

ПРОБЛЕМЫ ГЕОДИНАМИКИ ЛИТОСФЕРЫ



«НАУКА»

***Светлой памяти
Александра Вольдемаровича Пейве
посвящают эту книгу
авторы***



Александр Вольдемарович
ПЕЙВЕ
(1909–1985)

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ



RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
GEOLOGICAL INSTITUTE



PROBLEMS OF THE LITHOSPHERE GEODYNAMICS

Transactions, vol. 511

Founded in 1932

COLLECTION OF SCIENTIFIC PAPERS

Responsible editor

A. V. LUKJANOV



MOSCOW «NAUKA» 1999

ПРОБЛЕМЫ ГЕОДИНАМИКИ ЛИТОСФЕРЫ

Труды, вып. 511
Основаны в 1932 году

СБОРНИК НАУЧНЫХ СТАТЕЙ

Ответственный редактор
А. В. ЛУКЬЯНОВ



МОСКВА «НАУКА» 1999

УДК 551.24
ББК 26.3
П 78

Редакционная коллегия:

Ю.Г. Леонов (главный редактор), *М.А. Ахметьев*, *Ю.О. Гаврилов*,
Ю.В. Карякин, *С.А. Куренков*, *М.А. Семихатов*

Рецензенты:

М.А. Гончаров, *С.Д. Соколов*

Проблемы геодинамики литосферы. – М.: Наука, 1999. – 289 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 511)
ISBN 5-02-003725-7

Сборник посвящен памяти выдающегося геолога академика Александра Вольдемаровича Пейве в связи с 90-летием со дня его рождения. Рассмотрены близкие этому ученому фундаментальные геотектонические проблемы, исследование которых продолжают его соратники, ученики и последователи в Геологическом институте РАН. Охарактеризованы вопросы современного мобилизма, геодинамики континентов и океанов, изучения расслоенности литосферы, ее структурных рисунков, роль офиолитов в развитии земной коры, особенности тектоники консолидированной коры, закономерности современных тектонических движений и их влияния на экологию. Авторы статей – ведущие ученые ГИН РАН.

Для геологов, петрологов, тектонистов.

ТП-99-I-166

Editorial Board:

Yu.G. Leonov (Editor-in-Chief), *M.A. Akhmetiev*, *Yu.O. Gavrilov*,
Yu.V. Kariakin, *S.A. Kurenkov*, *M.A. Semikhatov*

Reviewers:

M.A. Goncharov, *S.D. Sokolov*

Problems of the Lithosphere Geodynamics. – М.: Nauka, 1999. – 289 p.
(Transactions of GIN RAS; Vol. 511)
ISBN 5-02-003725-7

The volume is dedicated to the memory of the eminent geologist academician A.V. Peive on the occasion of his 90th birthday. The papers are devoted to the fundamental geotectonic problems, congenial to the scientific ideas of the scientist that are being developed by his coworkers, disciples, and followers in the Geological Institute of the Russian Academy of Sciences (GIN RAS). The problems of modern mobilism, geodynamics of continents and oceans, layering of the lithosphere, its structural patterns, role of ophiolites in the crust evolution, tectonics of consolidated crust, influence of present tectonic movements on the ecology are described in the papers. The authors are the leading scientists of GIN RAS.

For geologists, petrologists, tectonists.

ISBN 5-02-003725-7

© Издательство “Наука”, 1999

ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящий сборник посвящен памяти выдающегося геолога академика Александра Вольдемаровича Пейве в связи с 90-летием со дня его рождения. В статьях сборника раскрываются близкие этому ученому фундаментальные геотектонические проблемы, исследование которых продолжают его соратники, ученики и последователи в Геологическом институте РАН.

Александр Вольдемарович Пейве (1909–1985) принадлежит славному поколению советских геологов, разработавших в науках о Земле новые теоретические основы, которые заняли достойное место в мировой геологии и принесли заслуженное признание ученым и научным школам нашей страны. Областью особых интересов А.В. Пейве была геотектоника, а центром связанной с его именем научной школы – Геологический институт Академии наук СССР.

Научное творчество А.В. Пейве многогранно¹. Он был геологом широкого профиля, прекрасным полевым исследователем, знатоком региональной геологии, мастером теоретических обобщений фактического материала. Его работы оказали существенное влияние на формирование современных представлений о происхождении и закономерностях размещения многих полезных ископаемых, на развитие стратиграфии и литологии, на расширение минерально-сырьевой базы страны². Но наибольшую известность принесли ему работы в области геотектоники. Не умаляя роли А.В. Пейве в решении других геологических проблем, подчеркнем три научных направления, прославивших его имя. Александр Вольдемарович заложил основы учения о глубинных разломах земной коры и в течение длительного времени развивал и модернизировал это учение³, вместе с коллегами возродил на новом уровне идеи мобилизма и разработал учение о направленном превращении океанической коры в континентальную, показав роль офиолитов в этом процессе⁴, предположил и обосновал тектонический характер расслоенности литосферы⁵. Перечисленные достижения оказались наиболее плодотворными и принесли ученому мировую известность. Последователи А.В. Пейве продолжают развивать эти научные направления.

Научную деятельность А.В. Пейве удачно сочетал с научно-организационной. Он был талантливым организатором науки, ученым-лидером, вокруг которого собирались ученики и последователи. Широчайшая эрудиция, обостренное чувство нового и точное научное предвидение позволяли Александру Вольдемаровичу умело руководить Геологическим институтом, директором которого он был в течение 25 лет, и другими научными организациями, в том числе и международными, которые ему довелось возглавлять¹. Глубокое понимание исключительной практической ценности фундаментальных научных обобщений позволяло ему уверенно на-

¹ См.: Александр Вольдемарович Пейве. М.: Наука, 1979. 66 с. (Материалы к биобиблиографии ученых СССР. Сер. геол. наук; вып. 27).

² См.: Пейве А.В. Избранные труды: Геология и полезные ископаемые. М.: Наука, 1994. 318 с.

³ См.: Пейве А.В. Избранные труды: Глубинные разломы и их роль в строении и развитии земной коры. М.: Наука, 1990. 352 с.

⁴ См.: Пейве А.В. Избранные труды: Эволюция земной коры и мобилизм. М.: Наука, 1991. 256 с.; Пейве А.В., Зоненишайн Л.П., Книппер А.Л. и др. Тектоника Северной Евразии: (Объяснительная записка к Тектонической карте Северной Евразии масштаба 1 : 5 000 000). М.: Наука, 1980. 222 с.

⁵ См.: Тектоническая расслоенность литосферы / Отв. ред. А.В. Пейве. М.: Наука, 1980. 210 с.

правлять работы Геологического института РАН по пути фундаментальных исследований и смело отстаивать это направление даже в самые трудные годы.

В предлагаемой читателю книге собраны статьи ведущих ученых Геологического института, продолжающих исследования, инициированные Александром Вольдемаровичем. В настоящее время эти работы значительно продвинуты. Они позволяют если не решить, то аргументированно поставить ряд актуальных проблем геодинамики. Этим проблемам посвящены публикуемые статьи.

Проблема геодинамической значимости геофизических границ рассмотрена в статьях Ю.Г. Леонова, А.С. Перфильева и С.В. Руженцева, Е.Н. Меланхолиной, А.А. Моссаковского. В первой статье аргументируется тектоническая природа поверхности Мохоровичича, во второй – более глубоких поверхностей раздела в мантии Земли. Анализ строения зоны М, отделяющей земную кору от мантии, в океанах и на континентах показал, что структуры коры и мантии во многих случаях дискордантны. Коровые разломы по направлению к зоне М выполаживаются и сливаются с нею или прерываются этой зоной. В континентальной литосфере эту же роль выполняет не только сама граница М, но и расслоенная нижняя кора в целом. Отсюда следует вывод, что по зоне М при определенных условиях развивается глубокий срыв-детейчмент, приводящий к проскальзыванию коры относительно верхней мантии. Однако такое проскальзывание не означает перемещение всей коровой оболочки как единого целого: имеются некоторые структуры или зоны, где поверхность М лишена признаков тектонического расслоения и срывы фиксируются только по резкому увеличению граничных скоростей. Но в большинстве случаев поверхность Мохоровичича представляет собой наиболее отчетливую границу тектонического расслоения литосферы. Тектоническая природа границ раздела наблюдается и в глубинах мантии. Повышение детальности сейсмоотографических данных о мантийной структуре Земли, по мнению авторов второй статьи, уже позволяет перейти к их геодинамическому толкованию. Выясняется, что представления о тектонической расслоенности, разработанные для литосферы, могут быть распространены на весь объем мантии. В результате латерального перераспределения мантийного вещества создается послойно-инверсионное залегание разогретых и охлажденных масс. При этом сейсмические разделы в мантии приобретают структурно-тектонический смысл и могут рассматриваться как глубинные срывы. Модели таких срывов с меняющимися направлениями и амплитудами перемещения приведены в статье А.В. Лукьянова.

Проблема нелинейной геодинамики литосферы и связей геодинамических процессов с неоднородностями в мантии рассмотрена в статьях Ю.М. Пушаровского с соавторами, А.А. Пейве с соавторами, С.В. Руженцева, Е.Н. Меланхолиной, А.А. Моссаковского и в некоторых других статьях. В статье Ю.М. Пушаровского приводятся и обсуждаются новые данные по тектонике и геодинамике Атлантического, Индийского и Тихого океанов, полученные в основном Геологическим институтом РАН (подробные данные об этих исследованиях в 1985–1998 гг. на научно-исследовательском судне “Академик Николай Страхов” приведены в статье А.О. Мазаровича). Совокупность имеющихся данных позволяет сделать заключение о сложном нелинейном проявлении корообразующих процессов в Мировом океане. В Атлантическом океане с этой точки зрения особенно интересны разрывные нарушения в центральной области океана, структура тройного сочленения спрединговых хребтов в районе о-ва Буве (подробно охарактеризованного в статье А.А. Пейве) и общая неравномерность развития в пространстве и времени океанских структурообразующих процессов, свидетельствующая об их нелинейном характере. В Индийском океане на это же указывает главная особенность его тектоники и геодинамики – структурная дисгармония, отражающая разнородность структурного развития его западной и восточной частей (квaziатлантический и квазитихоокеанский типы). В Тихом океане в новом свете рассматривается строение Западной Пацифики, где с запада на восток выделяются три микроплитные системы:

Индонезийско-Тасманская, Филиппинско-Тонганская и Алеутско-Меланезийская. Последняя из них простирается восточнее глубоководных желобов. Поэтому область тектонического и геодинамического взаимодействия континентальных и тихоокеанских геосфер значительно расширяется по сравнению с принимавшимся до настоящего времени. Нелинейные корообразующие процессы в этой области проявляются на фоне общей геодинамической экспансии Индо-Атлантического сегмента планеты в отношении Тихоокеанского. В статье С.В. Руженцева с соавторами поднята проблема пространственно-временных связей геодинамических процессов в Тихоокеанском и Индо-Атлантическом сегментах Земли с распределением неоднородностей в мантии, устанавливаемых по материалам сейсмической томографии. Предполагается, что консервативная геодинамика Тихоокеанского сегмента определяется длительным существованием Южно-Тихоокеанского суперплюма и интенсивного телломассопотока от ядра к поверхности, что привело к непрерывному океаническому корообразованию в основной части сегмента и аккреции континентальной коры лишь по его периферии. Иначе развивалось корообразование в Индо-Атлантическом сегменте. Предполагается, что субширотная часть Индо-Африканского суперплюма так воздействовала на проходящую над ней литосферу Гондваны, что на поверхности Земли происходило постоянное перераспределение континентальных масс и осуществлялся конвейерный механизм новообразования океанов, определявший геодинамику этих регионов.

Проблема возникновения и развития древнейших палеоокеанов охарактеризована Г.И. Макарычевым при рассмотрении новых материалов о строении позднеархейских гранит-зеленокаменных поясов Сибирской и Северо-Китайской платформ. Анализ современных геологических, петрохимических и радиологических данных привел его к выводу об образовании этих поясов на протоокеанической коре, возникшей в результате деструкции Сибирско-Северокитайского суперкратона, вероятно, входившего в состав раннеархейской Пангеи. Краевые гранит-зеленокаменные пояса Сибирской и Северо-Китайской платформ являются индикаторами раскрытия первичного позднеархейского Центрально-Азиатского палеоокеана, на месте которого потом сформировался одноименный складчатый пояс. Ранне-среднерифейские океанические бассейны рассматриваются в качестве реликтов этого палеоокеана. В конце среднего рифея возник суперкратон Родиния. Заложение более позднего Палеоазиатского океана (Палеоокеана) произошло в результате рифтогенеза на этом суперкратоне. В течение всего времени существования Центрально-Азиатского палеоокеана от позднего архея до раннего палеозоя в его пределах эпохи растяжения сменялись эпохами сжатия, что привело в конечном итоге к образованию современного Центрально-Азиатского складчатого пояса с гетерогенной континентальной корой.

Проблема офиолитов рассмотрена в статье А.Л. Книппера. Тридцать лет пристального изучения офиолитовых комплексов не сделали эту проблему менее актуальной в ряду геодинамических проблем. Многое прояснилось, но и вопросов осталось еще много. Вне всякого сомнения офиолитовые аллохтоны внутриконтинентальных и окраинно-континентальных складчатых областей представляют собой реликты палеоокеанической литосферы. В них наблюдаются различия, но чем они вызваны, пока сказать трудно. Конкретная палеогеодинамическая обстановка формирования того или иного разреза может быть спорной, а внутреннее строение современных океанов изучено еще не достаточно для детальных сопоставлений. Поэтому в настоящее время ставить вопрос об эволюции палеогеодинамических обстановок или о ее отсутствии еще преждевременно. В изученных разрезах начальная стадия формирования пород офиолитовой серии всегда связана с растяжением, а конечная – со сжатием. Вне всякого сомнения временной эволюционный тренд рифтинг–спрединг существует и в офиолитах и в современной океанической литосфере. Переход от растяжения к сжатию изучен хуже. Возможно, что в будущем режим растяжения в Атлантическом океане сменится режимом сжатия, как

это было в Япетусе, Тетисе и других палеоокеанах. В этом случае современная литосфера Атлантического океана окажется поглощена в краевых зонах субдукции, а офиолитовые аллохтоны будут сложены породами краевых морей и энсиматических островных дуг, что характерно для окраин Тихого океана. Поэтому вряд ли можно говорить об особом Тихоокеанском или Атлантическом пути развития. Не исключено, что мы имеем разные стадии формирования океанической литосферы. Если это так, то эволюция океанических бассейнов в фанерозое будет заключаться в смене рифтинга Атлантическим стилем развития, а затем и Тихоокеанским.

Проблема оценки крупных литосферных перемещений остается одной из основных при геодинамическом анализе. Она рассмотрена в статьях А.И. Суворова и В.С. Буртмана. Автор первой статьи подчеркивает значение анализа тектонических структур, их морфологии, взаиморасположения и других особенностей для диагностики и оценки амплитуд крупных литосферных перемещений. Наиболее распространенными механизмами формирования тектонических структур являются механизмы тисков, сдвига, ступенчато-сдвиговый, сдвигово-надвиговый и структурных дуг, фронтального поднятия–тыловой депрессии, рифтогенный, литоплитный. Определенные с их помощью крупные движения литосферы показывают, что амплитуды перемещений, размеры возникающих структур и скорости движений увеличиваются с переходом от континентов к океанам. Можно ожидать такую же закономерность для внутриконтинентальных структур и по вертикали (от верхних оболочек литосферы к нижним). Автор второй статьи для оценки перемещений крупных блоков земной коры использует анализ распространения фаций отложений, построение палеогеографических и палинспастических карт, палеомагнитные данные о вращении блоков. Применяя эти методы для изучения меловых и кайнозойских движений в Памиро-Тяньшаньском регионе, он определяет 300-километровую величину сокращения земной коры при сближении Памира с Тянь-Шанем в позднем кайнозое.

