, мелкозернистых кварцевых песчаников, кремнистых сланцев, иногда с тонкими прослоями криноидно-детритовых известняков, линзочками конгломератов с переотложенной макрофауной кораллов и брахиопод и даже довольно крупными (иногда свыше 0,5 м) глыбками окремнелых водорослевых известняков не местного происхождения. В кремнях встречены радиолярии и конодонты.

4. Евтропинская формация ($D_3^1-D_3^{2-1}$) представлена разноцветными глинисто-кремнистыми породами, фтанитами, часто с обильными радиоляриями; в верхней части — прослой известняков, иногда конгломератовидных. Видимая мощность — менее 150 м.

5. Кременская формация (C_1-C_2) представлена переслаиванием алевролитов, аргиллитов и полимиктовых песчаников с прослоями известковистых спикулитов и органогенно-детритовых известняков. Видимая мощность — первые десятки метров.

Основы стратиграфии сланцевых отложений лемвинского типа на Пай-Хое были заложены Б. Я. Осадчим, А. М. Ивановой, В. И. Устрицким⁶⁹. Сводка по стратиграфии и формациям сев.-зап. части Пай-Хоя дана недавно В. С. Енокяном²⁵. Им выделены: 1. Карская кремнисто-сланцевая формация (O_1-D_1), объединяющая кремнисто-углисто-глинистые граптолитовые сланцы и известняки тоинтинской, оюской и ливановской свит и сопоставимая по облику с харотской формацией. В основании карской формации выделяется пачка конгломератов, песчаников и песчанистых известняков мощностью до первых сотен метров, а в верхах — все та же пачка петельчатых птероподовых известняков. Мы предлагаем выделять базальную пачку в нижнетоинтинскую формацию, отчасти сопоставимую с грубеинской формацией Лемвинской зоны. 2. Падейская формация кварцевых песчаников (D_2). В. С. Енокян сопоставляет ее с пагинской и зилаирской формациями. Последнее, по-видимому, неверно, так как зилаирская формация —

отчетливо полимиктовая. 3. Путьюская отдаленная кремнистая формация (D_3-C_2) объединяет яшмовидные породы, кремнисто-глинистые, кремнистые сланцы и известняки, иногда конгломератовидные. Она сопоставима с колокольненской формацией. Сейчас путьюская формация считается практически немой, однако мы уверены, что в ней будут найдены конодонты. Аналоги яйнюской формации на Пай-Хое неизвестны, что связано с удаленностью зоны от островных поднятий в каменноугольное время. Выше путьюской формации на восточном Пай-Хое выделяется кечпельская формация терригенного флиша.

Таким образом, на протяжении 1000 км, от С.-З. Пай-Хоя на севере до р. Уньи на юге, средняя (O_3-C_1) часть формационного ряда сланцевой зоны остается очень выдержанной. Сопоставимыми оказываются не только крупные толщии пород, но и отдельные горизонты. В частности, через весь север Урала и Пай-Хой прослеживается верхний горизонт петельчатых известняков харотской формации и ее аналогов. Изложенные данные говорят о том, что в палеозое сланцевая зона протягивалась более или менее непрерывной полосой.

Современное тектоническое положение сланцевых формаций в Урало-Пай-Хойской системе различно в различных ее частях. На Пай-Хое эти формации залегают «in situ»^{25, 69}; есть указания на достаточно постепенные переходы между формациями лемвинского и елецкого типа на протяжении 10–15 км вкрест простирания зоны. Ширина зоны здесь не менее 25 км; судя по геофизическим данным, она сменяется эвгеосинклинальной зоной под водами Байдарацкой губы. В Лемвинской зоне полоса развития сланцевых фаций палеозоя намного уже (не более 25 км в наиболее широком участке); переходные фации развиты значительно слабее, чем на Пай-Хое (можно говорить лишь об их фрагментах, сохранившихся при тектоническом сближении). В течение орогенического этапа, в конце палеозоя, формации Лемвинской зоны были сильно надвинуты на формации карбонатного шельфа, причем тектонические пластины, перекрывшие карбонатные формации, были затем дополнительно дислоцированы вместе с ними в синформные и антиформные складки и рассечены более молодыми надвигами. Как на севере, так и на юге зоны типично лемвинские отложения наблюдаются в эрозионных полуостанцах тектонического покрова, располагаясь западнее елецких и переходных. Наличие таких полуостанцов предполагалось К. Г. Войновским-Кригером^{11–14} и стало еще более очевидным после упорядочения стратиграфии. Важно отметить и другое. Несмотря на современную пространственную близость ордовикско-девонских отложений Лемвинской зоны и однообразных с ними эвгеосинклинальных отложений Войкаро-Сынинского прогиба, отсутствует хотя бы какой-то намек на такую близость в древности и на наличие переходных разрезов. Имея в виду, что Урал-Тау новообразован и не являлся барьером, следует сделать вывод о сильном тектоническом сближении также и этих фаций, причем это сближение должно было быть еще большим, чем в пер-

вом случае, раз переходные фации здесь отсутствуют. Где же проходит линия надвигов, по которым произошло столь мощное сближение? По нашим данным, в подошве гипербазитовых массивов, везде, где ее нам удалось наблюдать по западному контакту массива Рай-Из и северо-западному контакту массива Пай-Ер (Войкаро-Сыньинского) наблюдается мощная (во многие десятки метров) зона тектонического дробления серпентинитов, падающая к востоку под различными углами (от субгоризонтального до 80°). Серпентиниты залегают на породах различного возраста и состава — от гнейсов протерозоя до граувакк карбона. Между массивами Рай-Из и Пай-Ер, как бы связывая их, по западному ограничению Хараматолоуской депрессии, проходит разлом того же названия⁵³, сопровождаемый зоной серпентинитового меланжа. В метаморфических породах близ подошвы массива Пай-Ер или западнее, на некотором удалении, наблюдаются зоны глаукофановых сланцев — зоны, указывающие на развитие здесь метаморфизма высоких давлений и низких температур¹⁵¹, и которые, как и зоны серпентинитовых тектонитов, свидетельствуют о том, что именно здесь происходило надвигание блока мантии с лежащей на ней корой эвгеосинклинали на край древнего континента (явление «обдукции»)⁵⁰. Этот блок, выходя на поверхность, местами перекрывал отложения палеозоя (включая фаунистически охарактеризованные девон и карбон), местами же срывал их с фундамента и приходил в соприкосновение с метаморфическими сланцами, гнейсами и амфиболитами — метаморфическими толщами протерозоя. Создавалось впечатление, что гипербазиты образуют местами вокруг себя высокотемпературный контактовый ореол. При этом делался необоснованный вывод, что метаморфические породы на контакте с гипербазитами имеют средне-верхнеордовикский возраст и принадлежат чигимской кремнисто-вулканогенной свите (данные А. А. и Г. Н. Савельевых). Однако, по нашим данным, чигимской свиты не существует: в нее ошибочно включались кремнистые сланцы с конодонтами верхнего девона и кремнисто-вулканогенные толщи доордовика, перекрытые в районе истоков р. Хараматолоу конгломератами и песчаниками ордовика, содержащими брахиоподы и подстилающими нормальный, безэффузивный разрез палеозоя лемвинского типа. Как нам представляется, внедрение пластины гипербазитов и выведение ее на поверхность на западном склоне Урала произошло лишь в позднем карбоне – перми, когда здесь начались складчатость и развитие шарьяжей. Напомним данные К. Г. Войновского-Кригера об отсутствии хромитов в яйюской свите и появлении их в большом количестве лишь в верхах нижней перми.

Положение сланцевых фаций на Верхней Печоре, где они протягиваются уже совсем узкой полосой (7–9 км), еще сложнее⁶¹. Как выясняется, западное ограничение сланцевых фаций проходит здесь по наблюдаемому в обнажении пологому надвику; переходные фации отсутствуют. Более того, само пятно сланцевых формаций лежит в иностранном окружении (не только к западу, но и к востоку от него наблю-

даются либо формации елецкого типа, либо аналоги тисваизского комплекса. Все это говорит в пользу предположения, что на Верхней Печоре сланцевые формации залегают в останце тектонического покрова.