Проблема геодинамической активности фундамента платформ до сих пор разрабатывалась слабо. Статьи М.Л. Коппа и М.Г. Леонова несомненно привлекут к ней внимание исследователей. М.Л. Копп, анализируя новейшую структуру платформ Юго-Восточной Европы, приходит к новым дискуссионным выводам, ставящим крупную проблему. В статье делается попытка доказать, что новейшая структура чехлов Скифской и юго-востока Восточно-Европейской платформ возникла в результате отражения на поверхности глубинных горизонтальных движений фундамента, вызванных давлением Аравийской плиты. М.Г. Леонов подходит к проблеме геодинамической активности фундамента с другой стороны. Он обращает внимание на две фундаментальные закономерности, которые показывает на многочисленных примерах. 1. Породы консолидированного цоколя самых различных геоструктур обладают значительной подвижностью, которая обеспечивается комплексом структурных и вещественных преобразований, связанных с объемным тектоническим течением или реидной деформацией. 2. На границе фундамент–чехол возникают условия для формирования новых объемов гранитно-метаморфического слоя, что приводит к вертикальной аккреции земной коры. В результате реидной деформации, которая реализуется в форме пластического, хрупко-пластического, катакластического и других видов течения горных масс, формируются сложные коллажи (парагенезы) структур вертикально- и горизонтально-плоскостного течения, а также протрузивно-купольные структуры. Реидная тектоника является реальным и широкомасштабным явлением, которое определяет многие особенности внутриконтинентального тектогенеза.

Проблема самоорганизации геологической среды является фундаментальной проблемой, к которой сейчас приковано внимание многих ученых. Она рассмотрена в статье А.В. Лукьянова только на некоторых моделях структурообразования. Самоорганизация осуществляется на всех масштабных уровнях от микроскопических до многокилометровых и сопровождается многочисленными и разнообразными

ми нелинейными эффектами (структурные рисунки, складчатость, будинаж, структуры тектонического сшивания, эффект выжимания–нагнетания, реверс-эффект, ритмичное расслоение и осадконакопление, стресс-метаморфизм, магматические и геотектонические циклы и др.). Нелинейные эффекты определяются фундаментальными свойствами геологической среды, главными из которых являются: 1) качественные изменения среды в предельных состояниях (закон предельных состояний) и 2) запаздывание этих изменений, приводящее среду в метастабильное или неустойчивое состояние (закон запредельного терпения). Эти свойства нередко приводят к возникновению автоколебательных систем в литосфере. Движение вещества при структурообразовании осуществляется в двух формах: 1) механического перемещения и 2) рождения и умирания горных пород и структур. Обе формы широко распространены и придают специфические черты возникающим нелинейным эффектам.

Проблема связи геоэкологии с геодинамикой ставится В.Г. Трифоновым в статье “Активная тектоника и геоэкология”. Эта проблема необычна для традиционных геодинамических исследований, но она вводит геодинамику в новый круг проблем, непосредственным образом связанных с жизнью человечества. Рассматривается воздействие природных явлений на развитие человеческих сообществ. Для этого выбраны геологические явления, прямо (подвижки по разломам, сильные землетрясения, приуроченные к разломам гидрогеохимические аномалии, извержения вулканов) или косвенно (изменения климата) связанные с активной тектоникой, и несколько важнейших исторических событий: становление древнейшего земледелия на Ближнем Востоке и крупные социально-политические кризисы XIII–XI вв. до н.э. и IV–VII вв. н.э., радикально изменившие политическую карту соответствующих эпох и надолго определивших дальнейшее развитие цивилизации. Показано, что эти исторические события определялись сложным взаимодействием социально-политических и экономических условий с указанными природными явлениями.

Все рассмотренные проблемы геодинамики литосферы относятся к категории фундаментальных проблем, так как направлены на раскрытие принципиальных связей между явлениями и процессами, происходящими в верхних оболочках Земли.

А.В. Лукьянов

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПРИРОДА ГРАНИЦЫ МОХОРОВИЧИЧА

Ю.Г. Леонов, А.С. Перфильев

Геологический институт РАН

ВВЕДЕНИЕ

Поверхность Мохоровичича (граница М) издавна привлекала к себе внимание геофизиков, геологов и тектонистов. Это одно из немногих глубинных границ в литосфере, которая доступна для изучения разными методами. Сейсмические методы, такие как глубинное сейсмическое зондирование (ГСЗ) различного характера, метод отраженных волн (МОВ) и другие геофизические методы, позволяют изучать эту границу в различных структурах океанов и континентов. Широкое развитие геологических исследований в океанах с драгированием пород океанического дна в рифтовых зонах и в трансформных разломах, наблюдения с пилотируемых подводных аппаратов, а также геологическое и петрологическое изучение офиолитовых комплексов на континентах позволили рассмотреть генетическую природу границы М. А.В. Пейве впервые отметил, что офиолиты континентов представляют собой фрагменты древней океанической коры и что поверхность М является по существу одной из границ тектонического расслоения литосферы. Он высказал предположение, что по этой границе происходит проскальзывание коры относительно подстилающих оболочек [Пейве, 1991]. Мы попытаемся развить это предположение и показать, что, если и не повсеместно, то во многих случаях эта граница имеет тектоническую природу как в океанической, так и в континентальной литосфере.

Граница Мохоровичича, в качестве границы между корой и мантией, была введена как понятие целиком геофизическое. Первоначально она определялась по рефрагированным сейсмическим волнам и фиксировалась по высокоградиентному увеличению скоростей продольных волн до 8,2 км/с. В дальнейшем появились более детальные данные ГСЗ, показывающие, что в некоторых участках имеются слои коры со скоростями промежуточными между корой и верхней мантией. В зонах современных океанических рифтов известны разрезы, где градиентная зона располагается между породами, имеющими меньшие скорости. Стали говорить об разуплотненной нагретой мантии со скоростями 7,8–8 км/с.

Появление новых методов отраженных волн (МОВ – ОГТ, ШГСП) заставило говорить также о других геофизических особенностях этой границы. Оказалось, что в кровле геофизической верхней мантии выделяется пакет интенсивных протяженных субгоризонтальных рефлекторов, которые принято отождествлять с разделом М. Граница, установленная по отраженным волнам, часто совпадает с высокоградиентной скоростной границей, но имеется и достаточное количество случаев их несовпадения. Отраженные волны не дают уверенных скоростей, хотя в самое последнее время появились математические аппараты, позволяющие более точно определять скоростные характеристики пород на этой границе.

Громадное преимущество метода отраженных волн заключается в том, что он позволяет на большом протяжении непрерывно проследить границу М и дает возможность для расшифровки ее сейсмической инфраструктуры. В результате больших объемов сейсмических работ МОВ на континентах и в океане появилась возможность с большой степенью уверенности говорить о том, что эта граница, в отличие от всех других геофизических границ в коре и верхней мантии, прослеживается почти непрерывно под океанами и континентами, представляя собой главную геофизическую границу литосферы.

ПОВЕРХНОСТЬ М В ОКЕАНИЧЕСКОЙ ЛИТОСФЕРЕ

Сейчас накоплен довольно большой материал, где по одним и тем же профилям имеются данные по отраженным и преломленным волнам. Это данные двухсудового широкоугольного сейсмопрофилирования (ШГСП) и совмещенные данные ГСЗ (донные станции) и МОВ на одном профиле. На участках с нормальной океанической корой обычно фиксируется хорошее совпадение границ, полученных обоими методами. Во впадине Гаттераса, в районе трансформного разлома Блейк Спур был проведен большой объем ШГСП [Коган и др., 1994; White et al., 1990]. В этих работах приведены многочисленные скоростные колонки и отмечены те места, где положение границы М, полученное обоими методами, совпадает. Из их анализа следует, что совпадение свойственно межразломным блокам. В зоне разлома Блейк Спур такого совпадения нет. Существует по крайней мере два объяснения этого феномена. По [White et al., 1990], это связано с частичной серпентинизацией ультрамафитового мантийного вещества в пограничной зоне кора–мантия. Согласно другой точке зрения [Коган и др., 1994], в этой зоне широко распространены силлы долеритов в мантийной ультрамафитовой матрице. При обеих трактовках пакет отражающих площадок располагается выше границы М, устанавливаемой по устойчивой границе скорости 8,2 км/с.

На профилях МОВ ОГТ и ШГСП, проведенных на этой площади, видна инфраструктура раздела М. Это горизонт выраженных горизонтальных или слабо наклонных рефлекторов повышенной интенсивности. Протяженность отражающих площадок составляет 7–10 км. Мощность горизонта колеблется от нескольких сотен метров до первых километров. На рассмотренном примере видно, что по преломленным волнам эта граница имеет очень высокий градиент изменения скоростей, а случаи меньшего градиента скорее являются исключением. Граничная скорость на границе М устойчива и составляет 8,1–8,2 км/с.

В работе [White et al., 1992] сведены скоростные разрезы океанической коры, полученные для разных участков Мирового океана. Из этих графиков видно, что на границе М в большинстве случаев происходит резкое возрастание граничных скоростей преломленных волн, а их значение колеблется в узких пределах (от 8 до 8,2 км/с). Как и в рассмотренном выше примере, практически во всех случаях, где фиксируется сейсмическая граница М, она представлена пакетом хорошо выраженных протяженных субгоризонтальных рефлекторов. Мощность такого пакета может достигать нескольких километров. К сожалению, во многих случаях установленная по отраженным волнам граничная зона М не подтверждена скоростными характеристиками. Однако имеется довольно большое количество мест, где граница М установлена обоими методами. В зонах трансформных разломов нередко появляются участки с аномальным строением пограничных горизонтов, где установлено или, вероятнее всего, следует ожидать несовпадения отражающей и преломляющей границы. Помимо рассмотренного выше разлома Блейк Спур (впадина Гаттераса), участки с аномальным строением пограничных горизонтов коры и мантии обнаружены в разломе Страхова в Центральной Атлантике [Перфильев и др., 1997], в разломе Зеленого Мыса [Коган и др., 1996] и в других разломах, где имеются достаточные геофизические данные.

Для понимания генетической природы раздела М большое значение имеет инфраструктура коры, расположенной выше этой границы. В первую очередь это относится к зонам разломов, пересекающих океаническую кору. В последние годы по мере применения метода сейсмического профилирования появились широкие возможности для расшифровки инфраструктуры океанической коры и верхов мантии современных океанов и прослеживания их неоднородностей на большие расстояния по латерали. В частности, установлены многочисленные наклонные рефлекторы внутри корового разреза. Эти рефлекторы концентрируются в четко локализованные сравнительно узкие наклонные зоны, мощность которых не превышает

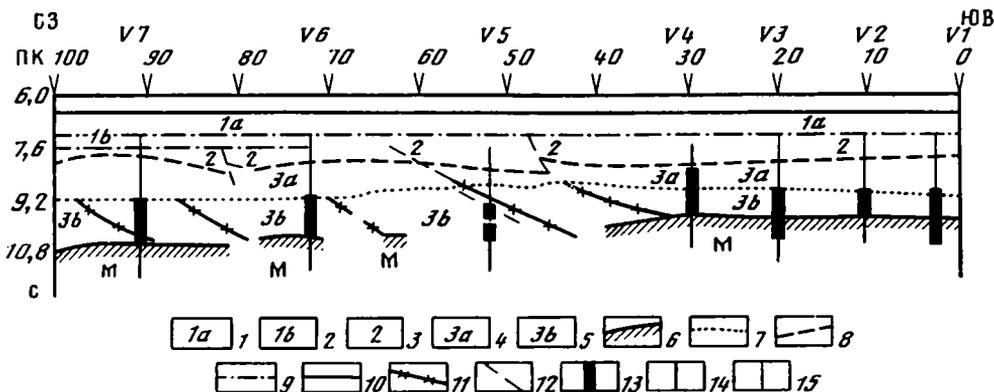


Рис. 1. Геолого-геофизическая интерпретация профиля ШГСП–МОГТ, проходящего поперек линейных магнитных аномалий (по [Коган и др., 1994])

1, 2 – слоистые осадки: 1 – верхний и 2 – нижний комплексы; 3 – второй сейсмический слой (базальтовые лавы?); 4, 5 – третий сейсмический слой: 4 – изотропное габбро, дайковый комплекс, 5 – расслоенный комплекс; 6 – мантия (при $R = 5,9-8,2$ км); 7 – граница 3a/3b (при $R = 5,9-8,2$ км); 8 – нижняя граница второго слоя (при $R = 2,7-5,1$ км); 9 – кровля второго слоя (при $R = 0,4-2,7$ км); 10 – дно (при $R = 0,4-2,7$ км); 11 – зоны наклонных рефлекторов (при $R = 5,9-8,2$ км); 12 – наклонные рефлекторы (при $R = 2,7-5,1$ км); 13–15 – градиент изменения эффективной скорости: 13 – высокий, 14 – промежуточный, 15 – низкий. V1–V7 – колонки эффективных скоростей. ПК – пикеты

первых километров. Обычно в нижней части коры эти зоны имеют большую мощность, а в верхах коры их ширина не превышает нескольких сотен метров. Рефлекторы, слагающие такие зоны, достигают длины в 10–15 км. Угол наклона этих зон не превышает 30° , причем по направлению вниз они становятся более пологими и обрываются поверхностью М, или сливаются с ней. Ниже границы М наклонные зоны, как правило, не проходят.

Геологическую интерпретацию наклонных сейсмических зон лучше всего рассмотреть на примере мезозойской коры Атлантического океана в районе впадины Гаттераса. Здесь проведены детальные сейсмические работы по профилям поперек линейных магнитных аномалий (перпендикулярно оси спрединга) и вдоль оси спрединга с использованием методики ШГСП (двух- и односудовой варианты), позволяющей получать данные по отраженным и преломленным волнам на одних и тех же профилях [Коган и др., 1994; McCarthy et al., 1988; White et al., 1990]. На рис. 1 приведен профиль, проходящий поперек линейных аномалий. Наклонные зоны не выходят за пределы “магматической” коры, а нередко фиксируются только в пределах третьего слоя. Правда, следует иметь в виду, что разное удаление (R) приемника от источника “высвечивает” разные части наклонных зон. При постоянном R может быть видна только часть наклонной зоны.

В тех случаях, когда наклонная зона пересекает хорошо выраженные горизонтальные границы (например, граница между вторым и третьим слоями), видно их смещение по наклонным зонам. В рассмотренном примере это структуры типа надвигов с относительно небольшим вертикальным (600–1000 м) и горизонтальным (до 2 км) перемещением. В других случаях перемещения не видны, не исключено, что они за пределами точности метода. В работе [Коган и др., 1994] предполагается, что разломы приурочены к основанию гипербазитов расслоенного комплекса, слагающих нижние части отдельных магматических камер в многокамерном третьем слое. Надвиги полого наклонены на юго-восток, в сторону оси спрединга. Угол наклона уменьшается вниз по разрезу, и они сливаются с поверхностью М, не проходя ниже ее. Судя по тому, что надвиги не пересекают осадочный слой, они формировались в осевой части хребта, где осадки практически отсутствовали.