Вышеизложенное позволяет сделать вывод, что с севера на юг, от Пай-Хоя к Верхней Печоре происходит последовательное усложнение современного структурного положения сланцевых формаций. Далее к югу эта тенденция сохраняется; встает вопрос о том, сохранились ли вообще на западном склоне Среднего и Южного Урала аналоги лемвинских формаций. Так, в районе Нязепетровска широким развитием пользуется бардымская терригенно-вулканогенная свита ордовика, типично эвгеосинклинального облика, залегающая в останцах тектонического покрова (материалы полевого семинара 1972 года на Среднем и Северном Урале). В Зилаирском синклинории, как показано М. А. Камалетдиновым и Т. Т. Казанцевой³¹, залегают целый ряд останцов тектонического шарьяжа, сложенного гипербазитами и типично эвгеосинклинальными кремнисто-терригенно-вулканогенными толщами, переброшенными сюда с восточного склона. Таким образом, Лемвинская зона не является аналогом Нязепетровской зоны и Зилаирского синклинория, как считалось раньше⁷⁸. И все же нельзя полностью отрицать возможность присутствия на юге Урала фаций лемвинского типа. Можно предварительно предполагать, что они существуют в Сакмарском покрове (в частности, силуру шандинского и абишевского типа, описанный С. В. Руженцевым⁶⁵, в восточном борту северной части Зилаирского синклинория, в Бетринском останце и др.

2. ЮЖНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ

Как показано в последнее время, Урал и Южный Тянь-Шань, будучи самостоятельными складчатыми системами, принадлежат, тем не менее, «единой варисийской складчатой области, структура которой сформировалась в процессе замыкания единого океанического (геосинклинального) бассейна»⁸⁵. Поэтому было бы удивительно, если бы на Южном Тянь-Шане не оказалось структур и формаций, хотя бы отдаленно напоминающих лемвинские, там более что на территории Тянь-Шаня, как и на территории Урала, не отмечается интенсивных проявлений каледонской складчатости.

К. Л. Волочкович и др.¹⁵ приходят к заключению, что Южно-Тяньшаньская геосинклиналь «возникла в нижнем палеозое после распада крупного допалеозойского кратона (?). По границам системы возникли зоны повышенной проницаемости, сформировавшиеся в виде Южно-Ферганской эвгеосинклинали и Южно-Гиссарского вулканического пояса, к которым тяготеют и пояса ультраосновных пород. Возможно, эти пояса — результат раздвига континентальной коры в палеозое». Эти же авторы указывают, что в основании геосинклиналь-

ного комплекса Южного Тянь-Шаня залегают кембро-ордовикские формации: «Они представлены довольно однообразными карбонатно-терригенными толщами, связанными постепенными переходами с силурийскими типично геосинклинальными осадками». «Вдоль северной и южной границ рассматриваемой геосинклинальной системы среди осадков кембрия встречаются вулканические породы (диабазы) и яшмы, а вдоль северной границы Туркестанской зоны, позднее оформившейся в геоантиклиналь, — горизонты седиментационных брекчий. Особо следует отметить вулканогенные породы кислого состава (порфировая формация O_{2-3}), свидетельствующие о существовании уже в это время сиалической коры»¹⁵. Дополнительным штрихом к этой картине рифтогенеза может служить недавнее указание⁷⁰ на развитие в Северо-Тамдытауской зоне (Кызыл-Кум) кембро-ордовикской трахибазальтовой формации, сходной с таковой устойчивых областей.

На следующем этапе оформился план структур, просуществовавших без особых изменений до начала варисцийского орогенеза¹⁰³. Указанные авторы разделяют все структурно-формационные комплексы региона на три группы: миогеосинклинальные, геоантиклинальные и эвгеосинклинальные. Формации этих групп, согласно реконструкции их первоначального положения, располагались симметрично: в центре — эвгеосинклинальные, с севера и юга — миогеосинклинальные, а в промежутке между эв- и миогеосинклиналями — пояса геоантиклинальных формаций. Такое промежуточное положение геоантиклинальных формаций само по себе достойно внимания, ибо они занимают место, которое, как следует из вышеизложенного материала, могут занимать батинальные формации. Сами эти формации также интересны. Примером могут служить разрезы, описанные в зоне высоких предгорий Алайского хребта^{55, 56}. Здесь можно попытаться предварительно выделить следующие формации (снизу вверх): 1. Сюгетско-пульгонская кремнисто-терригенно-олигомиктовая формация (S_{1-2}). Основание ее неизвестно. Представлена преимущественно олигомиктовыми песчаниками, алевролитами, глинистыми и кремнистыми сланцами, охарактеризованными граптолитами; отмечены тентакулиты. Мощность — до 1200 м. 2. Джидалинская терригенно-полимиктовая формация (D). Представлена полимиктовыми песчаниками, конгломератами и сланцами; развита не повсеместно (мощность 0–800 м). Кораллы и брахиоподы, присутствующие в этой толще, являются по крайней мере отчасти переотложенными. 3. Выше, на джидалинской или непосредственно на сюгетско-пульгонской, лежит шаланская известняково-глинисто-кремнистая формация, возраст которой считается намюрским на основании находок гониатитов в ее верхах. Мощность до 200 м. 4. Залегающие выше сланцы, конгломераты и песчаники S_2 , возможно, принадлежат нижним горизонтам граувакковой формации.

Разрез отличается скудностью фауны во многих горизонтах и сильно напоминает разрез среднего палеозоя Лемвинской зоны до того, как там были найдены конодонты: там тоже предполагались гро-

мадные перерывы, местами охватывающие весь девон, что служило наряду с малой мощностью осадков одним из доводов в пользу геодантиклинальной природы этой зоны. К тому же, как мы уже отмечали, ни малые мощности, ни неполнота разрезов, ни наличие прослоев грубообломочных пород с мелководной фауной и растительным детритом в них и размывами в их основании еще не могут сами по себе говорить против батинального характера отложений, и понадобятся дополнительные исследования для того, чтобы решить этот вопрос. Сейчас же, в порядке постановки вопроса, можно лишь высказать предположение о том, что среди группы формаций, выделенных на Южном Тянь-Шане в качестве геодантиклинальных, «затерялись» формации батинали. Кстати, силурийско-нижекаменноугольные формации Кокшаальского района, зачисленные в геодантиклинальные¹⁰³, описаны Е. В. Христовым⁷⁹ как формации некомпенсированных прогибов, и его точка зрения хорошо аргументирована.

3. ЗАПАДНЫЙ КАЗАХСТАН И СЕВЕРНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ

В пределах указанных районов проходит восточное и юго-восточное «континентальное» ограничение обширного палеозойского эвгеосинклинального (первично океанического) пояса, который включал в свой состав области современного Казахстана, Алтая и Саян⁵². Как показано В. В. Королевым, В. В. Киселевым и др.^{33,34}, в позднем рифее в рассматриваемых районах происходили ранне-байкальские движения, завершившиеся образованием наложенной орогенной структуры с субсеквентным магматизмом по периферии Улутау-Тяньшаньского нагорья и по северной окраине Таримского массива. Геосинклинальные прогибы в рассматриваемой зоне в результате складчатости были выведены из зоны седиментации. Вскоре, однако, характер перестройки изменился. В позднем же рифее «полному **распаду** подверглось Улутау-Тургайское нагорье... В результате центрально-казахстанский морской бассейн приобрел более широкие связи с уральским. Море **проникло** на периферию Южно-Тяньшаньского нагорья, где в результате орогенеза возникла серия межгорных впадин, разделенных горными грядами. Образовался крупный Байконур-Чаткало-Нарынский горный пояс с **ингрессировавшим** в его пределы по продольным тектоническим долинам морем» (выделено жирным везде мною — В. П.). В это время образуется широко распространенная толща «нижних тиллитов», сложенная грубым, незрелым полимиктовым материалом. В венде сохраняется общий палеогеографический план позднего рифея. В пределах Байконур-Чаткало-Нарынского горного пояса, залегая согласно на нижних тиллитах, образуются пестроцветные песчаные и песчано-глинистые отложения, постепенно становящиеся более тонкими. Отмечается «поразительная выдержанность пачек пород на значительных расстояниях, порядка 2000 км». Важную особенность раннего венда представляет

широкое развитие туфогенно-кремнистых пород липаритового и трахитового состава». Цитированные авторы^{33, 34} неоднократно подчеркивают, что события конца позднего рифея и раннего венда представляют собой своеобразные проявления орогенеза, однако легко видеть, что по нашей трактовке — это типичный рифтогенез.

Для характеристики развития образовавшейся в результате рифтогенеза континентальной окраины целесообразно привести типичный и хорошо изученный вертикальный разрез формаций одного из его участков, тем более что разрезы всей зоны очень устойчивы и однотипны. Мы рассмотрим здесь обобщенный разрез поздне-протерозойско-ордовикских отложений Байконурского синклинория, описанный А. Л. Книппером³⁵. Разбивка на формации дается здесь с учетом новых данных о возрасте толщ¹⁹. На складчатом рифейском фундаменте залегают (снизу вверх):

1. Улутауско-жалтауская молассоидная формация, представленная конгломератами, граувакками, кварцевыми порфирами и их туфами (поздний рифей – венд). Мощность до 450 м.

2. Жалтауская кремнисто-карбонатно-кварцитовая формация. Представлена кварцитами и окремнелыми известняками (венд). Мощность до 300 м.

3. Булантинско-курайлинская карбонатно-терригенно-кремнистая формация (венд). Представлена переслаиванием кремнистых и углисто-кремнистых пород, известняков (иногда брекчиевых), доломитов, песчаников, кварцитопесчаников и алевритовых сланцев. Мощность 500–900 м.

4. Байконурская формация тиллитоподобных конгломератов (венд, «верхние тиллиты», по В. Г. Королеву³⁴). Представлена груботерригенными породами мореноподобного облика мощностью 400–500 м. Отмечается развитие подводно-оползневых структур, что наряду с данными о наличии штриховатых валунов говорит в пользу предположения о водно-ледниковом происхождении свиты, с участием айсбергов, в бассейне, глубина которого в центральной части оценивается в 750–800 м³⁵. Возможно, отчасти прав и В. Г. Королев, который придерживается гипотезы континентального происхождения тиллитов. Материковое оледенение на краю континента даже должно приводить к образованию ледниковых отложений различных генетических типов.

5. Коктаальско-карасуирская карбонатно-глинисто-кремнистая формация (Ст₁–О₂). Представлена переслаиванием яшмовидных кремней и фтанитов (?) с остатками радиолярий, темных углистых известняков, иногда брекчиевидных, с редкими гастроподами, брахиоподами и трилобитами, глинисто-кремнистых, углисто-кремнистых сланцев, алевролитов, с граптолитами в верхах разреза. Отмечавшиеся комплексы трилобитов^{19, 35} в значительной части состоят из представителей агностид — слепых трилобитов, глаза которых были, по-видимому, редуцированы в процессе приспособления к жизни в темноте (Э. Кларксон, пользуясь аналогией с некоторыми батиальными артроподами

современных океанов, живущими на глубине свыше 700 м, истолковывает подобные явления как возможный признак глубоководности осадков)¹¹². Мощность формации 575–800 м.

6. Дулыгалинская флишоидная формация O₃. Мощность 3000 м.

7. Каргалинская вулканогенная (диабазовая) формация O₃. Мощность 2500 м.

Легко убедиться, что формационный разрез Байконурского синклинория характеризуется чертами принципиального сходства с разрезом батиальных формаций Лемвинской зоны, но как бы «смещен по фазе»: орогенез в одном районе примерно совпадает с рифтогенезом в другом, и наоборот.

Задача прослеживания структурно-формационной зоны, к которой принадлежит описанный разрез, в значительной мере уже выполнена. Как показано А. Л. Книппером³⁵, этот разрез прекрасно сопоставляется с разрезами северных дуг Тянь-Шаня (Б. Каратау и Чаткало-Нарынская зона). Эта зона, по-видимому, может быть прослежена и севернее, где она идет через Марьевско-Стерлитамакский и Джаркаинагачский синклинории, скрываясь на севере под чехлом Западно-Сибирской платформы. Правда, некоторые отличия в стратиграфии этих синклинориев от более южных все же имеются¹⁹ (не решен, например, вопрос о наличии кембрия в Джаркаинагачском синклинории), однако литологические описания разрезов поразительно похожи. Есть указания и на то, что эта зона прослеживается дальше и в противоположном направлении — от Чаткало-Нарынской зоны на восток, в область хребта Куруктаг, на территорию КНР²⁷. Эта огромная по своей протяженности изогнутая в плане зона лежит между областью развития «океанических» (эвгеосинклинальных) формаций нижнего палеозоя Казахстана, севера Тянь-Шаня и Алтая, с одной стороны, и областью эпиконтинентальных формаций того же возраста от Таримской платформы до Тургая — с другой. При этом описанная нами зона прослеживается в современной структуре в виде отдельных синклинориев, не соприкасающихся ни между собой, ни с прогибами эвгеосинклинального типа. Это, однако, не значит, что структурный план в нижнем палеозое был точно таким же. Наоборот, как и на севере Урала, прекрасная прослеживаемость отдельных литологических комплексов по всей зоне, на огромных расстояниях, а также обычное отсутствие фациальных признаков поднятий, разделявших отдельные участки, свидетельствуют о первичной непрерывности зоны.

4. АППАЛАЧИ И БРИТАНСКИЕ ОСТРОВА

Согласно всем мобилистским реконструкциям, каледонские складчатые структуры Аппалачей, Британских о-вов, Скандинавии, Гренландии и Шпицбергена образовались на месте единого геосинклинального бассейна, называемого сейчас Протоатлантикой^{113, 138, 173}. Начало зало-

жения этого океана (поздний рифей–венд) достаточно определенно устанавливается в Аппалачах, поскольку оно попадает здесь в «вилку» между возрастом гренвиллского складчатого фундамента и раннекембрийским возрастом фаунистически охарактеризованных кварцитов, повсеместно перекрывающих здесь либо сам фундамент, либо несогласно лежащие на нем немые «грабенные» отложения, представленные мощными толщами граувакк, тиллитовых конгломератов, с подчиненными прослоями известняков и кварцитов. Эта формация рифтогенных молассоидов соответствует следующим стратиграфическим формациям или разрезам формаций американских геологов: 1. Булль-Нассау; 2. Пиннакл, Фэйрфилд Понд, Форестдейл и Мусаламу; 3. Кэвэндиш, Тайсон и Хузак (Новая Англия); 4. Нижняя часть группы Флер де Лис (Ньюфаундленд). Дж. Берд и Дж. Дьюи⁹⁴ сопоставляют разрезы этих формаций между собой и с Айслейским известняком и Портаскейгскими тиллитами западных нагорий Шотландии и предполагают их позднепротерозойско-раннекембрийский (предоленеллусовый) возраст по аналогии с тиллитами спарагмита Норвегии. Основные вулканические породы широко распространены и встречаются в нижней части предоленеллусового разреза Пьедмонта (вулканы Тиббит Хилл в формации Пиннакл и зеленокаменные породы Ренселлской фации в формации Булль-Нассау). В Ньюфаундленде пост-гренвиллские Лабрадорские базальты предшествуют образованию базального горизонта кварцитов зоны Логана и, возможно, связаны с роем даек в Лонг Рейндж. Выше, как уже отмечалось, залегает горизонт кварцитов (формации Чешир, Мадд Понд и др.). После образования этого горизонта становится уже хорошо заметной дифференциация седиментационных обстановок на неритовую, с отложением преимущественно карбонатов (автохтон зоны Логана), и батияльную, с образованием преимущественно терригенных пород (зона А Пьедмонта и аллохтонные пластины в зоне Логана)^{94, 169}. Для O_{1-2} уже четко выделяются три устойчивых пояса: известняковый, сланцевый и вулканических островов⁹¹ — совсем, как на севере Урала, по нашим данным, только время существования различное^{2, 64}. При переходе от известняковой зоны к сланцевой наблюдаются обвальные карбонатные брекчии, трасирующие крутые участки континентального склона (формации Кау Хэд, Рагг Брук и др.)¹⁶⁰. По Дж. Дьюи¹¹³, сходная фациальная обстановка существовала в течение кембрия в Северной Ирландии и в Шотландии, куда прослеживается указанная выше граница. Здесь, как предполагается, мелководные известняки формации Эрбойл Дарнесс сменяются в сторону геосинклинали более глубоководными терригенными породами Далредизна. Источником терригенных пород в батиили был в это время Североамериканский континент.