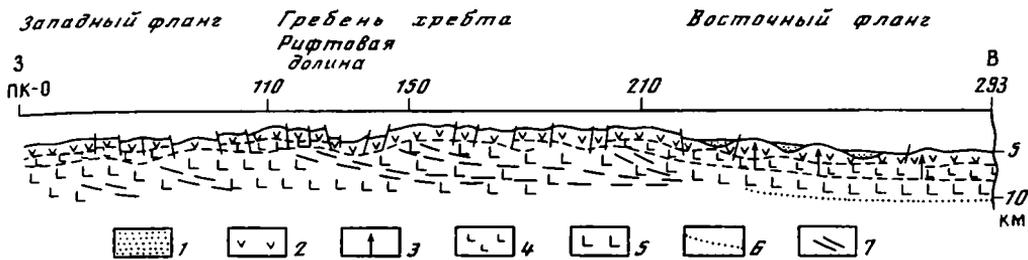


Рис. 2. Геолого-геофизический профиль через Срединно-Атлантический хребет на 20° ю.ш. (по [Пушаровский и др., 1985]). Соотношение горизонтального и вертикального масштаба 1:2

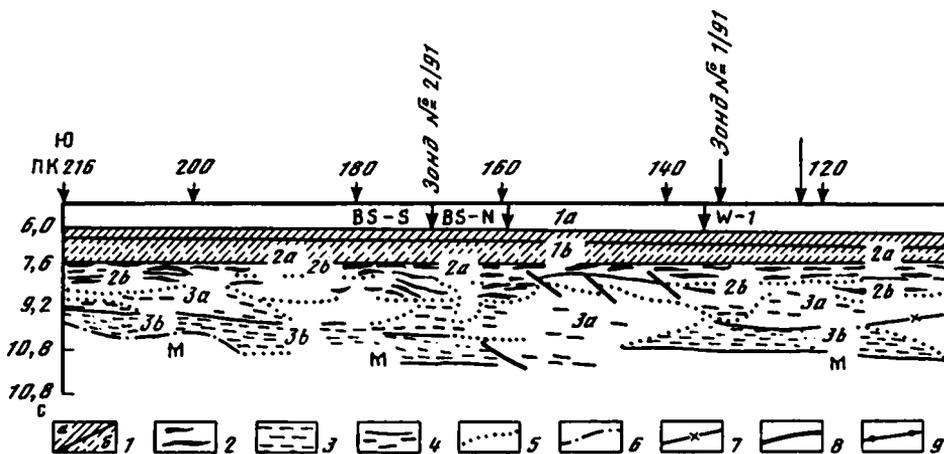
1 – слоистые осадки; 2 – базальтовые лавы; 3 – вулканические постройки; 4 – изотропное габбро, дайковый комплекс; 5 – полосчатое габбро, расслоенный комплекс; 6 – поверхность М; 7 – наклонные отражающие площадки

Пологие разломы, параллельные оси спрединга, наблюдаются в самых различных частях современных океанов. Почти всегда они выполаживаются вниз по разрезу, сливаясь с поверхностью М или прерываясь ею. Интерпретация этих структур может быть различной. В восточной части Центральной Атлантики наклонные структуры рассматриваются как листрические сбросы, формирующиеся в краях рифтовой зоны [Colliez, Danobeitia, 1997]. В южной части Канарской котловины по наклонным рефлекторам смещена подошва осадков и разломы проходят внутрь первого слоя [McBride et al., 1994]. Сейсмические зоны не всегда наклонены к оси спрединга. В Южной Атлантике восточнее рифта описаны зоны, наклоненные на восток [Пушаровский и др., 1985] (рис. 2). В этом случае наклонные структуры не могут рассматриваться как листрические сбросы, скорее всего, они представляют собой зоны пологих надвигов.

Наклонные структуры рассмотренного типа распространены в Индийском океане, причем в зоне деформаций Центрально-Индийской впадины они пересекают и осадки. В Тихом океане наклонные структуры описаны между разломами Клариион и Клиппертон, а также в его северо-западной части [Гнибиденко, 1995]. По мнению Г.С. Гнибиденко, они представляют собой листрические сбросы, сформировавшиеся при растяжении коры. По мере приближения к поверхности М эти структуры выполаживаются и сливаются с ней.

Помимо наклонных структур, параллельных осям спрединга, существуют наклонные сейсмические зоны иных направлений. Скорее всего, они ориентированы перпендикулярно осям спрединга, так как фиксируются на профилях, параллельных осям срединных хребтов [Разницын, 1995]. Для точного определения простираний этих структур необходимы специальные исследования с частой сеткой профилей разного направления. Как и рассмотренные выше сейсмические структуры, эти зоны хорошо проявлены в нижних частях коры и не продолжают ниже раздела М.

На рис. 3 [Коган и др., 1994] приведен профиль ШГСП, ориентированный под острым углом к простиранию линейных магнитных аномалий (котловина Гаттераса в Западной Атлантике). На этом профиле виден только один наклонный разлом, параллельный оси спрединга. Остальные наклонные структуры ориентированы косо или поперек оси спрединга. Сейсмические границы этого типа представлены короткими интенсивными рефлекторами или зонами потери корреляции осей синфазности. Сопоставление данных по ближней и дальней зонам приемников свидетельствует о тектонической природе этих сейсмических границ. Судя по смещению горизонтальных границ, наклонные разломы представляют собой надвиги. Причем фиксируются надвиги, наклонные как в северных, так и в южных румбах. Надвиги



в основном пересекают верхние горизонты коры, в том числе иногда и низы осадочного слоя. Правда следует иметь в виду, что на этом профиле не проводились работы с переменным расстоянием приемника от источника и соответственно не исключено их продолжение в более низкие горизонты коры. В тех случаях, когда надвиги прослеживаются в нижнюю часть коры, они заметно выполаживаются и не проникают ниже раздела М.

На детальном полигоне в пределах абиссальной равнины Зеленого Мыса (Канарская котловина) на субмеридиональных профилях хорошо выражены наклонные сейсмические границы с падениями как на север, так и на юг [McBride et al., 1994], правда смещения по ним горизонтальных границ не зафиксировано. Эти наклонные границы прослеживаются до границы М и далее не видны. Интенсивные и протяженные наклонные рефлекторы хорошо видны на меридиональном профиле через разлом Зеленого Мыса [Коган и др., 1996]. На рис. 4 видно, что эти сейсмические границы разделяют рефлекторы разной ориентировки и, скорее всего, являются разломами. Разломы наклонены как на север, так и на юг. Они заметно выполаживаются вниз по разрезу и практически не проходят ниже предполагаемой поверхности М. Структуры такого же типа известны и в других регионах. Выше было показано, что разломы, параллельные осям спрединга, обычно наклонены в одном направлении. Часто наклон определяется положением разлома по отношению к оси спрединга (падение в сторону оси спрединга). Однако наклонные разломы могут иметь падение в одном направлении на обоих флангах рифта срединного хребта, в приведенном примере (см. рис. 2) в восточном направлении. Для второго типа наклонных разломов, ориентированных косо или перпендикулярно осям спрединга, характерно существование разломов с противоположным наклоном в пределах одного и того же профиля.

Наклонные структуры обоих типов имеют определенное сходство. Они представляют собой в основном разломы, которые пересекают всю или часть океанической коры, по мере приближения к разделу М они становятся более пологими и, как правило, не прослеживаются ниже этого раздела. Примеры наклонных разломов, пересекающих зону М, крайне редки. В Северо-Австралийской котловине (Индийский океан) описан наклоненный на северо-восток разлом, который явно пересекает пакет рефлекторов, отвечающих разделу М [Пилипенко, 1998]. Как справедливо предполагает автор, этот разлом расположен вблизи зоны субдукции и, скорее всего, связан с нею.

Практически везде зона раздела М ограничивает снизу структуры, распространенные в коре. Она представляет собой структуру типа тектонического срыва (детейчмента) и является тем самым не только границей вещественного раздела, но и тектонической границей. Внутренняя структура верхней мантии ниже раздела М дешифрирует-

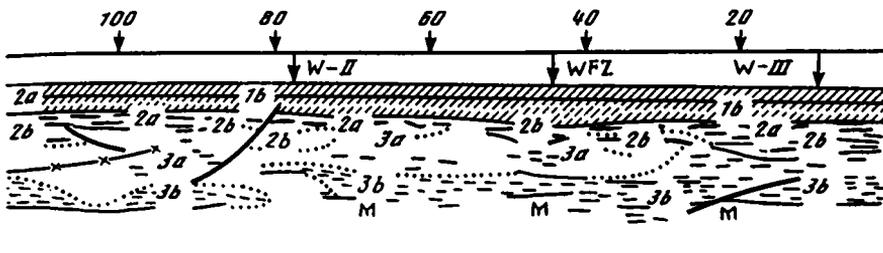


Рис. 3. Геолого-геофизическая интерпретация профиля ШГСП-МОГТ, проходящего вдоль линейных магнитных аномалий

1 – слоистые осадки (а – верхний, б – нижний комплексы); 2 – базальтовые лавы и силлы; 3 – изотропное габбро и дайковый комплекс; 4 – отражающие границы; 5 – границы полей с разной сейсмической структурой; граница резкой смены акустически прозрачной и непрозрачной сред; 7, 8 – наклонные сейсмические границы; 7 – первого, 8 – второго типа; 9 – поверхность М. BS-S, BS-N, W-I-III, WFZ – трансформные разломы. Остальные условные обозначения см. на рис. 1

ся плохо. Отмечаются отдельные субгоризонтальные рефлекторы и иногда зоны концентрации таких рефлекторов. Таким образом, инфраструктуры коры и верхов мантии по сейсмическим данным дискордантны по отношению друг к другу.

Природа наклонных структур, параллельных осям спрединга, по-видимому, весьма разнообразна. Это могут быть листрические разломы, по которым в дальнейшем происходили надвиговые подвижки [Разницин, Пилипенко, 1997], донные части бывших магматических камер, по которым позднее формировались надвиги, образовавшиеся в удалении от зоны спрединга, пересекающие частично осадочный чехол, и т.д. Сложнее обстоит дело с выяснением природы разломов второго типа (ориентированных косо или перпендикулярно осям спрединга). Ю.Н. Разницин [Разницин, 1995] предполагает, что надвиги, параллельные трансформным разломам, компенсируют растяжение, происходящее в смежных разломах. Разломы,

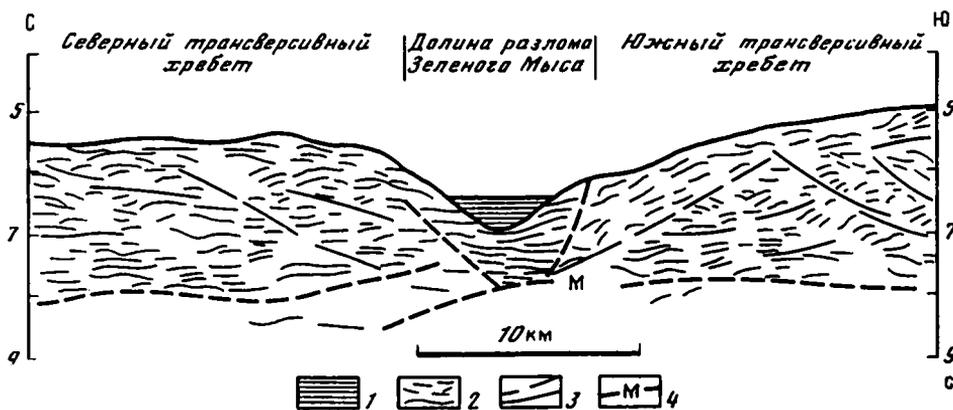


Рис. 4. Фрагмент дешифрированного профиля МОГТ через разлом Зеленога Мыса (по [Коган и др., 1996])

1 – осадки; 2 – рефлекторы; 3 – наклонные отражающие горизонты; 4 – поверхность М по данным перебора

ориентированные под углом, могут представлять собой систему оперяющих трансформные сдвиги структур. Возможны и другие интерпретации.

Геологические и геофизические данные последних лет показали, что главные тектонические границы в океанической коре часто меняют свое пространственное положение [Перфильев, 1995]. Особенно это относится к осям спрединга (рифтовые зоны срединных хребтов). Такое явление, как джампинг (перескакивание) рифтов, обнаружено во многих местах. Крупно амплитудный джампинг (сотни километров) связан с глобальными перестройками структурного плана и изменением структурного рисунка плит. При джампинге среднего масштаба (первые десятки километров) рифтовая зона перемещается параллельно, не меняя своего простирания. Примерами джампинга такого типа являются Исландия, районы осевой части Срединно-Атлантического хребта к югу от разлома Зеленого Мыса и разлома Романш и др. [Перфильев, 1995]. Трудно допустить, что перемещение сравнительно небольшой амплитуды (меньшей, чем мощность литосферной плиты) захватывает всю плиту. Вероятнее всего, происходит импульсивное проскальзывание коры относительно верхней мантии по границе М. Джампинг в большинстве случаев происходит многократно и в одном (восточном) направлении. Было высказано предположение, что под влиянием ротационных сил кора проскальзывает относительно верхней мантии в западном направлении при стабильном положении восходящих ветвей мантийной конвекционной ячейки. В результате каждый новый рифт закладывается восточнее предыдущего [Перфильев, 1995]. Если эти рассуждения верны, то поверхность М служит не только границей дискордантных структур, но и является границей дифференцированного движения коры относительно верхней мантии.

Близкие по смыслу выводы получены А.И. Пилипенко на материале по котловине Уортон и абиссальной равнине Арго в зоне Маскаренско-Австралийского готраверза (в северо-восточной части Индийского океана) [Пилипенко, 1997]. Сейсмическая запись в области границы М интерпретируется здесь, наиболее четко в литосфере абиссальной равнины Арго, как наличие поверхности или, скорее, некоторого слоя, по которому происходит проскальзывание коры относительно мантии. Данный слой предположительно представлен пластичными серпентинитами и заключен между отражающими сейсмическими границами. Последние идентифицируются как М1 и М2, т.е., по автору, как первичная и вторичная границы Мохо. Нет уверенности в обоснованности именно такой интерпретации границ М1 и М2, но в рассматриваемом контексте это и не важно. Существенно то, что здесь, как отчасти и в континентальной литосфере, имеются признаки тектонического срыва (проскальзывания) в области перехода кора-мантия. Косвенным подтверждением течения вещества в области этой границы М служит также то, что в некоторых разрезах поверхность М представляет собой базовую поверхность, к которой подходят и у которой выволакиваются, сливаясь с ней, разрывы листрической формы, прослеживающиеся в вышележащей коре от кровли фундамента до подошвы коры (хотя при этом имеются также относительно немногочисленные разрывы, пересекающие границу М и продолжающиеся в мантии).

ПОВЕРХНОСТЬ М В ПАЛЕООКЕАНИЧЕСКОЙ ЛИТОСФЕРЕ

Офиолитовая ассоциация покровно-складчатых систем внутри континентов представляет собой фрагменты океанической литосферы геологического прошлого. В большинстве случаев они сильно тектонизированы, и первичные границы между мантийными и коровыми породами не сохранились. Однако в некоторых крупных массивах, особенно на Урале, границы между ультрамафитовыми комплексами верхней мантии и ультрамафит-базитовыми породами бывшей океанической коры остались не нарушенными. Это позволяет изучить древнюю границу М и инфраструктуру выше и ниже ее геологическими методами.

В общем виде вертикальная последовательность пород в разрезе офиолитовых массивов хорошо известна и описана в многочисленных работах. Нижняя – ультрамафитовая ее часть, отождествляемая с верхней мантией древней океанической литосферы, представлена гарцбургитами, лерцолитами и дунитами. В разных массивах соотношение гарцбургитов и лерцолитов меняется в широких пределах. Дуниты обычно имеются в подчиненном количестве. Выше выделяется характерный “пограничный” полосчатый комплекс дунитов, пироксенитов, верлитов и троктолитов, образующих сложное линзовидно-полосчатое чередование. Не всегда в полосчатом комплексе присутствуют все перечисленные разновидности пород; в некоторых массивах в нижней части комплекса обособливается “горизонт” дунитов. Общая мощность полосчатого комплекса может достигать 1–2 км. По плотностным (скоростным) характеристикам и по инфраструктуре этот комплекс хорошо сопоставляется с строением и скоростными характеристиками сейсмического раздела М современной океанической коры. Не совсем ясно, правомерно ли отнесение к зоне М дунитов, составляющих основание полосчатого комплекса. Генетически эти предельно деплетированные породы, скорее, принадлежат верхней мантии, но как будет показано ниже, по характеру внутренней структуры их правильнее отнести к зоне раздела М.