Вертикальный ряд батияльных формаций здесь очень усеченный. Имея сравнительно короткий возрастной интервал, он сложен почти исключительно терригенными породами. Это связано с ранним заложением зоны Беньофа в пределах эвгеосинклинали, в непосредствен-

ной близости к континенту, и возникновением близких размывающихся островных поднятий со стороны океана как раз в тот момент, когда поступление терригенного материала с континента начало ослабевать. Лишь в разрезе Таконского аллохтона перед отложением граувакк (Поулит)* появляются кремнистые породы (Индиэн Ривер и Маунт Мерино).

В ходе таконской орогении описываемые окраинные формации вместе с подстилающей их переходной корой были смяты в складки, частично шарьированы и как бы «напаяли» край континента; граница континента сместилась в сторону океанической впадины и перестала быть рифтогенной.

В пределах Каледонского орогена Британских островов удастся наметить также и реликты противоположной окраины океанической впадины¹¹⁴. Однако эта окраина очень быстро, уже в начале палеозоя, была захвачена орогеническими движениями.

5. СИСТЕМА УАЧИТА

Как показано в сравнительно недавнее время¹²⁵, в южном обрамлении Североамериканской платформы развита протяженная герцинская складчатая система Уачита. Эта система доступна для подробного непосредственного изучения лишь в небольшой своей части — в одноименных горах Оклахомы, по которым она и получила свое название, а также в горах Маратон (Техас). Формационные ряды палеозоя в этих далеко отстоящих друг от друга выступах складчатой системы очень близки и поразительно похожи на лемвинские. В горах Уачита разрез начинается карбонатно-терригенно-олигомиктовой формацией (стратиграфические формации Лукфата, Кольер, Кристал Маунтинс, Мазарн, Блейкли, Уомбл, $Sm^?-O$), представленной кварцитами, алевролитами, глинистыми сланцами с прослоями известняков, мощностью до 1000 и более метров. Низы формации и подстилающий фундамент не обнажены; перекрыта она известняково-глинисто-кремнистой формацией (Бигфорк и Полк Крик, O_3), представленной серыми глинистыми, черными граптолитовыми углисто-глинистыми, кремнистыми сланцами и кремнистыми известняками общей мощностью до 250 м. Она, в свою очередь, перекрывается терригенно-олигомиктовой формацией силура (Блейлок) мощностью до 450 м. Выше залегает глинисто-кремнистая формация (Миссури Маунтинс и Арканзасский новакулит, — S , D и C_1) — черные и пестро окрашенные глинистые сланцы, светлые кремнистые породы (новакулиты). Мощность формации не более 300–400 м. Венчается формационный ряд терригенным флишем (C_1-C_2) и молассой (C_2-C_3), которым соответствуют

* Здесь и далее в скобках даны соответствующие стратиграфические формации американских геологов.

стратиграфические формации Хот Спрингс, Хэлтон тафф лентил, Стенли, Джекфорк, Джонс Вэлли, Атока общей мощностью более 6 км.

Формационный ряд собственно геосинклинальной части разреза гор Маратон довольно близок вышеописанному; основное отличие заключается в выпадении терригенной формации силура.

Формационные ряды зоны характеризуются отчетливо пелагическими комплексами фауны (граптолиты, радиолярии, конодонты, фораминиферы и др.). Терригенный флиш отличается широким развитием текстур, характерных для турбидитов; комплексы следов роющих организмов в нем расцениваются как глубоководные^{104, 107, 126}.

Сланцевые формации системы Уачита в результате позднепалеозойских тектонических движений были включены в состав крупных надвиговых чешуй и перекрыли существенно карбонатные, шельфовые образования палеозойского континента, в связи с чем ставится вопрос о поисках нефти в поднадвиговых структурах¹²⁵.

В тылу системы, в Мексике, наблюдается выход на поверхность метаморфических и вулканических пород (возможно, фундамент). Геофизические данные не противоречат предположению о развитии здесь также и эвгеосинклинального пояса.

6. ГЕРЦИНИДЫ СЕВЕРОАМЕРИКАНСКИХ КОРДИЛЬЕР

Вопрос о том, когда заложилась Кордильерская геосинклиналь, разными исследователями решается по-разному. Дж. Монгер и др.¹⁵³ считают, что размещение Канадской Кордильеры по отношению к Североамериканскому кратону может рассматриваться как результат среднепротерозойского рифтообразования, которое раскололо структуру раннепротерозойского кристаллического фундамента». Подстилающий складчатый фундамент имеет возраст более 1600 млн. лет. На нем лежит карбонатно-терригенный комплекс Парселл (Белт) с возрастом 1400–900 млн. лет, который интерпретируется как комплекс шельфа, континентального склона и континентального подножья, окаймляющий западную границу древнего североамериканского кратона. Однако эти авторы признают, что данная стадия развития континентальной окраины закончилась перестройкой — деформацией, метаморфизмом и поднятиями. Таким образом, история собственно рифтогенной рифейско-палеозойской окраины континента не могла начаться раньше образования серии Уиндермир (850–600 млн. лет). Именно так трактует время заложения Кордильерской геосинклинали Дж. Стюарт¹⁶⁶, который указывает, что серия Уиндермир с несогласием залегает на серии Белт, а пояс Уиндермир срезает структуры подстилающих (белтских) отложений.

Серия Уиндермир, позднерифейско-вендского возраста, представлена терригенными, обычно плохо сортированными, особенно в низах, породами, которые прослеживаются почти на всем протяжении Кор-

дильер в зонах Скалистых гор и Оминка; мощность их увеличивается с востока на запад от 0 до 4,5–7 км. В основании серии широко распространены тиллитоподобные породы — «диамиктиты». Основной источник терригенного материала серии был на востоке; осадки — мелководные. По всему разрезу и особенно в основании серии наблюдаются базальтоиды (толеитовые базальты), довольно плохо изученные. Автор отмечает их сходство с верхнетриасовыми базальтами Ньюаркской группы. Нижнепалеозойские отложения восточных Кордильер обычно согласно лежат на уиндермирских. В низах расположены мощные нижнекембрийские кварциты. Наблюдающиеся выше грубообломочные породы, источником которых по-прежнему служил кратон на востоке, играют подчиненную роль, сменяясь преимущественно сланцами и известняками. Видимо, в это время наметилась резкая дифференциация формаций шельфа и склона; резкая граница между ними была параллельна простиранию Кордильер ¹⁵³.

Относительно молодые члены формационного ряда континентальной окраины встречаются в современной структуре, по-видимому, значительно более спорадично, чем нижние, и залегают зачастую в очень сложных структурных условиях. В частности, в Неваде (хребет Токима) выделен комплекс ордовикско-силурийских отложений, который считается переходным между эвгеосинклинальными, западными и миогеосинклинальными восточными ¹³⁷. Этот комплекс в разрезах Страйт Хилл и Проспект сложен в сущности такими же породами, что и в соседней (расположенной западнее) эвгеосинклинали (глинистыми, глинисто-кремнистыми сланцами, слоистыми кремнями с прослоями кварцитов), однако вулканогенные породы (основной признак эвгеосинклинальности) отсутствуют, а мощности относительно сокращены. Породы этого комплекса лежат в пластинах пологих надвигов. Девонско-каменноугольная история «переходной» зоны в хр. Токима неясна; однако севернее, в области смыкания хребта Тойябе и гор Кортес, намечаются фрагменты переходных фаций от карбонатного девона (известняки Венбан) к толще слоистых кремней с тонкими прослоями сланцев и песчаников (сланцы Слейвен) ¹²⁸. С конца девона в Центральной Неваде началось интенсивное развитие поднятий, накопление мощных терригенных толщ, складчатость и развитие тектонических покровов. Минимальная амплитуда шарьяжных перекрытий оценивается здесь в 50 миль.