В типичном случае полосчатый комплекс сменяется полосчатыми габброидами, которые большинством исследователей сопоставляются со слоем 3b океанической коры. Слою 3a отвечает так называемое изотропное (не полосчатое) габбро. В разных офиолитовых разрезах соотношение изотропных и полосчатых габброидов сильно меняется вплоть до полного исчезновения последних. Выше залегающий “слой” параллельных даек и базальты сопоставляются со слоями 2b и 2a соответственно. Дайковый “слой” в офиолитах и сейсмический слой 2b прослеживаются не повсеместно. Следует иметь в виду, что приведенный разрез представляет собой генерализованную схему, как правило, в конкретных массивах в непрерывном разрезе можно наблюдать только части общей последовательности.

В современных океанах пока известно мало мест, где с достаточной степенью достоверности геологически изучен разрез коры. В разломе Вима были проведены наблюдения с пилотируемого подводного аппарата [Cannat et al., 1991]. В результате удалось построить разрез южного склона разломной долины в активной части разлома. Низы разреза сложены серпентинизированными мантийными ультрамафитами. Выше залегают габброиды, сменяющиеся вверх по разрезу дайковым комплексом. Венчается разрез базальтами. Таким образом, здесь имеется нормальный разрез океанической коры, сходный с классическими полными разрезами офиолитовых ассоциаций. В разрезе отсутствует расслоенный комплекс, отвечающий низам третьего слоя, а мощность коры значительно меньше мощности, типичной для офиолитов. Однако эти обстоятельства вполне соответствуют геофизическим особенностям коры трансформных разломов, о чем говорилось выше. Серпентинизированные ультрамафиты основания разреза по своим физическим параметрам представляют собой мантийное вещество, попавшее в коровые условия. Таким образом, можно утверждать, что офиолитовые комплексы и по набору пород (что было давно доказано), и по строению разреза сходны с океанической литосферой. Поэтому анализ инфраструктуры офиолитов вполне правомерно использовать для анализа природы раздела М.

В последние годы проводилось интенсивное изучение внутренней структуры мантийных ультрамафитов как на микро-, так и на макроструктурном уровне. В работе [Savelieva, Saveliev, 1992] сведены данные, полученные по ряду офиолитовых массивов Урала и Малого Кавказа. Массив Средний Крака на южном Урале составляет краевой офиолитовый аллохтон и находится в перевернутом залегании. На рис. 5 показана схематическая блок-диаграмма для участка западного края массива [Savelieva, Saveliev, 1992]. Полосчатый пироксенит-верлит-дунитовый комплекс (зона раздела М) круто наклонен на восток. Внутри его нижней, дунитовой части

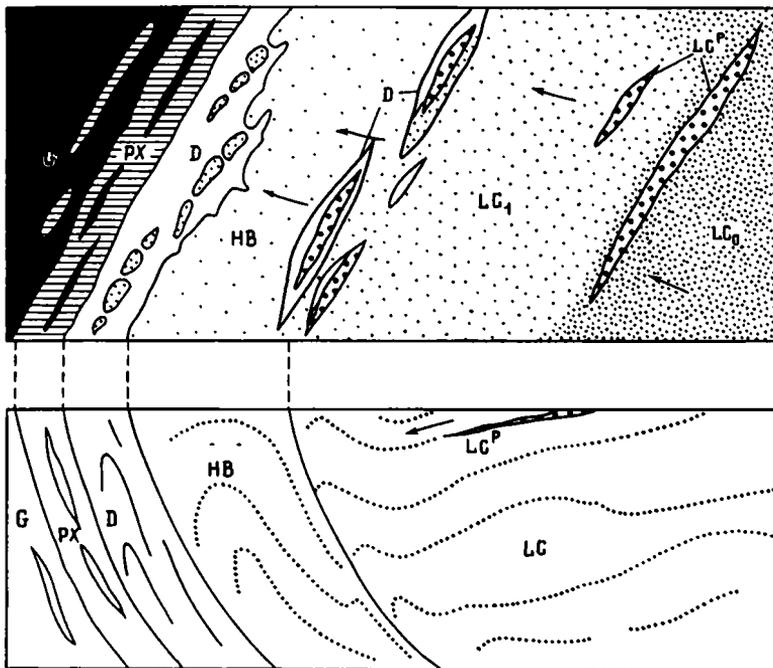


Рис. 5. Схематическая блок-диаграмма части массива Средний Крака (по [Savelieva, Saveliev, 1992])

LC₀ – шпинеливые лерцолиты; LC^P – шпинель-плагноклазовые лерцолиты; LC₁ – плагноклазовые лерцолиты; HB – гарцбургиты; D – дуниты; PX – пироксениты, верлиты, дуниты; G – габбро. Стрелками показано направление экстракции базальтов. Точечные линии – полосчатость и линейность

видны сжатые линейные складки типа складок волочения. В лерцолитах, расположенных в восточной (нижней по разрезу) части блок-диаграммы, линейность и полосчатость ориентирована почти перпендикулярно к границе М. Вблизи этой границы лерцолиты сменяются гарцбургитами, линейность и полосчатость в которых образуют сложный изгиб с шарниром, близко параллельным границе М. Если реконструировать первичную структуру с горизонтальным положением зоны раздела М, то оказывается, что структуры в мантийном субстрате резко дискордантны этой границе. Только в непосредственной близости к ней структуры приобретают близкое залегание. В низах зоны раздела М и в подстилающих гарцбургитах они напоминают складки волочения.

Войкарский массив на Полярном Урале детально изучен и описан в ряде работ [Савельев, Савельева, 1977; Савельева, 1987; и др.]. Массив представляет собой гигантскую изоклиную складку, запрокинутую на запад [Перфильев, 1979]. Ядро складки сложено в основном гарцбургитами, лерцолиты имеют подчиненное значение. Зона раздела М представлена в нижней части дунитами, а в верхней – полосчатым комплексом дунитов, верлитов, троктолитов и пироксенитов. Эти породы прослежены на обоих крыльях изоклиной складки. Их мощность достигает 2 км. Вышележащие габбро-нориты и флазер-габбро сохранились в основном на восточном крыле складки; на западном крыле они прослеживаются локально и частично или полностью превращены в амфиболиты. На рис. 6, по [Savelieva, Saveliev, 1992], показан профиль через Войкарский массив, на котором хорошо видна сама изоклиная складка и показана полосчатость внутри мантийных гарцбургитов. Полосчатость в целом резко дискордантна по отношению к полосчатому комплексу зоны

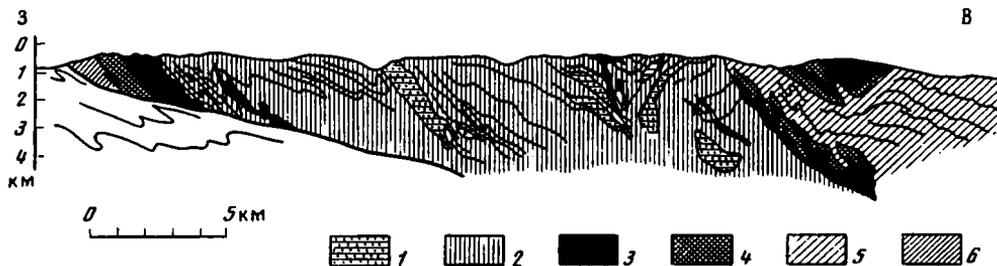


Рис. 6. Геологический разрез через Войкарский массив (по [Savelieva, Saveliev, 1992])
 1 – шпинеливые лерцолиты; 2 – гарцбургиты; 3 – дуниты; 4 – пироксениты и верлиты; 5 – габбро; 6 – амфиболиты

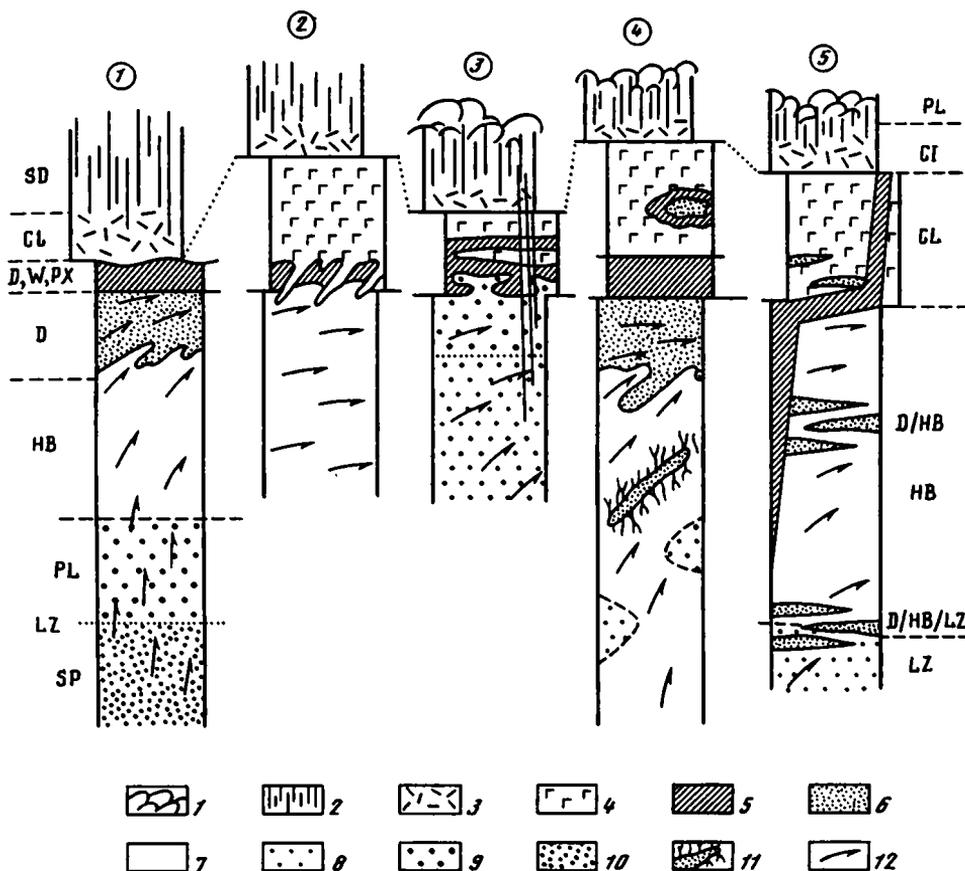


Рис. 7. Различные типы разрезов офиолитов Урала и Малого Кавказа (по [Savelieva, Saveliev, 1992])

1 – базальты (PL); 2 – дайковый комплекс (SD); 3 – изотропное габбро (CL); 4 – полосчатое габбро (CL); 5 – расслоенный комплекс (D, W, PX); 6 – дуниты (D); 7 – гарцбургиты (HB); 8 – шпинеливые лерцолиты (LZ); 9 – плагиоклазовые лерцолиты (PL LZ); 10 – высокоглиноземистые лерцолиты (SP LZ); 11 – дунитовые тела, окруженные дунит-пироксенитовыми жилами; 12 – направление мантийных потоков. Массивы (цифры в кружках): 1 – Средний Крака, 2 – Ипятский; 3 – Гейдаринский, 4 – Войкарский, 5 – Кемпирсайский

М. Она описывает синформную структуру, ось которой совпадает с осью изоклинальной антиклинали массива в целом. Если реставрировать первичную структуру, исходя из первичного горизонтального залегания полосчатого комплекса, то полосчатость имела почти вертикальное падение и была перпендикулярна по отношению к границе М. В некоторых местах, вблизи этой границы полосчатость подворачивается и становится почти согласной с границей М (западное крыло антиклинали на рис. 6). На границе дунитов полосчатого комплекса с мантийными гарцбургитами иногда фиксируются структуры, напоминающие складки волочения.

В работе [Savelieva, Saveliev, 1992] приведены колонки некоторых массивов Урала и Малого Кавказа (рис. 7). На них показан не только петрологический состав слагающих пород, но и элементы внутренней структуры выделенных комплексов (линейность, полосчатость, складчатые деформации). Почти во всех случаях полосчатость в мантийных ультрамафитах ориентирована под углом по отношению к границе М, причем этот угол увеличивается в нижних частях мантийного разреза. Вверх по разрезу полосчатость постепенно становится субпараллельной границе М. По мнению большинства исследователей, рассмотренные структуры отражают пластическое течение, происходившее при мантийной конвекции [Книппер и др., 1997]. Почти во всех случаях на границе кора–мантия фиксируются складчатые структуры, напоминающие складки волочения. При наличии дунитовой зоны в подошве полосчатого комплекса эти структуры приурочены в основном к ней (колонки 1 и 4, см. рис. 7 и 5). При отсутствии такой зоны деформированным оказывается полосчатый комплекс (колонка 2, см. рис. 7).

Таким образом, анализ доскладчатых структур офиолитовых комплексов показывает, что внутренние структуры мантийных пород дискордантны по отношению к структурам древней океанической коры. Зоной ограничения этих структур является древний раздел М (полосчатый габбро-гипербазитовый комплекс). При приближении к полосчатому комплексу мантийные структуры выполаживаются и становятся параллельными разделу М. В подошве полосчатого комплекса или в нем самом распространены структуры волочения. Легко видеть, что наблюдается некоторая аналогия между соотношением рассмотренных выше коровых сейсмических структур с зоной М и мантийных структур с полосчатым комплексом. И те и другие не проходят через раздел М и выполаживаются вблизи него. В современной океанической коре по косвенным признакам предполагается проскальзывание коры относительно мантии; в древней океанической литосфере фиксируются структуры волочения, не исключающие такое предположение. Разумеется, нельзя говорить о полной аналогии между структурами, установленными по сейсмическим данным, и структурами, выявленными геологическими методами. Наклонные разломы, рассмотренные в современной коре, пока невозможно выделить в древней; современные геофизические методы не позволяют расшифровать полосчатость и структуры волочения, описанные в древней океанической коре, и т.д. Дискордантное тектоническое течение в зоне границы М – результат сложного комплекса процессов, включая аккреционную и орогенную стадии формирования континентальной коры, что несомненно отличает ее от литосферы современных океанов. Однако, как нам представляется, данные по современной и древней океанической литосфере свидетельствуют о тектонической природе зоны раздела М.

ПОВЕРХНОСТЬ М В КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРЕ

Континентальная литосфера геофизически и особенно сейсмически изучена несравнимо лучше океанической. Однако определить геологическое выражение поверхности Мохоровичича в ней труднее. Это связано с тем, что современная зона раздела М и верхи современной мантии континентальной литосферы практически нигде не выведены на поверхность последующими тектоническими движениями.

ми, а состав мантийных пород и самой зоны М основывается только на глубинных ксенолитах.

Граница М – одна из наиболее четких границ в континентальной литосфере. И тем не менее существует неоднозначность в ее выделении, что связано с различными и не всегда совпадающими признаками ее выделения. Иначе говоря, граница М имеет разные характеристики по разным группам волн на профилях ГСЗ и ОГТ – двух главных сейсмических методов, с помощью которых она идентифицируется [Павленкова, 1996]. По данным ГСЗ, эта граница выделяется как переходный слой мощностью в несколько километров, с перепадом скорости сейсмических волн V_p от 6,8–7,2 до 7,8–8,2 км/с. С ней связаны также отражения, получаемые по закритическим отраженным волнам (РМР), которые, как отмечено в [Павленкова, 1996], не обязательно свидетельствуют о наличии протяженной отражающей границы, а могут фиксировать группы мелких неоднородностей, расположенных в области границы М. По данным методов ОГТ, изучающих литосферу с использованием отраженных докритических волн, на этом уровне могут быть либо отдельные рефлекторы или пакеты рефлекторов, либо он отвечает подошве отражающей нижней коры, либо вообще не выявляется в отраженных волнах.

Иными словами, положение границы М, определенное по скоростным параметрам, не всегда совпадает с отражающей границей, и даже имеются случаи, когда эта граница фиксируется по перепаду скоростей, но не заметна в поле отраженных волн. В этом отношении намечается определенная аналогия с океанической литосферой, где также отмечается такое несовпадение для определенных структур.

Накопленный к настоящему времени эмпирический материал показывает, что комбинированный подход (совпадение рефлекторов и зоны перепада скоростей) не состоятелен, так как попытки совместить эти два критерия приводит к неопределенности [Кунин, Шейх-Заде, 1993; Леонов, 1994, 1997]. Основные варианты соотношения границы М и отражающих горизонтов схематически изображены на рис. 8. Эти варианты соответствуют наблюдаемым ситуациям. Большинство из них присутствуют, например, в области Провинции Бассейнов и Хребтов и Плато Колорадо, где достаточно надежная картина получена на профилях СОСОРР с комбинированным изучением коры методами преломленных и отраженных волн [McCarthy, Parsons, 1994]. Чтобы избежать указанного противоречия, необходимо пользоваться одним критерием для определения границы М. Таким критерием может служить повсеместно присутствующая граница изменения скорости вне зависимости от того, маркируется она дополнительно отражающими горизонтами или нет. Эта граница (поверхность) М соответствует наиболее резкому в литосфере изменению свойств или состояния вещества – смене состава пород, либо фазовому переходу (например, габбро–эклогит), либо изменению каких-то других свойств, иначе говоря, представляет собой петрологическую, в широком смысле, или физическую (но не структурно-тектоническую) границу. На тех участках, где граница М проявлена как в преломленных, так и в отраженных волнах, эта граница, вероятнее всего, имеет тектоническую природу и представляет собой зону латерального течения материала и/или срыва в субгоризонтальной плоскости [Леонов, 1997]. Почти плоская в большинстве случаев форма поверхности М также согласуется с представлением о ее формировании в условиях течения материала в низах коры [Thompson, McCarthy, 1990]. С этим предположением о срыве согласуется также заключение некоторых авторов, основанное на изучении характера флуктуаций скорости сейсмических волн в нижней коре и мантии, согласно которому граница М служит разделом оболочек с различным стилем деформации [Wenzel et al., 1996].

В нижней части континентальной коры выделяется так называемая нижняя кора, для которой характерны интенсивные и протяженные рефлекторы (“отражающая” кора). В работе [Леонов, 1997] рассмотрены особенности строения, время становления внутренней структуры и природа нижней коры. Вероятнее всего, “отражающая” кора представляет собой зону тектонического течения вещества (глубин-

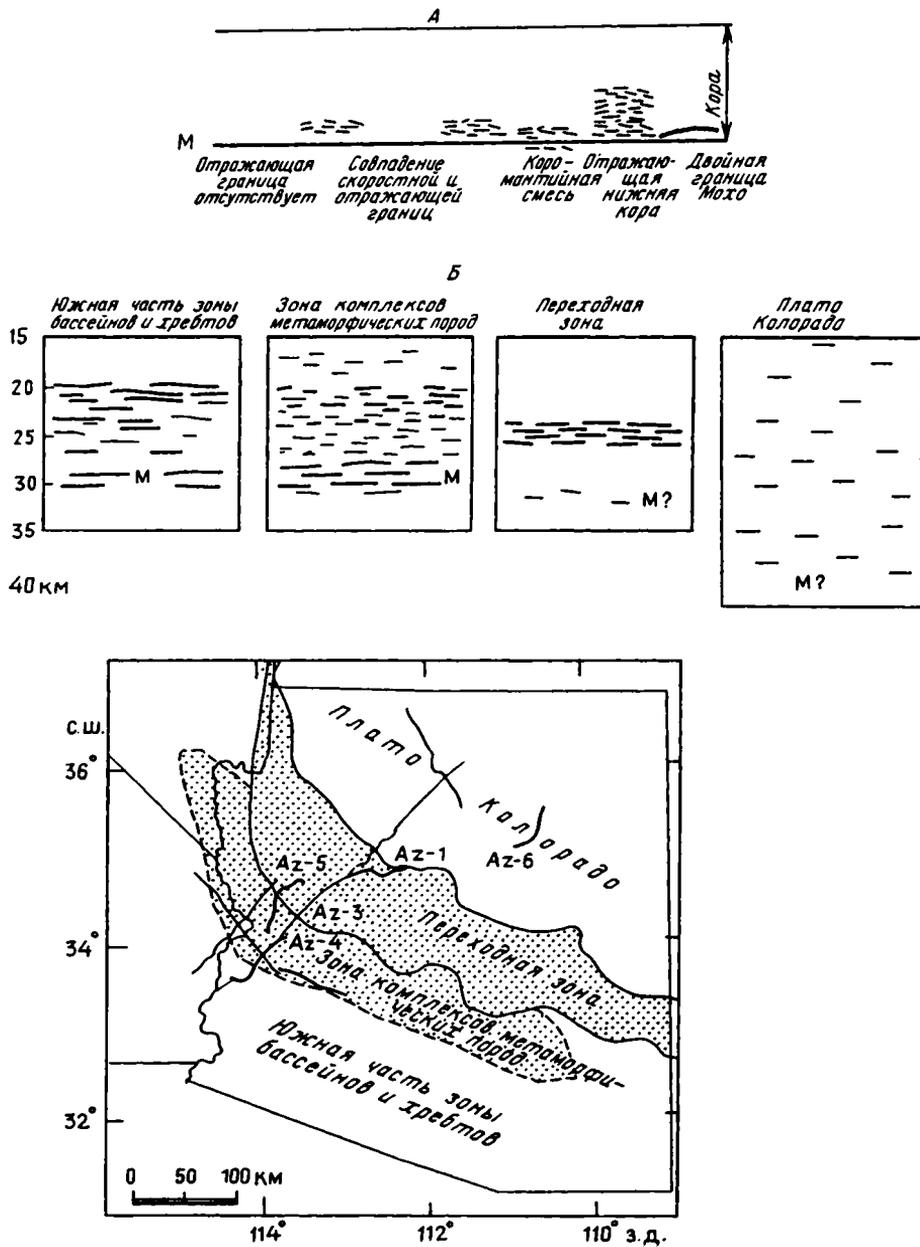


Рис. 8. Варианты соотношения границы М и отражающих горизонтов низов коры–верхов мантии

А – условная схема по [Леонов, 1997] (штрихи – отражающие горизонты); Б – наблюдаемые соотношения в области Провинции Бассейнов и Хребтов и Плато Колорадо на сейсмических профилях по [McCerthy, Parsons, 1994] (на врезке – положение профилей и тектонических единиц)

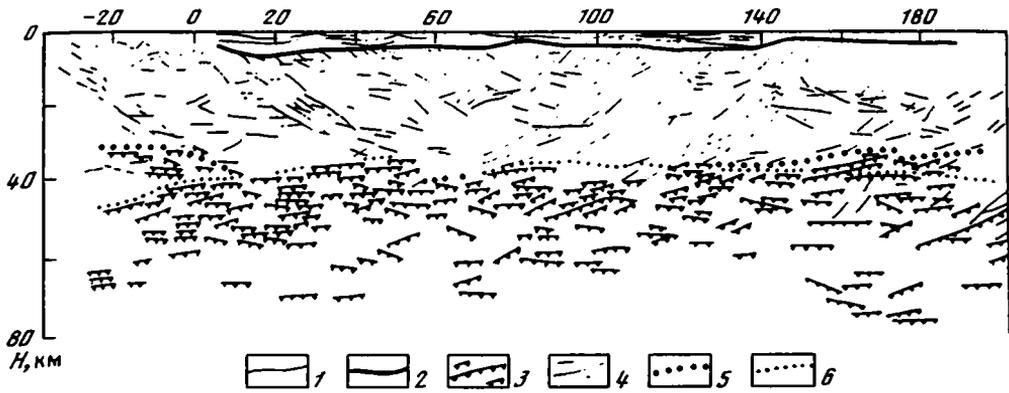


Рис. 9. Геолого-геофизическая интерпретация профиля МОГТ через Припятский грабен (по [Кунин, Шейх-Заде, 1993])

1-4 – рефлекторы: 1 – платформенного чехла, 2 – акустического фундамента, 3 – мантии и нижней коры, 4 – наклонных разломов; 5 – верхняя граница расслоенной коры; 6 – поверхность М

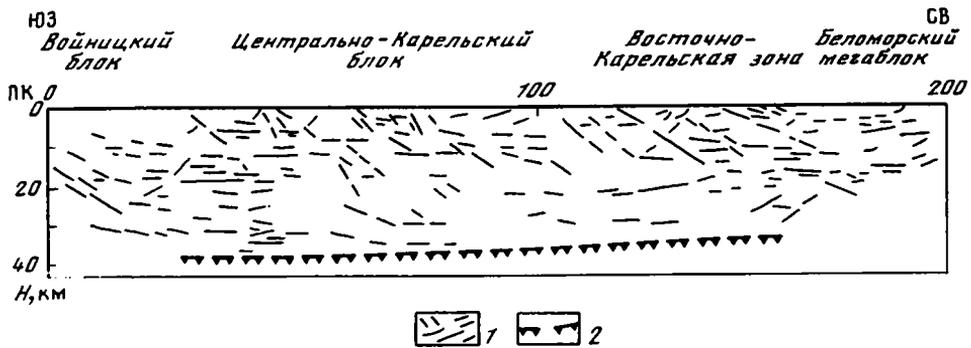


Рис. 10. Разрез ГСЗ-МОГТ на Балтийском щите (по [Кунин, Шейх-Заде, 1993])

1 – рефлекторы; 2 – граница М по данным ГСЗ

ного покровообразования), которое иногда сопровождается внедрением пластовых тел мафического состава. Существуют различные гипотезы, объясняющие образование нижней коры (растекание корней гор, изменение физического состояния пород и т.д.). В океанической коре отсутствуют аналоги нижней коры континентов. Видимо, это связано с меньшей мощностью коры, с ее базитовым составом (необходимы более высокие температуры для пластического течения), в океанах очень редки крупные изостатические аномалии (корни гор).

Разрывные нарушения более высоких горизонтов континентальной коры по мере приближения к нижней коре выполаживаются и сливаются с субгоризонтальными рефлекторами “отражающей” коры. С этой точки зрения нижняя кора континентов выполняет роль раздела М океанической коры. Нижняя кора распространена не повсеместно. В тех случаях, когда она отсутствует, коровые наклонные разрывы также выполаживаются вниз по разрезу и сливаются с поверхностью М, не продолжаясь ниже ее. На рис. 9 показан профиль через Припятский грабен. Нижняя кора распространена только на крыльях грабена и отсутствует в осевой части. Видно, что наклонные структуры сливаются или обрываются структурами нижней коры или поверхности М. Близкая картина наблюдается на Балтийском щите (рис. 10). Здесь наклонные разло-

мы выполаживаются с приближением к границе М, установленной по данным ГСЗ, и не проходят ниже ее. Иными словами, как и в океанической литосфере, на континентах коровые структуры, как правило, не продолжают в мантию. Но, в отличие от океанов, роль детейчмента, а точнее мощного горизонта течения пород выполняет не только зона раздела М, но и расслоенная нижняя кора там, где она присутствует.

С точки зрения ряда авторов, некоторые особенности современного поля напряжений можно объяснить, допустив проскальзывание коры относительно мантии. Не углубляясь в детали вопроса, отметим, что соответствующая модель, предусматривающая наличие фрагментов верхней коры, сорванных с мантии по горизонту пластичной нижней коры, предложена для Западной Европы [Wehrle et al., 1997]. По этой модели, в нижней коре создается постоянное слабое скалывающее напряжение, благодаря чему непосредственно выше границы М образуется зона мощностью 3–5 км с повышенной горизонтальной скоростью и концентрацией деформации.

Вспомним, что почти двадцать лет назад А.В. Пейве [Пейве, 1991] была высказана мысль, что граница М представляет собой глобальный горизонт срыва, по которому кора проскальзывает относительно подстилающих оболочек. Сейчас, когда имеются основания говорить об отражающей нижней коре, в целом и о границе М, в частности, как о горизонте пластического течения, крипа, и в целом, как о горизонтах срыва, эта мысль получает подтверждение и дальнейшее развитие.

Приуроченность отражающих горизонтов к границе М проявляется наиболее ярко. Однако это не единственный уровень, на котором они встречаются. О нижней и средней коре говорилось в [Леонов, 1997]. Аналогичные явления достаточно крупного масштаба зафиксированы также в верхах мантии, позволяя предполагать наличие тектонических нарушений также и на этих глубинах.

Полезно упомянуть еще один вопрос, представляющий особый интерес с точки зрения геодинамики и эволюции литосферы и земной коры: консервативна или динамична граница М, т.е. может ли с течением времени изменяться ее положение по отношению к массам горных пород. На этот счет существуют противоположные мнения и вопрос требует дальнейшего изучения. Все же более аргументированной представляется позиция тех авторов, которые допускают перемещение границы М во времени и пространстве [Павленкова, 1996; Berthelsen, 1994; Bois, 1993; Pavlenkova, 1995]. В частности, с этим допущением легче согласуется история тектонически активных элементов земной коры, включающая большие вертикальные перемещения и изменение термического режима, при которых трудно представить сохранение в неизменном виде каких-либо глубинных поверхностей.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ строения зоны раздела М в современных и древних океанах и на континентах показал, что поверхность Мохоровичича представляет собой зону раздела структур коры и мантии, дискордантных по отношению друг к другу.

Коровые разломы по направлению к зоне М выполаживаются и сливаются с ней или прерываются этой зоной. В континентальной литосфере эту же роль выполняет не только сама граница М, но и расслоенная нижняя кора в целом. Зона Мохо представляет собой глубокий срыв – детейчмент, а коровые разломы, по крайней мере некоторая их часть, структуры оперения этого срыва.

Судя по некоторым данным, по зоне М происходит проскальзывание коры относительно верхней мантии. Однако такое проскальзывание не означает перемещение всей коровой оболочки как единого целого. Имеются некоторые структуры

или зоны, где поверхность М лишена тектонического расслоения и фиксируется только по резкому увеличению граничных скоростей (изменение состава или фазового состояния вещества). К таким структурам, в частности, видимо, относятся зоны крупных и долгоживущих трансформных разломов (демаркационные разломы по Ю.М. Пушаровскому). Это подтверждается данными сейсмической томографии, согласно которым разломы прослеживаются на большие глубины в мантию [Пушаровский, 1994]. Возможно тектоническое проскальзывание частично связано с ротационными силами. Вне зависимости от гипотез необходимо констатировать, что в большинстве случаев поверхность Мохоровичича представляет собой границу тектонического расслоения литосферы.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант 95-05-14070 и 96-15-98368).