Еще севернее, на территории Британской Колумбии, Юкона и смежной части Аляски, разрезы подобного типа также наблюдаются, но, по-видимому, в более простых структурных условиях ^{108, 142, 154}. Как показано А. Лензом ¹⁴², формации, представленные переслаиванием кремнистых и глинистых сланцев с прослоями известняков — стратиграфические формации Роуд Ривер, Огильви, Кэнол (O₁–D₂) и их аналоги — окаймляли с-з угол Североамериканской платформы («платформу Макензи») и Юконский стабильный блок, отделенный от этой платформы узким глубоководным прогибом в районе гор Ричардсон.

Этот структурный план просуществовал здесь, будучи очень устойчивым, с раннего ордовика до среднего девона. В позднем девоне на западе, в области эвгеосинклинали, начались поднятия; глубоководные трог стали заполняться граувакковыми и флишеподобными толщами. А. Ленз не приводит данных о мощностях, но М. Чуркин и Э. Брэбб¹⁰⁸ отмечают относительно малые, сокращенные мощности сланцевых формаций O₁D₂.

7. ГЕОСИНКЛИНАЛЬ ФРАНКЛИН

Двигаясь дальше на северо-запад вдоль края континента, в пределах геосинклинали Франклин (Канадский Арктический архипелаг), мы вновь встречаем зону, сходную с Лемвинской, но с более коротким периодом существования. Здесь, по данным канадских геологов^{139, 170, 171}, в раннем и среднем кембрии происходило накопление трансгрессивной серии конгломератов, аркозов, кварцитов и карбонатных пород с диабазовыми sillами в основании, несогласно лежащих на докембрийском фундаменте. Верхний кембрий неизвестен. В раннем ордовике возник трог, с накоплением маломощных граптолитовых сланцев, кремней, глинистых известняков. На юго-востоке он граничил с континентальным шельфом, в пределах которого происходило накопление мощных мелководных терригенно-карбонатных отложений, а на северо-западе с вулканическими поднятиями эвгеосинклинали, которые явились источником терригенного материала, поступавшего с конца O₂ в осевую часть трога. Отложение относительно маломощных черных граптолитовых сланцев и глинистых известняков в пределах с-в борта трога (т. е. на склоне континента) продолжалось в течение всего силура и начала девона (формации Кейп Филиппс и Иббет Бэй; возраст — O₁-D₁; мощность от 0,4 до 2,5 км). Выше залегает мощная сероцветная терригенная толща, входящая в группу Кейп Роусон, которая в конечном счете компенсировала прогибание.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Итак, уже предварительный структурно-формационный анализ, основанный на актуалистической идее о наличии принципиального сходства между тектоническими структурами, формациями и процессами палеозоя и современной эпохи, приводит к важным выводам. В данном случае анализ показывает, что в конце рифея – начале венда и в кембрии – начале ордовика в Лавразии широко проявились две важнейшие эпохи* рифтогенеза, — раскалывания континентальных глыб с возникновением новообразованных геосинклинальных впадин (древних океанов). В пределах окраин этих впадин существовали непрерывные линейные, реже мозаичные, зоны развития коры переходного типа, которые в современных океанах соответствуют преимущественно областям батинального осадконакопления на глубоком шельфе и континентальном склоне. В результате последующего сокращения поперечных размеров геосинклинальных прогибов в процессе их орогенической переработки образовались каледонские и герцинские складчатые пояса. При этом батинальные формации отчасти были затянуты в «зоны всасывания», отчасти попали в разрыв, или наоборот, были перекрыты осадками, и поэтому они лишь местами доступны для наблюдения и занимают самое разное структурное положение, в зависимости от конкретного характера орогенической переработки. Последние обстоятельства — наряду с плохой изученностью современной батини — привели к поразительной терминологической путанице. Так, в работе П. Флоуна и др.¹²⁵ геосинклиналь Уачиты трактуется как «голодающая эвгеосинклиналь»; одновременно проводится параллель между ее формациями и лептогеосинклинальными (глубоководными, маломощными) формациями альпийских бассейнов по Р. Трюмпи¹⁷². В. Е. Хаин⁷⁴ прямо относил к лептогеосинклиналям и геосинклиналь Уачита (со ссылкой на мнение Ф. Кинга) и Лемвинскую зону. Зато сам автор термина Р. Трюмпи в личной беседе сообщил, что сейчас он склоняется к мысли о нецелесообразности выделения лептогеосинклиналей и предлагает ограничиться выделением лептогеосинклинальной стадии развития. Мы отчасти согласны с такой поправкой. Действительно, это название (от греческого «лептос» — тонкий) неприменимо

* Мы предлагаем называть эти эпохи казахстанской и уральской.

к зонам лемвинского типа, так как общие мощности или мощности отдельных стратиграфических подразделений в них могут быть не только не меньше, но даже и больше, чем в смежных структурах, и лишь средние члены их формационного ряда часто бывают маломощными (впрочем, тоже не всегда). Похожий на Лемвинскую зону Байконурский синклинорий относился А. А. Богдановым к миогеосинклиналям, Л. П. Зоненшайном — к терригенным геосинклиналям, а А. Л. Книппер называл его криптоэвгеосинклиналью^{33, 35}. Гомологичное этому синклинорию образование Чаткало-Нарынской зоны В. В. Киселев и др.³³ называют миогеосинклиналью, но маломощную сланцевую нижнекембрийско-ордовикскую часть ее разреза считают и вовсе субплатформенной. В. С. Буртман и Г. С. Поршняков¹⁰³ трактуют зоны, промежуточные между мио- и эвгеосинклинальными как геоантиклинальные. Сланцевые формации Невады и Аляски американские геологи^{108, 137} рассматривают в качестве переходных. Лемвинская зона Полярного Урала включалась Н. П. Херасковым⁷⁸ в миогеосинклиналь наряду с Елецкой (т. е. с устойчивой неритовой областью шельфа); таким же образом Р. Торстейнссон и Э. Тозер¹⁷⁰ трактуют миогеосинклиналь Франклин. А. Ленз¹⁴² отнес сланцевые прогибы Юкона к миогеосинклиналям, — очевидно, без области карбонатного шельфа, с которой они граничат. Аналогичным образом поступил и автор^{60, 64}, оставив название «миогеосинклиналь» лишь за Лемвинской зоной и ее аналогами. Что касается Елецкой зоны, то рядом исследователей, включая автора, было показано, что по формациям и палеоструктурам она гораздо ближе к платформе, чем к геосинклиналям, и принципиально отличается лишь наложенной, постседиментационной (внегеосинклинальной) линейной складчатостью.

Итак, мы выяснили, что общепринятого названия для обозначения описанных нами зон, располагавшихся в пределах древних окраин континентов, не существует. Это, однако, не представляет собою большой беды, коль скоро удастся сопоставить конкретные структуры и показать, несмотря на разные названия (лептогеосинклиналь, миогеосинклиналь, геоантиклиналь, переходная зона, различные разновидности эвгеосинклиналей и т. п.), они обладают целым рядом общих признаков.

Наиболее важные из этих признаков — (1) определенное положение в палеоструктуре и (2) характерные особенности вертикального формационного ряда в целом и отдельных формаций в частности.

1. В палеоструктуре описываемые области располагались обычно между мелководным стабильным «карбонатным» шельфом континента (одни его называют миогеосинклиналью, другие — краевой частью платформы) и тектонически активными зонами океана (эвгеосинклиналями). Современное структурное положение формаций этих зон бывает самым различным и не может служить признаком для их распознавания.