ЛИТЕРАТУРА

- Гнибиденко Г.С. Структура океанической коры земной северо-западной части Тихого океана по данным МОВ ОГТ // Геология и минеральные ресурсы Мирового океана. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1995. С. 52–63.
- Книппер А.Л., Савельева Г.Н., Шараськин А.Я. Следы мантийной конвекции в реститовых ультрамафитах офиолитов Урала // Структура верхней мантии Земли. М., 1997. С. 65.
- Коган Л.И., Мурзин Р.Р., Перфильев А.С. Строение котловины Гаттераса в Западной Атлантике (по сейсмическим данным) // Геотектоника. 1994. № 6. С. 23–41.
- Коган Л.И., Перфильев А.С., Разницин Ю.Н. Глубинное строение разлома Зеленого Мыса в Центральной Атлантике и проблема аномальной коры трансформных разломов // Докл. РАН. 1996. Т. 346, № 1. С. 71–74.
- Кунин Н.Я., Шейх-Заде Э.Р. Исследование литосферы докритическими отраженными волнами. М.: Наука, 1993. 224 с.
- Леонов Ю.Г. Строение литосферы в отраженных волнах // Геотектоника. 1994. № 4. С. 85–88.
- Леонов Ю.Г. Тектоническая подвижность коры платформ на разных глубинных уровнях // Там же. 1997. № 4. С. 3–23.
- Павленкова Н.И. Развитие представлений о сейсмических моделях земной коры // Геофизика. 1996. № 4. С. 11–19.
- Пейве А.В. Геология раздела Мохоровичича // Избр. тр.: Эволюция земной коры и мобилизм. М.: Наука, 1991. С. 164–170.
- Перфильев А.С. Формирование земной коры уральской эвгеосинклинали. М.: Наука, 1979. 185 стр.
- Перфильев А.С. Историко-геологический подход к геодинамическим явлениям в океане // Геотектоника. 1995. № 4. С. 61–72.
- Перфильев А.С., Коган Л.И., Макрис Я.Н., Удинцев Г.Б. Механизм формирования земной коры трансформного разлома Страхова (Центральная Атлантика) // Докл. РАН. 1997. Т. 356, № 2. С. 230–233.
- Пилипенко А.И. Сейсмическая структура океанической коры в Северо-Австралийской котловине // Тектонические и геодинамические феномены. М.: Наука, 1997. С. 149–164.
- Пилипенко А.И. Структура глубинных разломов в северо-восточной части Индийского океана по сейсмическим данным // Геотектоника. 1998. № 2. С. 77–92.
- Пушаровский Ю.М. Демаркационные разломы в океанах как особая категория тектонических разделов // Докл. РАН. 1994. Т. 335, № 5. С. 616–620.
- Пушаровский Ю.М., Ельников И.Н., Перфильев А.С. Новые данные о глубинном строении Срединно-Атлантического хребта на 20° ю.ш. // Геотектоника. 1985. № 5. С. 5–14.
- Разницин Ю.Н. Деформации океанической коры и верхов мантии // Разломные зоны Центральной Атлантики. М., 1995. С. 66–108.
- Разницин Ю.Н., Пилипенко А.И. Анголо-Бразильский геотраверс: Структура и деформации океанической литосферы // Тектонические и геодинамические феномены. М.: Наука, 1997. С. 104–128.
- Савельева Г.Н. Габбро-гипербазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 245 с.
- Савельев А.А., Савельева Г.Н. Офиолиты Войкарского массива (Полярный Урал) // Геотектоника. 1977. № 11. С. 427–437.
- Berthelsen A. Europe's tectonic accretion and the intraplate origin of the Tornquist zone // 11 Intern. conf. on basement tectonics. Potsdam, 1994. P. 15–18.
- Bois Ch. Orogenic belts and sedimentary basins: Thoughts on crustal evolution suggested by deep seismic reflection images // Bull. Soc. geol. France. 1993. Vol. 164, № 3. P. 327–342.
- Cannat M., Matalloucas-Frangoulis V., Auzende J.-M., Bideau D., Bonatti E., Honnorez I., Lagabriele Y., Malavielle J., Mevel C. A geological cross-section of the Vema fracture zone transverse ridge, Atlantic ocean // J. Geodynamics. 1991. Vol. 13, № 2/4. P. 97–118.

- Colliez J.S., Danobeitia J.J.* Evidence for asymmetric accretion and low-angle, planar faults in slow-spreading oceanic crust // *Geology*. 1997. Vol. 25, № 12. P. 1075–1078.
- McBride J.H., White R.S., Henstock T.J., Hobbs R.W.* Complex structure along Mesozoic sea-floor spreading ridge: BIRPS deep seismic reflection, Cape Verde Abyssal Plain // *Geophys. J. Intern.* 1994. Vol. 119. P. 453–478.
- McCarthy J., Mutter J.C., Morton J.L., Sleep N.H., Thompson G.A.* Relic magma chamber structures preserved within the Mesozoic North Atlantic crust? // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1988. Vol. 100. P. 1423–1436.
- McCarthy J., Parsons T.* Insights into the kinematic Cenozoic evolution of the basin and range – Colorado Plateau transition from coincident seismic refraction and reflection data // *Ibid.* 1994. Vol. 106. P. 747–759.
- Pavlenkova N.I.* Double Moho in the Dnieper-Donets basin // *C.r. Acad. sci. Ser. 11a*. 1995. Vol. 321. P. 85–93.
- Savelieva G.N., Saveliev A.A.* Relationship between peridotites and gabbroic sequences in the ophiolites of the Urals and Lesser Caucasus // *Ophioliti*. 1992. Vol. 17, № 1. P. 117–138.
- Thompson G.A., McCarthy J.* A gravity constraint on the origin of highly extended terranes // *Tectonophysics*. 1990. Vol. 174, № 1/2. P. 197–206.
- Wehrle V., Muller B., Fuchs K.* Short scale variations of tectonic Regimes in the Western European stress province // *Terra Nova*. 1997. Vol. 9. Abstr. suppl. № 1. P. 310.
- Wenzel F., Fuchs K., Tittgemeyer M.* Elastic properties of the lower crust // *XXX Intern. geol. Congr. Abstr.* 1996. Vol. 1. P. 109.
- White R.S., Detric R.S., Mutter J.C., Buhl P., Minshull T.A., Morris E.* New seismic images of oceanic crustal structure // *Geology*. 1990. Vol. 18. P. 462–465.
- White R.S., McKenzie D., O'Nions R.K.* Oceanic crustal thickness from seismic megerments and rare earth element inversions // *J. Geophys. Res.* 1992. Vol. 97. № B13. P. 19683–19715.

ФАНЕРОЗОЙСКАЯ ГЕОДИНАМИКА ТИХООКЕАНСКОГО И ИНДО-АТЛАНТИЧЕСКОГО СЕГМЕНТОВ ЗЕМЛИ И СТРУКТУРА МАНТИИ

С.В. Руженцев, Е.Н. Меланхолина, А.А. Моссаковский

Геологический институт РАН

В богатом научном наследии А.В. Пейве значительное место занимают работы по глубинной тектонике Земли. И это не только учение о тектонической расслоенности литосферы, но и идеи о структуре более глубоких геосфер. В частности, неоднократные высказывания А.В. Пейве, к сожалению, не опубликованные, касались вероятности тектонического проскальзывания различных оболочек Земли друг относительно друга. При его жизни это предположение казалось мало обоснованным. Сейчас, в свете принципиально новых сейсмотомографических данных, косвенно подтверждающих эту мысль А.В. Пейве, она приобретает характер реальной научной гипотезы, требующей изучения и разработки. Достигнутая в последнее время детализация мантийной структуры Земли уже дает возможность перейти к ее геодинамическому толкованию, предлагаемому в этой статье.

Использование современных сейсмотомографических материалов позволяет нам поставить проблему пространственно-временных связей тектонических процессов в Тихоокеанском и Индо-Атлантическом сегментах с распределением неод-

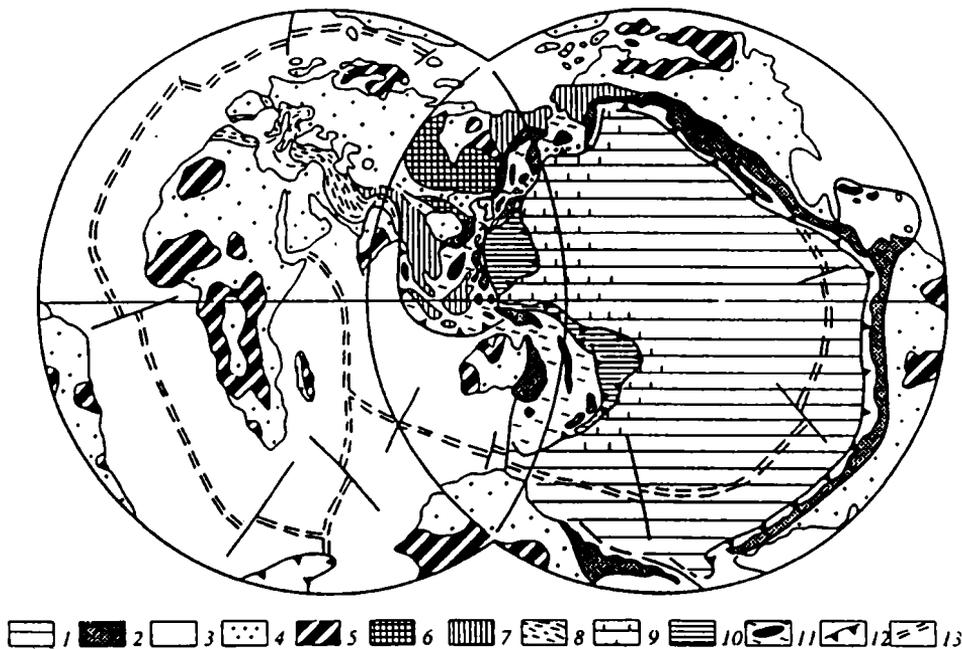


Рис. 1. Схема поверхностной структуры Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов Земли

1, 2 – Тихоокеанский сегмент: 1 – ложе Тихого океана, 2 – палеозойские и мезозойские аккреционные системы Тихоокеанского пояса; 3–8 – Индо-Атлантический сегмент: 3 – океанические бассейны, 4 – континенты, 5 – выступы архейско-протерозойских комплексов, 6 – палеозойские и 7 – мезозойские мозаичные аккреционные сооружения, 8 – Альпийско-Гималайский пояс; 9–11 – микроплитные системы: 9 – Алеутско-Меланезийская, 10 – Индонезийско-Тасманская, 11 – Филиппинско-Тонганская; 12 – сейсмофокальные зоны: крутопадающие с глубоководными желобами (зоны субдукции), либо пологие с поддвигом океанической коры под континентальную; 13 – Мировая рифтовая система

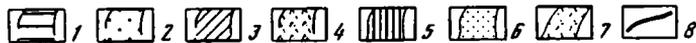
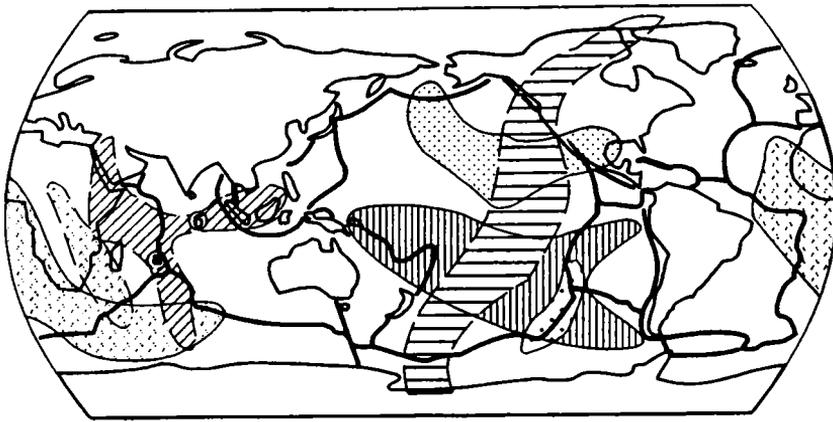


Рис. 2. Схема расположения скоростных аномалий Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов по материалам томографии продольных волн [Fukao et al., 1994; Su et al., 1994]

1–4 – аномалии верхней и средней мантии (до глубины 1500 км): 1 – Транстихоокеанская (низкоскоростная), 2 – Восточно-Тихоокеанского поднятия (высокоскоростная), 3 – Индо-Африканская (низкоскоростная); а – Восточно-Африканская, б – Трансиндоокеанская, 4 – Африканская (низкоскоростная); 5–7 – аномалии нижней мантии: 5 – Южно-Тихоокеанская (низкоскоростная), 6 – Гавайская (высокоскоростная), 7 – Западно-Африканская (низкоскоростная); 8 – положение Мировой рифтовой системы и активных границ океана

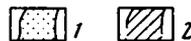
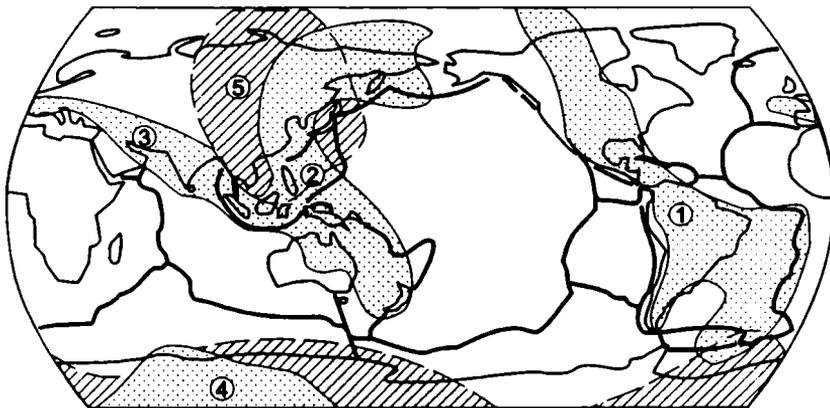


Рис. 3. Схема расположения основных высокоскоростных аномалий, “литосферных кладбищ” в пределах средней (1) и нижней мантии (2) по данным [Fukao et al., 1994]

Аномалии (цифры на схеме): 1 – Восточно-Тихоокеанская, 2 – Западно-Тихоокеанская, 3 – Тетичская, 4 – Антарктическая, 5 – Азиатская

нородностей в мантии. Известные представления о существовании двух основных сегментов Земли были разработаны на основе анализа их поверхностной структуры, а также специфики развития в фанерозое [Пушаровский, 1996а; Моссаковский и др., 1998]. Для Тихоокеанского сегмента показано длительное (начиная с рифея) сохранение особенностей геодинамики и структурного плана с расположением океана в центре и аккреционных систем, возникших на месте активных окраин, – по периферии (рис. 1). Для Индо-Атлантического сегмента, наоборот, характерно постоянное перераспределение на поверхности Земли континентальных масс, их амальгамирование, повторное дробление и океанообразование. Анализ строения внутриконтинентальных складчатых поясов Евразии, Северной Америки и Северной Африки позволяет реконструировать здесь серию разновозрастных палеоокеанических бассейнов, формирование которых началось с рифея в связи с распадом суперконтинента Родиния [Torsvik et al., 1994; Моссаковский и др., 1996]. Это были сравнительно коротко живущие (до 80–100 млн лет) структуры, отмиравшие в результате континентальной коллизии. Новообразование Индийского и Атлантического океанов произошло во временном интервале средней юры–мела и было приурочено к распаду Гондваны.

Фундаментальной основой для выяснения причин коренных различий Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов являются материалы сейсмической томографии по структуре мантии. Для рисунков 2, 3 и 4 мы использовали данные Й. Фукао и др. по томографии продольных волн [Fukao et al., 1994], а также данные В. Сю и др. [Su et al., 1994]. Существуют и другие сейсмотомографические модели среды [Андерсон, Дзевонский, 1984; Dziewonski, Woodhouse, 1989; Хаин, Зверев, 1991; Montagner, Tanimoto, 1991; Zhang, Tanimoto, 1993; Forte et al., 1994; Kendall, Shearer, 1994; Loper, Lay, 1995; и др.]. Несмотря на их расхождения (иногда существенные), многие принципиальные элементы этих моделей оказываются сопоставимыми и могут быть использованы для сравнения с данными тектоники. Относительная консервативность твердой Земли позволяет допускать значительную древность образования крупных глубинных неоднородностей [Николаев, 1997].

Сравнение элементов поверхностной тектоники и скоростной структуры мантии, представленной на разных глубинных срезах, показывает, что их достаточно определенная корреляция возможна до глубины около 350 км. Ниже в верхней мантии (до 670 км) сохраняются только наиболее крупные неоднородности: высокоскоростные субдуцируемые плиты и частично древние кратоны, а также отрезки низкоскоростных спрединговых хребтов. При этом контрастность скоростных характеристик среды и ее анизотропия постепенно уменьшаются [Montagner, Tanimoto, 1991; Su et al., 1994]. Еще глубже прямая корреляция элементов поверхностной и мантийной структуры чаще всего невозможна.