2. Формационный ряд рифтогенной окраины континента начинает-

ся в типичном случае образованием грубообломочных пород молассоидного облика, характеризующихся изменчивыми мощностями и залегающих, вероятно, в грабенообразных впадинах, непосредственно на сильно разрушенном складчатом кристаллическом фундаменте сокращенной мощности. Образование молассоидов сопровождается специфическим вулканизмом (трапповая, трахибазальтовая, щелочно-базальтоидная, липаритовая и др. формации). Молассоиды сменяются вверх по разрезу согласно залегающей на них более тонкой и сортированной, часто кварц-олигомиктовой, субграувакковой или субаркозовой формацией, которая образуется уже в условиях быстрого погружения края континента. Далее обстановка более дифференцируется. На мало измененной коре по краю континента закладывается зона устойчивого неритового осадконакопления в условиях шельфа; непосредственно же в пределах области резкого перехода от континентальной коры к океанической начинается образование сланцевых, относительно глубоководных, батимальных формаций, представленных переслаиванием кремнистых, глинистых, тонких известковистых осадков, содержащих почти исключительно планктон и нектон (гониятиты, граптолиты, радиолярии, фораминиферы, птероподы; вероятно, конодонты и др.). Бентос обычно присутствует в подчиненном количестве и специфичен, либо является переотложенным. Отметим, что для силура Северной Амери-

Морфология	Ш е л ь ф	Континенталь- склоп	Континентальное побножье	Абиссальная равнина
Структура	Мезгеоклиналь	Батиклиналь		Эвгеогинли- наль
Зоны осадконакопления	Неритовая, литоральная зона, иногда суша	батимальная зона		Абиссальная зона

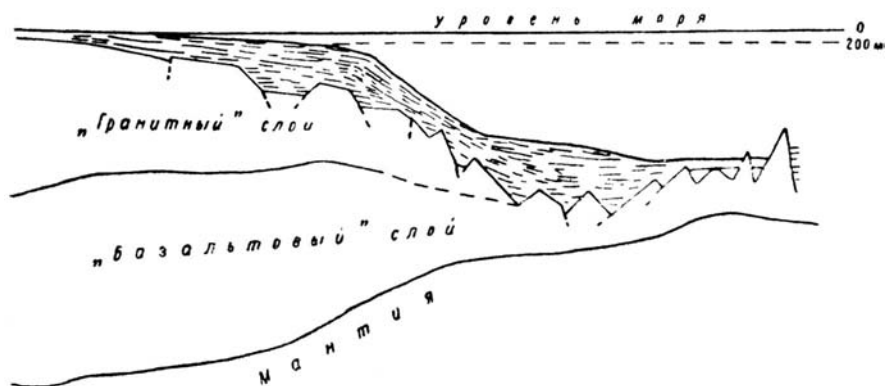


Рис. 3. Схема соотношения геоморфологических и структурно-формационных элементов рифтогенной континентальной окраины на зрелой стадии ее развития.

ки намеченная нами полоса сланцевых фаций точно совпадает с зоной «только пелагических комплексов фауны», выделенной В. Берри и А. Буко⁹². Накопление указанных глубоководных формаций происходит зачастую очень медленно. Образуются полные, но маломощные разрезы, которые западноевропейские стратиграфы нередко называют «конденсированными»⁹³. Их отложение может временно прерываться более быстрым образованием турбидитов в случае эпизодического появления источника терригенного материала. Если же источник мощен и устойчив и к тому же возникает во внутренней зоне геосинклинали, то это приводит к заполнению прогиба автохтонными, чисто полимиктовыми формациями — граувакками и флишем, т. е. к завершению формационного ряда, образование которого в конечном счете обрывается общим смятием формаций на орогенном этапе.

Итак, типичная рифтогенная окраина континента переживает следующие стадии развития:

1. Собственно рифтогенная (образование молассоидов, специфический вулканизм; соответствующая структура — рифтоген).

2. Ранняя переходная (образование карбонатно-терригенной, зачастую кварц-олигомиктовой формации).

3. Стадия накопления маломощных батинальных осадков, в ряде случаев прерываемого образованием мощных аллохтонных турбидитов. Последнее обстоятельство не позволяет эту стадию без оговорок назвать лептогеосинклинальной. Если к тому же учесть, что осадочный покров переходной зоны мало похож на синклираль (скорее это моноклираль), то можно предложить называть эту стадию батиклиальной, а соответствующую структуру геосинклинальной системы — батиклиальную (рис. 3).

4. Предорогенная (накопление автохтонных граувакк и флиша; образование ранних покровов). Структура — флишевый прогиб.

5. Орогенная. Продолжение складчатости, общее поднятие. Соответствующая структура — часть орогена.

В заключение следует отметить, что выявление и всестороннее исследование структур древних рифтогенных окраин позволит подойти к выделению и изучению домезозойских эпох рифтогенеза, о которых мы знаем сейчас несравненно меньше, чем об орогенических эпохах.

ЛИТЕРАТУРА

- ¹ Авиллов И. К., Л. А. Захаров. Тр. ВНИРО, 75 (1972). ² Атлас литолого-палеогеографических карт севера Урала и Приуралья. Л., 1972. ³ Беляев Г. М. и др. ДАН СССР, 129, № 3 (1959). ⁴ Безруков П. Л., И. О. Мурдмаа. В кн. История мирового океана. М., 1971. ⁵ Белоусов В. В. Сов. геол. № 7 (1960). ⁶ Богоров Г. В. и др. В кн. Услов. седимент. в Атлант. океане. М., 1971. ⁷ Бухарин А. А., К. К. Пятков.