С тектонических позиций проблема глубинных неоднородностей сформулирована Ю.М. Пушаровским [Пушаровский Ю.М., Пушаровский Д.Ю., 1999], предложившим пятислойную модель строения мантии Земли, включающую верхнюю мантию (20–670 км), раздел 1 (670–900 км), среднюю мантию (900–1700 км), раздел 2 (1700–2200 км) и нижнюю мантию (2200–2900 км). Выделенные геосферы рассматриваются как совокупность структур, изменчивых в пространстве и подвижных в горизонтальном направлении. Теоретической основой для такой постановки вопроса служит, по-видимому, трехмерная модель строения мантии, разработанная А. Дзевонским и Р. Клейтоном [Андерсон, Дзевонский, 1984], которые показали несовпадение в положении температурных аномалий на разных глубинах со значительным смещением в сторону от их поверхностных проявлений. Сказанное подтверждает представления о разных уровнях зарождения конвекционных потоков, их неупорядоченном режиме, разномасштабности и многоярусном расположении [Пушаровский и др., 1989; Хаин, 1989; Machetel, Weber, 1991].

Общее сравнение Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов показывает преобладание в первом низкоскоростного горячего мантийного вещества, осо-

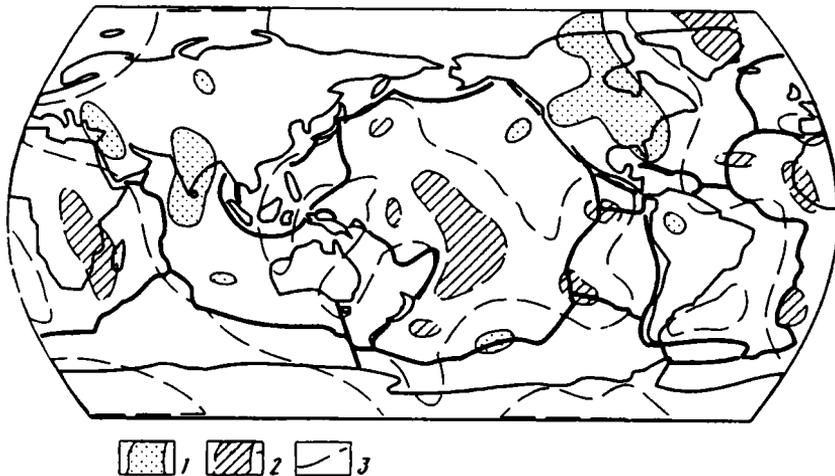


Рис. 4. Схема расположения скоростных аномалий в мантии в интервале глубин 1500–1900 км по материалам томографии продольных волн [Fukao et al., 1994; Su et al., 1994]

1, 2 – аномалии: 1 – высокоскоростные (+[0,6–1%]), 2 – низкоскоростные (–[0,6–1%]); 3 – линия раздела областей преимущественно высоко- и низкоскоростной мантии

бенно на юге (Южно-Тихоокеанский суперплюм), при относительной “размытости” его слоистой структуры, а во втором – пестрое сочетание в различной степени разогретых и охлажденных мантийных масс. В задачу данной статьи входит анализ распределения глубинных неоднородностей, выяснение пространственно-временных связей между основными элементами поверхностной и глубинной структуры в Тихоокеанском и Индо-Атлантическом сегментах.

ТИХООКЕАНСКИЙ СЕГМЕНТ

Тихий океан, образующий основную часть сегмента, имеет асимметричный структурный план со значительным смещением спрединговой системы к востоку и юго-востоку. Здесь грубо параллельно континентальному краю обеих Америк и Антарктиды на расстояние более 20 000 км протягивается Восточно-Тихоокеанское поднятие и примыкающие к нему абиссальные плиты. Весьма однородное строение литосферы на всей этой площади определяется равномерным развитием быстроспредингового Восточно-Тихоокеанского хребта в позднем мелу и кайнозое, лишь изредка нарушавшимся структурными перестройками (обычно локального характера). На поверхности “память” о длительном развитии спрединга сохранилась в виде системы полосовых магнитных аномалий и трансформных разломов. В верхней мантии спрединговому хребту отвечает субмеридиональная транстихоокеанская зона распространения горячего низкоскоростного материала (см. рис. 2). В ее верхах отклонение скоростей сейсмических волн от средних для данных глубин значений по одним оценкам [Fukao et al., 1994] составляет 0,5–1%, а по другим [Su et al., 1994] – до 5%. Рассмотрение скоростной картины на последовательных глубинных срезах позволяет проследивать аномальную горячую зону вплоть до глубины 1700 км, где она близко повторяет ориентировку субмеридионального отрезка Восточно-Тихоокеанского поднятия. Смещение аномальной зоны от более глубоких горизонтов к верхним с запада на восток [Андерсон, Дзевонский, 1984] соответствует, по-видимому, постепенной миграции спрединга в этом направлении, что и обусловило асимметрию структуры океана.

Наиболее древние структуры в северо-западной половине Тихого океана достаточно четко обособлены и выделяются нами как Алеутско-Меланезийская микроплитная система. Они отличаются от восточных районов океана распространением относительно высокоскоростной интенсивно расслоенной верхней мантии и неоднородным строением коры, с сочетанием ряда абиссальных микроплит разного возраста (от среднеюрского до раннемелового) и океанических поднятий [Меланхолина, 1996] (см. рис. 11 в ст. Ю.М. Пушаровского и др. в настоящем сборнике). Их образование также связано с развитием спрединга, однако происходившего в пределах сложной мозаичной системы с несколькими "магнитными бухтами", определившими существование разнонаправленных магнитных аномалий, нередко торцово сочленяющихся. Эпизодические развороты спрединговой системы усложняли общий структурный рисунок, приводили к реализации напряжений сжатия внутри "магнитных бухт", скучиванию материала, утолщению коры и формированию поднятий Шатского, Хесса, Магелланова, Манихики и др., а коллизия последних с островными дугами – также к образованию некоторых крупных сдвигов, в частности, разломов Императорского и Касима.

Широко проявленная в этой области Тихого океана внутриплитная магматическая активность связана с нижнемантийными процессами и подачей вещества и энергии в литосферу. По материалам сейсмической томографии устанавливается непосредственная связь ряда внутриплитных вулканических структур с низкоскоростными горячими зонами в средней части мантии, как это видно, например, под о-вом Гавайи [Su et al., 1994; Fukao et al., 1994] (см. рис. 4). Особенно мощная вспышка внутриплитного магматизма на западе Тихого океана относится к середине мела. Совпадение среднемеловой магматической активности поднятия Мид-Пацифик с участком ранне-среднеюрского обновления Тихого океана, а также приуроченность обоих событий к интервалам спокойных магнитных эпох позволяют допускать их определенные причинные связи и предполагать общий источник, определяемый гигантским и длительно существовавшим Южно-Тихоокеанским суперплюмом.

Временное совпадение проявлений среднемелового внутриплитного магматизма с крупнейшей тектонической перестройкой в Тихом океане подтверждает наше предположение. Именно с апт-альбского времени и, по-видимому, до начала кампана возникла устойчивая спрединговая система Восточно-Тихоокеанского поднятия [Mammerickx, Sharman, 1988; и др.]. В начале эоцена, после отмирания северной ветви Большой "магнитной бухты" и окончательного разделения Австралии и Антарктиды, эта спрединговая система приобрела свой современный вид.

В целом, структурная картина, наблюдаемая в Тихом океане, была создана полностью в мезо-кайнозойское время, начиная с ранней(?)–средней юры. Повсеместное присутствие фрагментов разновозрастных океанических и приокеанических комплексов в обрамлении океана свидетельствует, однако, о значительном постоянстве океанических условий в этой части планеты. Уже в рифейское время здесь реконструируется [Руженцев, Моссаковский, 1995] существование океана Палеопацифик с заливом, образуемым Палеоазиатским океаном.

В составе складчатых сооружений Тихоокеанского пояса наиболее распространены фанерозойские комплексы активных окраин, аккретированные к краю континентов Австралии, Евразии, Северной и Южной Америки. Особенно протяженные зоны палеозойских активных окраин реконструируются в восточном обрамлении океана. На западе распространение таких зон было локальным. Перемещение системы активной окраины с тетического на тихоокеанский край Евразии и заложение Восточно-Азиатского вулканического пояса произошло в позднем мезозое после разрушения Гондваны и закрытия Палеотетиса. Этапы скучивания материала на континентальных окраинах, причленения их к континенту и смещения тектонически активной зоны в сторону океана устанавливаются в середине и конце палеозоя (в каледонидах Катазии и Лаосско-Вьетнамского пояса и на юго-западе

Приморья соответственно, на востоке Австралии, в ряде районов Анд), в индосинийское (в обрамлении Индосинийского массива), позднемезозойское (в Сихотэ-Алине, Северо-Восточной Азии, Кордильерах, местами на западе Анд) и кайнозойское время (в восточных районах Сахалина, Камчатки и Корякии, на островах Юго-Восточной Азии, в приокеанических районах Кордильерского и Андийского поясов). В дальнейшей истории созданные здесь континентальные структуры оказались весьма устойчивыми и подверглись относительно небольшим нарушениям. В целом, аккреционный стиль развития Тихоокеанского пояса, с последовательным наращиванием континентальных площадей, сохранялся в течение не менее 1 млрд лет.

Указанной “консервативности” тектонического развития пояса не противоречат, однако, значительная сложность и латеральная изменчивость его поверхностной структуры. Чрезвычайная активность современных процессов вдоль континентального края определяется постоянным контрастным сочетанием в верхней мантии крупных объемов разуплотненного горячего материала и субдуцирующей под них холодной океанической плиты, скоростные параметры которых различаются на 2% по одним оценкам [Fukao et al., 1994] или же до 10% по другим [Zhang, Tanimoto, 1993; Su et al., 1994]. По материалам сейсмической томографии под рядом районов Восточной Азии предполагается также захоронение древних субдуцированных плит, погруженных в нижнюю мантию [Fukao et al., 1994; Maruyama, 1994]. Возможность подобного погружения сейчас дискутируется [Anderson, 1987; Olson, 1988; Loper, Lay, 1995; и др.]. Но факт распространения в средней и нижней мантии холодного высокоскоростного материала представляет фундаментальную особенность периферии Тихоокеанского пояса (см. рис. 3).

Таким образом, устойчивый характер развития и самого Тихого океана, и структур обрамления удается проследить по крайней мере начиная с рифея, несмотря на проявление здесь ряда глобальных перестроек и обновления спрединговой системы [Пушаровский, Меланхолина, 1992]. Постоянную активность тектонических и магматических процессов в пределах Тихоокеанского сегмента, повышенную энергию его тектоносфер можно объяснить длительным действием Южно-Тихоокеанского суперплюма, по-видимому, питаемого материалом и энергией из внешнего ядра Земли.

Выше рассмотрена верхняя субмеридиональная часть Южно-Тихоокеанского суперплюма, представляющая корневую зону спрединговой системы. Глубже 1400–1700 км она сменяется гигантской субширотной областью с центром в районе о-ва Таити, охватывающей более трети Тихого океана (см. рис. 2). Разного рода сейсмотомографические модели, предложенные для нижнемантийной части суперплюма [Dziewonski, Woodhouse, 1989; Forte et al., 1994; Fukao et al., 1994; Kendall, Shearer, 1994; Su et al., 1994; Loper, Lay, 1995], дают неодинаковую трактовку как ее очертаний, внутренней структуры и контрастности скоростной картины, так и соотношений со средне-верхнемантийной субмеридиональной горячей зоной. Вместе с тем, существование в нижней мантии гигантской субширотной горячей области установлено достаточно определенно.

В целом, Южно-Тихоокеанский суперплюм, выделенный как гигантская сквозная общемантийная “колонна разогрева”, обычно связывается исследователями с развитием современных процессов в мантии [McNutt, Judge, 1990; Fukao et al., 1994; Maruyama, 1994]. Однако возможен и иной, историко-тектонический, подход. Так, Р. Ларсон [Larson, 1991] рассматривает суперплюм как остаток гигантской структуры среднемилового апвеллинга, определявшего развитие как глубинных, так и поверхностных процессов мелового времени. Учитывая размеры и глубину расположения Южно-Тихоокеанского суперплюма, мы предполагаем его древнее зарождение, с наиболее ранним образованием глубинной субширотной части. Возможно, она соответствует области палеозойского апвеллинга, определявшего развитие субширотных тихоокеанских структур этого времени. Верхняя субмеридиональная

часть суперплюма, по-видимому, связана с мезо-кайнозойскими тихоокеанскими структурами и является наложенной, как об этом можно судить по картам Й. Фукао [Fukao et al., 1994]. Высказанные соображения хорошо согласуются с концепцией длительного существования в Тихоокеанском сегменте наиболее мощного тепломассопотока, обусловившего “консервативное” развитие сегмента и максимальные высокие (10–12 см/год) скорости спрединга.

Связи импульсов суперплюма с поверхностными событиями наиболее выразительно прослеживаются для отмеченной выше апт-кампанской тектонической перестройки, соответствующей меловой спокойной магнитной эпохе с отсутствием смены полярности и относительной стабильностью положения полюсов [Larson, 1991]. В это время можно предположить возмущение во внешнем ядре, давшее толчок к активизации суперплюма, с подачей силикатного вещества и энергии в верхние оболочки Земли, где установлены как интенсификация мантийной конвекции и спрединга, так и вспышка внутриплитной магматической активности. С этой активностью Р. Ларсон связывает и формирование ряда океанических поднятий. Мы же предполагаем, что ускорение спрединга привело не только к быстрой океанической аккреции, но и к реорганизации спрединговой системы, с усилением сжатия в зонах концентрации напряжений и формированием поднятий Хесса и Онтонг-Джава в начале перестройки и поднятия Обручева в конце [Меланхолина, 1996]. Другое следствие – реорганизация тихоокеанского обрамления, с интенсификацией субдукции и островодужного магматизма. Начало перестройки было отмечено заложением здесь Восточно-Азиатского вулканического пояса, а завершение – перескоком границы к востоку и формированием энсиматических островных дуг.

ИНДО-АТЛАНТИЧЕСКИЙ СЕГМЕНТ

Тектоника сегмента определяется сложным сочетанием современных океанов и континентов, с присутствием разновозрастных складчатых образований. Неоднократно проявлению скучивания материала отвечает существование в Индо-Атлантическом сегменте как субширотных, так и субмеридиональных коллизийных поясов. Созданию такого структурного рисунка соответствует и усложненная скоростная структура мантии, включающая ряд разноуровневых субмеридиональных и субширотных аномалий (см. рис. 2–4). Крупные глубинные неоднородности, даже в верхней мантии, часто не находят выражения в современной поверхностной структуре, подвергавшейся многочисленным перестройкам.

Континентам (за некоторым исключением) присущ “режим холодной мантии”, с преимущественным расположением высокоскоростных аномалий на трех глубинных уровнях [Zhang, Tanimoto, 1993; Fukao et al., 1994; Su et al., 1994; и др.]. В верхней мантии высокоскоростные “корни” древних платформ погружены до 350–700 км. Для Антарктиды “режим холодной мантии” прослежен до глубины 1400 км. Скоростные характеристики среды в этих областях отличаются не менее 1% от средних значений. В интервале раздела 1 и средней мантии высокоскоростные аномалии выделяются под Америкой (под Северной – 700–1700 км и под Южной – 900–1500 км), Восточной Азией (700–1200 км), Альпийско-Гималайским поясом (800–1900 км). Высокоскоростные аномалии нижней мантии (2400–2900 км) установлены под Антарктидой, Азией (от Таймыра до Индонезии) и небольшая – под Канадским щитом.

Наиболее мощная в пределах сегмента “колонна разогрева”, поднимающаяся от границы ядро–мантия, расположена в Африке (см. рис. 2). Некоторые исследователи [Fukao et al., 1994; Maruyama, 1994] выделяют ее как Африканский суперплюм, однако размеры и интенсивность высокоскоростной аномальной зоны здесь значительно меньше, чем в области Южно-Тихоокеанского суперплюма. Контрастность скоростных характеристик среды максимальна (от 2 до 6% по разным оценкам) в верхней мантии; аномальная зона протягивается субмеридионально под рай-

онами кайнозойского рифтинга Ближнего Востока, Красного моря и Восточной Африки. В интервале глубин 700–1800 км контрастность скоростей значительно уменьшается (0,4–0,6%), а затем снова возрастает. Горячая зона в целом наклонена к юго-западу, так что в нижней мантии ее наиболее разогретая часть оказывается под смежной с Африкой областью Атлантики.