Геотектоника, № 2 (1973). ⁸ Васильев Б. И., Ю. Д. Марков. ДАН СССР, т. 210, № 1 (1973). ⁹ Васильев Б. И., Ю. Д. Марков. Океанология, в. 4 (1973). ¹⁰ Васильев Б. И. и др. В кн. *Вопр. геол. Японского моря. Владивост., 1973.* ¹¹⁻¹⁴ Войновский-Кригер К. Г. Б. МОИП, 37, № 2 (1962); Б. МОИП, 38, № 2 (1963); Б. МОИП, 41, № 4 (1966); Б. МОИП, 42, № 3 (1967). ¹⁵ Волочкович К. Л. и др. Типы палеозойских структур Ю. Тянь-Шаня, их магматизм и металлогеническая характеристика. М., 1973. ¹⁶ Гарецкий Р. Г., А. Л. Яншин. В кн. *Истор. мир. океана. М., 1971.* ¹⁷ Гершанович Д. Е. В кн. *Геол. С.-В. Азии, т. 2, Л., 1972.* ¹⁸ Геология и полезн. ископ. Африки. М., 1973. ¹⁹ Геол. СССР, т. XX, кн. 1, М., 1972. ²⁰ Голдин Б. А., В. Н. Пучков. Изв. АН СССР, № 1 (1974). ²¹ Голдин Б. А., В. Н. Пучков. ДАН СССР, в печати. ²² Деменицкая Р. М. Кора и мантия Земли. М., 1967. ²³ Елисеев А. И. Карбон Лемвинской зоны Полярного Урала. Л., 1973. ²⁴ Евсеев К. П. Бюлл. ВСЕГЕИ, № 2 (1960). ²⁵ Еномян В. С. Автореф. канд. дисс., М., 1971. ²⁶ Зенкевич Л. А. Тр. Ин-та океанол., 91 (1973). ²⁷ Зубцов Е. И. В кн. *Геология Средней Азии. Л., 1961.* ²⁸ Зоненшайн Л. П. Тр. НИЛЗарубежгеол., 26, М. (1972). ²⁹ Иванов С. Н. и др. ДАН СССР, 206, № 5 (1972). ³⁰ Ильин А. В. В кн. *Услов. седимент. в Атлант. океане. М., 1971.* ³¹ Камалетдинов М. А., Т. Т. Казанцева. Б. МОИП, 45, № 4 (1970). ³² Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., 1964. ³³ Киселев В. В. и др. В кн. *Тект. допалеоз. и палеоз. толщ Тянь-Шаня. Фрунзе, 1970.* ³⁴ Королев В. Г. — там же. ³⁵ Книппер А. Л. Тр. ГИН АН СССР, 90 (1963). ³⁶ Красный Л. И. Проблемы тектонической систематики. М., 1972. ³⁷ Корень Т. Н., В. Н. Пучков, А. И. Водолазский. Ежегодник Ин-та геол. Коми филиала АН СССР — 71. Сыктывкар (1972). ³⁸ Кропоткин П. Н., К. А. Шахварстова. Тр. ГИН АН СССР, 134 (1965). ³⁹ Кропоткин П. Н. Геотектоника, № 5 (1967). ⁴⁰ Кропоткин П. Н. Тез. Всес. совещ., «Пробл. металлогении в свете идей новой глобалн. тектон.», Л., 1973. ⁴¹ Кэй М. Геосинклинали Северной Америки. М., 1955. ⁴² Леонов М. Г. Литол. и полезн. ископ., № 2 (1972). ⁴³ Леонтьев О. К. Дно океана. М., 1968. ⁴⁴ Лисицын А. П. Процессы современного осадкообразования в Беринговом море. М., 1966. ⁴⁵ Лисицын А. П. Океанология, № 6 (1971). ⁴⁶ Лисицын А. П. Океанология, № 2 (1973). ⁴⁷ Лонгинов В. В. Океанология, № 3 (1971). ⁴⁸ Муратов М. В., В. Е. Хаин. В кн. *Орогенические пояса. М., 1968.* ⁴⁹ Ог Э. Геология. М. — Л. — Новосибир., 1933. ⁵⁰ Офиолиты в земной коре. Тез. докл. межд. симп. М., 1973. ⁵¹ Пейве А. В. Геотектоника, № 4 (1969). ⁵² Пейве А. В. и др. Сов. геол., № 12 (1972). ⁵³ Перфильев А. С. Тр. ГИН АН СССР, 182 (1968). ⁵⁴ Петелин В. В. Литол. и полезн. ископ., № 4 (1965). ⁵⁵ Поршняков Г. С. и др. В кн. *Геол. Сред. Азии. Л., 1961.* ⁵⁶ Поршнякова Я. Ф. В кн. *Геол. Сред. Азии. Л., 1961.* ⁵⁷ Пучков В. Н. Изв. АН СССР, № 3 (1964). ⁵⁸ Пучков В. Н. Геотектоника, № 6 (1965). ⁵⁹ Пучков В. Н. Тез. VI Всес. совещ. по пробл. планетологии, Л., 1968. ⁶⁰ Пучков В. Н. Автореф. канд. дисс. М., 1970. ⁶¹ Пучков В. Н. Ежегодник Ин-та Геол. Коми филиала АН СССР—72. Сыкт. (1973). ⁶² Пучков В. Н. ДАН СССР, 209, № 3 (1973). ⁶³ Пучков В. Н. Геотектоника, № 6 (1973). ⁶⁴ Пучков В. Н. Структурные связи Приполярного Урала и смежной части Русской платформы. Л., (в печати). ⁶⁵ Руженцев С. В. ДАН СССР, 207, № 5 (1972). ⁶⁶ Страхов Н. М. Основы исторической геологии. М. — Л., 1948. ⁶⁷ Тимонин Н. И. Тектоника гряды Чернышева. Л., 1974 (в печати). ⁶⁸ Удинцев Г. Б., А. Л. Яншин. В кн. *Тектоника Евразии. М., 1966.* ⁶⁹ Устрицкий В. И. Тр. НИИГА, 123 (1961). ⁷⁰ Ушаков В. Н., Л. В. Шпотова. ДАН СССР, 212, № 3 (1973). ⁷¹ Ушаков С. А. Вестн. МГУ, № 1 (1968). ⁷² Уэрзел Ж. В. В кн. *Геол. и геоф. мор. дна. М., 1969.* ⁷³ Хаин В. Е., Е. Е. Милановский. Б. МОИП, 31, № 4 (1956). ⁷⁴ Хаин В. Е. Региональная геотектоника. М., 1971. ⁷⁵ Хаин В. Е. Геотектоника, № 4 (1972). ⁷⁶ Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., 1973. ⁷⁷ Хейзен Б. и др. Дно Атлантического океана. М., 1962. ⁷⁸ Херасков Н. П. Тектоника и формации. М., 1967. ⁷⁹ Христов Е. В. В кн. *Тектон. допалеоз. и палеоз. толщ Тянь-Шаня. Фрунзе, 1970.* ⁸⁰ Швецов М. С. Петрография осадочных пород. М., 1958. ⁸¹ Шепард Ф. П. Морская геология. Л., 1969. ⁸² Штилле Г. Избранные труды. М., 1964. ⁸³ Штилле Г. В кн. *Земная кора. М., 1957.* ⁸⁴ Шутов В. С. и др. Тр. ГИН АН СССР, 238 (1972). ⁸⁵ Шульц С. С. мл. Геологическое строение зоны сочленения Урала и Тянь-Шаня. М., 1972. ⁸⁶ Шурко И. И. Литол. и полезн. ископ. № 4 (1968). ⁸⁷ Van Andei T. H., S. F. Calvert. J. Geol., 79, N 5

(1971). ⁸⁸ **Andrews J. E. et al.** Bull. Geol. Soc. Am., 81, N 4 (1970). ⁸⁹ **Arrhenius G.** In: The Sea, v. 3, 1963. ⁹⁰ **Bandel K.** Palaeontographica, A 141, N 1-4 (1972). ⁹¹ **Berry W. B. N.** In «Studies Appalach. Geol., North. and. Mar.» N 1, 1968. ⁹² **Berry W. B. N., A. J. Boucot.** Geol. Soc. Am. Spec. Pap., 102 (1970). ⁹³ **Bering D. N.** Jb. Geol. Paläont. Monatsch., N 2 (1967). ⁹⁴ **Bird J. M., J. F. Dewey.** Geol. Soc. Am. Bull., 81, N 4 (1970). ⁹⁵ **Boillot R. C. R.** Acad. Sci., D. 272, N 16 (1971). ⁹⁶ **von der Borch et al.** Marine geol., 8, N 1 (1970). ⁹⁷ **Bornhold B. D., O. H. Pilkey.** Bull. Geol. Soc. Am., 82, N 5 (1971). ⁹⁸ **Bott M. P. H.** Tectonophysics, 11, N 5 (1971). ⁹⁹ **Bott M. P. H., D. S. Dean.** Nature Phys. Sci., 235, N 54 (1972). ¹⁰⁰ **Bouma A. H.** Journ. Sed. Petrol., 42, N 4. (1972). ¹⁰¹ **Brooks A. E. et al.** Bull. AAPG, 53, N 3 (1969). ¹⁰² **Butler L. W.** Bull. Geol. Soc. Am., 81, N 4 (1970). ¹⁰³ **Burtman V. S., G. S. Porschniakov.** In: Development stages of fold belts and problem of ophiolites, p. III, M., 1973. ¹⁰⁴ **Cline L. M.** Okla. Geol. Surv. Bull., 85 (1960). ¹⁰⁵ **Connoly J. R.** Marine geol., 6, N 6 (1968). ¹⁰⁶ **Connoly J. R. et al.** Marine geol., 8, N 1 (1970). ¹⁰⁷ **Chamberlain C. K.** Bull. AAPG, 55, N 1 (1971). ¹⁰⁸ **Churkin M., E. E. Brabb.** Bull. AAPG, 49, N 2 (1965). ¹⁰⁹ **Cotton C. A. N.** Zeal. Journ. Geol. Geoph., 9, N 1-2 (1966). ¹¹⁰ **Cullen D. J. N.** Zeal. Journ. Geol. Geoph., 13, N 1 (1970). ¹¹¹ **Davies D. K.** Bull. AAPG, 56, N 11 (1972). ¹¹² **Depth indicators in marine sediments.** Mar. Geol., spec. issue, 5, N 5/6 (1967). ¹¹³ **Dewey J. F.** Sci. Amer., 226, N 5 (1972). ¹¹⁴ **Dewey J. F.** Nature, 222, N 5189, (1969). ¹¹⁵ **Dewey J. F.** Earth Planet. Sci. Lett., v. 6, N 13, 1969. ¹¹⁶ **Dietz R. S., J. C. Holden.** J. Geol., 74, N 5 (1966). ¹¹⁷ **Dingle R. V.** Geol. Mag., 110, N 2 (1973). ¹¹⁸ **Drake C. L. et al.** In: Phys. and Chem. Earth, 3, L, 1959. ¹¹⁹ **Eberhardt C. Z.** Dtsch. geol. Ges., 122 (1971). ¹²⁰ **Emery K. O.** Science, 178, N 4058 (1972). ¹²¹ **Emery K. O., E. F. K. Zarudski.** U. S. Geol. Surv. Spec. Pap., 581-A (1970). ¹²² **Ericson D. E. et al.** Bull. Geol. Soc. Amer., 72, N 2 (1961). ¹²³ **Ewing J. et al.** J. Geophys. Res., 75, N 29 (1970). ¹²⁴ **Ewing M. et al.** Bull. Geol. Soc. Amer., 84, N 1 (1973). ¹²⁵ **Flawn P. T. et al.** Univ. Texas publ., 6120. Austin (1961). ¹²⁶ **Flores R. M.** Bull. Geol. Soc. Amer., 83, N 11 (1972). ¹²⁷ **La Fond E. C.** Ind. J. Mar. Sci., 1, N 1 (1972). ¹²⁸ **Gilluly J., H. Mazursky.** U. S. Geol. Surv. Bull., 1175 (1965). ¹²⁹ **Goldring R.** In: Some aspects of the Varisc. Fold Belt. L., 1962. ¹³⁰ **Griffiths J. R.** APEA Journ., 11, N 1 (1971). ¹³¹ **Grant N. K.** Bull. Geol. Soc. Amer., 82, N 8 (1971). ¹³² **Hersey J. B. et al.** Bull. Geol. Soc. Amer., 70, N 4 (1959). ¹³³ **Hersey J. B., W. F. Whittard.** Geol. Surv. Canada Pap., N 5 (1966). ¹³⁴ **Hoskins H. J.** Geol., 75, N 5 (1967). ¹³⁵ **Horn D. R. et al.** Mar. Geol., 11, N 5 (1971). ¹³⁶ **JOIDES.** Science, 150, N 3697 (1965). ¹³⁷ **Kay M., Crawford J. P.** Bull. Geol. Surv., v. 75, N 5 (1964). ¹³⁸ **Kraus E.** Vergleichende Baugeschichte der Gebirge. Berl., 1951. ¹³⁹ **Kerr J. W.** In: Intern. Symp. on Devon. Syst. Alberta Soc. Petr. Geol., Calgary, v. 1, 1967. ¹⁴⁰ **Kupsch F. et al.** Z. Dtsch. Geol. Ges., 122 (1971). ¹⁴¹ **Lagaay R. A., B. J. Collette.** Mar. geol., v. 5, N 2 (1967). ¹⁴² **Lenz A. C.** Bull. Canad. Assoc. Petr. Geol., 20, N 2 (1972). ¹⁴³ **Leyden R. et al.** Bull. AAPG, 55, N 12 (1971). ¹⁴⁴ **Lonardi A., M. Ewing.** Phys. and Chem. Earth, 8 (1971). ¹⁴⁵ **Ludwig W. J. et al.** Bull. AAPG, 52, N 12 (1968). ¹⁴⁶ **Maher J. C., E. R. Applin.** U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 659 (1971). ¹⁴⁷ **Mathieu R.** Bull. Inst. pech. mar. Maroc., N 20 (1972). ¹⁴⁸ **Mc. Master R. L., T. P. Lachance.** Bull. AAPG, 52, N 12 (1969). ¹⁴⁹ **Milliman J. et al.** U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., N 529-I. (1972). ¹⁵⁰ **Milliman J. et al.** Bull. Geol. Soc. Am., 83, N 5 (1972). ¹⁵¹ **Miyashiro A.** Am. J. Sci., 272, N 7 (1972). ¹⁵² **Mollan R. G. et al.** Bull. AAPG, 54, N 4 (1970). ¹⁵³ **Monger J. W. et al.** Am. J. Sci., 272, N 7 (1972). ¹⁵⁴ **Noble J. P. A., R. D. Ferguson.** Bull. Can. Petr. Geol., 19, N 3 (1971). ¹⁵⁵ **du Plessis A. et al.** Mar. Geol., 13, N 2 (1972). ¹⁵⁶ **Pratt R. M.** U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., N 529-B (1968). ¹⁵⁷ **Pratt R. M.** Southeast. Geol., 13, N 1 (1971). ¹⁵⁸ **Reichstein M. et al.** Int. Geol. Congr., 23 sess. Guide to Exc. 36 AC, Prague, 1968. ¹⁵⁹ **Ramsay A. T. S.** Nature 233, N 5315 (1971). ¹⁶⁰ **Rogers J.** In: Studies Appalach. geol. North. and Mar., N 1, 1968. ¹⁶¹ **Rona P. A.** Bull. AAPG, 53, N 3 (1969). ¹⁶² **Siddique H. N.** Mar. geol., 5, N 4 (1967). ¹⁶³ **The Sea.** v. 3, N 1, L., 1963. ¹⁶⁴ **Selley R. C.** Ancient sedimentary environments. L., 1970. ¹⁶⁵ **Sleep N.** Geoph. J. Roy. Astron. Soc., 24, N 4 (1971). ¹⁶⁶ **Stewart J. H.** Bull. Geol. Soc. Amer., 83, N 5 (1972). ¹⁶⁷ **Submarine canyons.** Mar. geol., spec. issue, 8, N 3 (1970). ¹⁶⁸ **Talwani M., O. Eldholm.** Bull. Geol. Soc. Amer.,

83, N 12 (1972). ¹⁶⁹ **Theokritoff G.** Ins Studies of Appalach. geol., North and mar. N 1, 1968. ¹⁷⁰ **Thorsteinsson R., E. T. Tozer.** Geol. Surv. Canada, Econ. Geol., Rep. 1, 1970. ¹⁷¹ **Trettin H. P.** Geol. Ass. Canada Spec. Pap., 7 (1970). ¹⁷² **Trümpy R.** Bull. Geol. Soc. Amer., 71, N 6 (1960). ¹⁷³ **Williams H. et al.** Geol. Ass. Can. Spec. Pap., N 11 (1972). ¹⁷⁴ **Wozel J. L.** In: Proc. 14-th Inter-Univ. Geol. Congr. Edinb., L., 1968. ¹⁷⁵ **Zimmerman H. B.** Bull. Geol. Soc. Am., 82, N 12 (1972).

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	3
Часть I. Особенности строения рифтогенных окраин современных континентов	5
1. Морфология рельефа	5
2. Структуры	7
3. Генезис и формации начальных стадий раз- вития рифтогенных окраин	12
4. Особенности осадконакопления в батиали	15
5. Основные типы осадков батиали	18
Часть II. Реликты рифтогенных окраин континентов в некоторых палеозойских складчатых поясах Лавразии	22
1. Урал	25
2. Южный Тянь-Шань	31
3. Западный Казахстан и Северный Тянь-Шань	33
4. Аппалачи и Британские острова	35
5. Система Уачита	37
6. Герциниды североамериканских Кордильер	38
7. Геосинклиналь Франклин	40
Заключение	41
Литература	44

РИФТОГЕННЫЕ ОКРАИНЫ КОНТИНЕНТОВ И ИХ РЕЛИКТЫ В ПАЛЕОЗОИДАХ ЛАВРАЗИИ В. Н. Пучков

Отв. за выпуск Ю. Кочев.
Техн. редактор В. Захарова.

Сдано в набор 24/XII-1973 г. Подписано в печать 24/I-1974 г.
Формат 70×90^{1/16} (Уч.-изд. л. 3,40). Прив. печ. л. 3,51. Бум. л. 1,5.
Тираж 500. Заказ № 7169. Ц01241. Цена 24 коп.

г. Сыктывкар, Республиканская типография
Управления по делам издательств, полиграфии и книжной торговле
Совета Министров Коми АССР