В пределах океанических областей сегмента с их малыми скоростями спрединга (2–4 см/год) структура мантии сложнее, чем в Тихом океане. Под Срединно-Атлантическим и Срединно-Индийским хребтами по данным сейсмической томографии и гравиметрии устанавливается “пережим” низкоскоростной горячей зоны и избыток масс, объясняемые поступлением холодного вещества, происходящим, по видимому, при динамической поддержке за счет бокового давления рамы [Хаин, Зверев, 1991]. Примером такого “пережима” является интервенция холодных масс под Атлантику со стороны Южной Америки на глубинах 700–1500 км, связываемая с крупномасштабным даунвеллингом субдцированной тихоокеанской литосферы [Fukao et al., 1994; Maruyama, 1994].

Принципиальное значение для понимания фанерозойской геодинамики рассматриваемого сегмента имеет интерпретация данных сейсмической томографии по Индоокеанскому региону. В его северной части выделяется достаточно контрастная низкоскоростная Трансиндоокеанская горячая аномалия [Fukao et al., 1994; Su et al., 1994] (см. рис. 2). Наиболее четко она выражена в верхней мантии, однако совершенно не контролирует современную поверхностную структуру региона. В интервале глубин 250–600 км горячая аномальная зона протягивается субширотно от Африканского Рога до Индонезии. Глубже она приобретает расплывчатые очертания, распадаясь на несколько ареалов, смещенных к центральным и даже южным частям Индийского океана. Лишь в нижней мантии контрастность горячих аномалий вновь возрастает, их ареалы концентрируются к юго-западу от Срединно-Индийского хребта, где образуют единое поле с аномалиями Африканского суперплюма.

В целом в мантийной структуре Индо-Атлантического сегмента наблюдается несовпадение структурных планов на разных глубинах, наличие астенолинз (уровней мантийного разогрева и разуплотнения), отрыв последних от своих корней и латеральное перераспределение вещества. Несмотря на кажущуюся хаотичность картины распределения скоростных аномалий, в ней намечается ряд важных особенностей. Прежде всего, это послойное распределение аномалий. В верхней мантии аномалии имеют максимальную контрастность и большей частью в общем виде отражают поверхностную структуру Земли. Глубже плотные высокоскоростные массы связаны с областями мезо-кайнозойского тектонического скупивания Тихоокеанского и Альпийско-Гималайского поясов. Их погружение в среднюю мантию и латеральное перемещение на многие тысячи километров было возможно только в результате послойного течения в различной степени разогретого вещества. При этом следует отметить инверсионное размещение аномалий, так что области высокоскоростной верхней мантии на уровне средней мантии подстилаются низкоскоростными образованиями и наоборот. Некоторые исследователи [Anderson, 1982; Storey, 1995] связывают это явление с экранирующим эффектом континентов, позволяющим накапливать энергетический потенциал мантийных плюмов, который впоследствии приводит к рифтингу и новообразованию бассейнов.

При рассмотрении мантийных неоднородностей наименее ясными являются временные параметры. Пока остается неизвестным, когда возникли крупные “колонны разогрева”, как долго они развивались и с какими палеоструктурами были связаны. Вместе с тем, достаточно очевидная связь с Африканским суперплюмом протяженной кайнозойской рифтовой системы позволяет провести актуалистические реконструкции также для мезозойского рифтинга и новообразования океанических бассейнов, происходившего при дезинтеграции Гондваны (рис. 5).

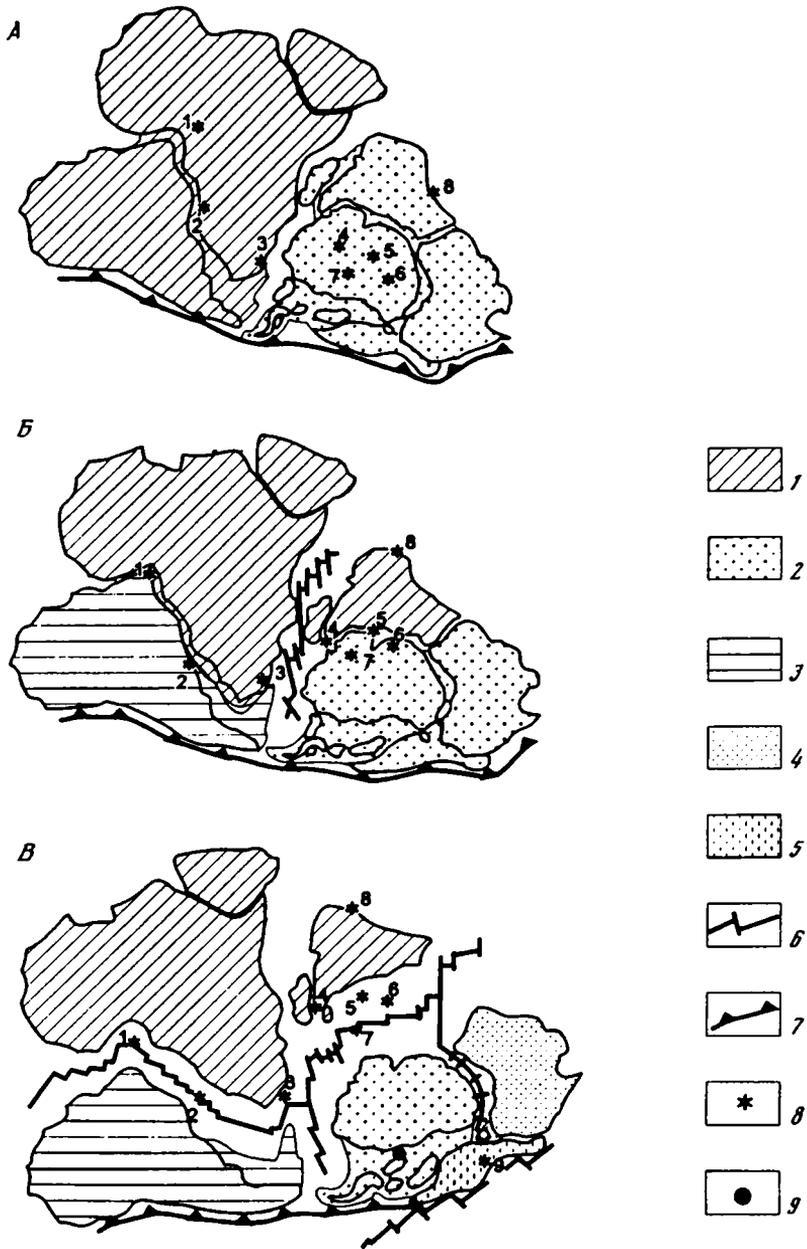


Рис. 5. Палеорекострукции мезозойского разрушения Гондваны по данным [Storey, 1995] для времени (в млн лет назад): А – 160, Б – 130, В – 100

1–4 – континенты: 1 – Западная Гондвана (на рис. Б и В включает Индию), 2 – Восточная Гондвана (на рис. В Антарктида); 3 – Южная Америка, 4 – Австралия; 5 – Новогвинейский микроконтинент; 6 – спрединговые зоны; 7 – аккреционная зона Пацифики; 8 – “горячие точки”; 9 – положение Южного полюса

Плюмы (цифры на схеме): 1 – Святой Елены, 2 – Тристан, 3 – Буве, 4 – Марион, 5 – Раджастан, 6 – Кергелен, 7 – Крозе, 8 – Реюньон, 9 – Баллени

На основе палеомагнитных данных показано [Scotese, 1994], что в мезозое Гондвана располагалась в южном полушарии. Ее расчленение на западную и восточную части началось в конце средней юры (~ 160 млн лет) с образования субмеридиональной системы рифтогенных прогибов (Сомалийского, Мадагаскарского, Протоуедделского) [Storey, 1995]. Главные события разрушения Гондваны были приурочены к меловой спокойной магнитной эпохе. В аптское время в виде системы горячих точек наметились швы ее будущей дезинтеграции. На востоке это плюмы Кергелен (Кергелен-Раджастанские базальты) и Крозе, которые в альбе трансформировались в широтный океанический бассейн, отделивший Индию от Антарктиды и Австралии, а на западе – плюмы Святой Елены и Тристан, маркирующие начало раскрытия Южной Атлантики. Отделение от Индии Мадагаскара произошло в кампане (плюм Марион), Сейшельского микроконтинента – на рубеже мела и палеогена (базальты Декана).

Сформировавшаяся в мезо-кайнозой достаточно сложная система рифтогенных прогибов, с сочетанием меридиональных и широтных отрезков, по своей конфигурации в плане достаточно полно соответствует отмеченному выше расположению мантийных низкоскоростных аномалий: субмеридиональный Сомали-Мадагаскарский бассейн – верхней части (~ 100–600 км) Африканского суперплюма, а широтный бассейн, возникший по границе Индии и Антарктиды, – Трансиндоокеанской аномалии (см. рис. 2 и 5). Специально отметим преимущественно северный дрейф обособившихся континентальных фрагментов, за исключением Антарктиды (смещившейся на незначительное расстояние к югу и уже в мелу располагавшейся на южном полюсе) [Scotese, 1994]. Асимметричное развитие этого процесса характерно для всей фанерозойской геодинамики Индо-Атлантического сегмента.

Более сложен вопрос, как далеко в глубь геологической истории прослеживается разделение Земли на сегменты. Существует гипотеза о преимущественном амальгамировании древних континентальных масс в интервале времени 3–1 млрд лет, с образованием в результате суперконтинента Родиния и обособлением двух сегментов: океанического в северном полушарии и континентального в южном [Dalziel, 1991; Rogers, 1996; Scotese, McCortow, 1990; Torsvic et al., 1992]. С рубежа 750 млн лет происходил постепенный распад последнего, начавшийся с отделения Сибири и Балтии. В конце развития этого процесса привело к становлению океанического бассейна Западный Япетус, разделившего Лаврентию и Южную Америку [Pikering, Smith, 1995]. В результате были обособлены континенты северного (Лаврентия, Балтия, Сибирь) и южного (Гондвана) рядов. Одновременно на востоке произошло заложение серии прогибов (Хантайширского, Неймонгольского и др.) с отчленением Дзабханского, Южно-Гобийского, Северо-Тяньшаньского и других микроконтинентов [Моссаковский и др., 1996]. Микроконтиненты имели субширотную на западе и меридиональную на востоке ориентировку, располагались в южном полушарии и смещались к северу или северо-востоку [Диденко и др., 1994]. По-видимому, именно с этого времени определились основные черты Индо-Атлантического сегмента как комбинации континентов и разделявших их новообразованных океанических бассейнов.

Уже в конце и особенно в раннем кембрии геодинамика сегмента определялась взаимодействием двух тенденций, установившихся в развитии континентальных окраин: аккреционной и коллизионной. После распада Родинии и возникновения континентов северного и южного рядов для первого были характерны развитие активных окраин, образование аккреционных систем и преимущественно автохтонный механизм формирования гранитного слоя, как это известно в Алтае-Саянской области, в Казахстане и Аппалачах. Во втором в это время происходило образование деструктивных бассейнов.

Начиная с ордовика развитие асимметричной деструкции на окраине Гондваны и перемещение континентальных фрагментов приводило к созданию на севере коллизионных поясов, в тылу которых возникали новые океанические

бассейны, как это видно на западе сегмента [Ziegler, 1989; Piking, Smith, 1995]. Закрытие Западного Япетуса компенсировалось раскрытием в раннем ордовике Рейского океана, отчленившего от Гондваны авалонские микроконтиненты. В позднем ордовике формирование Лижерийского океана в тылу Рейского привело к отделению от Гондваны также Испании и Южной Франции. Деструкция Восточной Гондваны развивалась по тому же сценарию. В раннем ордовике образовался Туркестанский океан с отделением Северо-Тяньшаньского микроконтинента. В позднем ордовике возник Гобиалтайский бассейн, закрывшийся в позднем силуре. При этом южнее был сформирован обширный Южномонгольско-Джунгарский бассейн. Его закрытие в среднем карбоне было вызвано коллизией каледонской Сибири с Южно-Гобийским и Илийско-Джунгарским микроконтинентами.

С карбона указанная схема развития становится еще более четкой. В пределах сегмента формируется ряд последовательно омолаживающихся к югу бассейнов. Это поздневарисские и индосинийские бассейны Гиссара, Северного Памира и Внутренней Монголии, заложившиеся в раннем карбоне и отмиравшие в перми и раннем триасе в связи с коллизией Евразии с Таримским и Сино-Корейским континентами, индосинийский бассейн Саньпань в Центральном Китае, киммерийские Яньшань (в составе Мезотетиса) и Ярлунг-Цангпо (в составе Нететиса). Индийский океан – новейшая структура этого типа, раскрытие которой продолжается с мелового до настоящего времени. Случай современной коллизии островной дуги с перемещающимся к северу Австралийским континентом и формирования складчатого сооружения наблюдается в районе Тимора [Audley-Charles et al., 1988].

Приведенный обзор показывает, что рассмотренная схема геодинамической эволюции Индо-Атлантического сегмента была определяющей по крайней мере с начала фанерозоя. Единый “конвеерный” механизм ее реализации имеет, по нашему мнению, общую причину. Показанная выше связь мезо-кайнозойской деструкции с системой мантийного апвеллинга позволяет применить подобную модель формирования и для палеозойских структур южного ряда. Мы полагаем, что система мантийного апвеллинга могла существовать в течение всего фанерозоя и прохождение над ней Гондваны приводило к последовательному новообразованию серии океанических бассейнов. Известная импульсность процесса объясняется с позиции модели Д. Андерсона [Anderson, 1982]. Данные палеотектонических реконструкций (включая палеомагнитные), суммированные К.Р. Скотизом [Scotese, 1994], не противоречат этой схеме.

Несколько иная картина развития реконструируется для структур, расположенных между континентами северного ряда, как это видно на примере Урала. Здесь тоже устанавливается существование системы рифтогенных прогибов, разделенных микроконтинентами. Это бассейны: Сакмаро-Лемвинский (начало раскрытия – ранний ордовик), Магнитогорский и Денисовский (средний ордовик), Тагильский (поздний ордовик), Южно-Мугоджарский (ранний девон) и Урало-Арктический (поздний девон). Во временном интервале от ордовика до ранней перми континенты Балтии, Сибири и каледонского Казахстана также дрейфовали к северу [Печерский, Диденко, 1995]. Но существенные изменения скорости дрейфа и направления вращения континентов [Torsvik et al., 1992; Руженцев, Диденко, 1998] привели в конечном счете к “неупорядоченному” закрытию прежних и возникновению новых бассейнов. Поэтому при формировании структур уральского типа “конвеерный” механизм оказался нехарактерным.

ПОГРАНИЧНАЯ ОБЛАСТЬ ТИХООКЕАНСКОГО И ИНДО-АТЛАНТИЧЕСКОГО СЕГМЕНТОВ В ЗАПАДНОЙ ПАЦИФИКЕ

Рассмотрение областей сочленения двух сегментов Земли [Моссаковский и др., 1998; Меланхолина, 1993, 1998] показывает значительное разнообразие их геодинамических обстановок. Наиболее сложное строение пограничной области наблюдается в Западной Пацифике. Она включает серию изометричных микроплит, океанических и преимущественно окраинно-морских, небольшого размера и с относительно кратковременным развитием, а также островные дуги и микроконтиненты (см. рис. 11 в ст. Ю.М. Пушаровского и др. в настоящем сборнике). Здесь выделяются три протяженные микроплитные системы: Восточная (Алеутско-Меланезийская), Центральная (Филиппино-Тонганская) и Западная (Индонезийско-Тасманская). Они рассматриваются нами как особый класс образований, формирующихся в условиях интерференции тихоокеанских и индо-атлантических тенденций развития. Западная система особенно специфична: черты ее структурного развития и магматизма свидетельствуют об условиях преобладания индо-атлантической тенденции [Моссаковский и др., 1998]. Реликтовое море Банда непосредственно включает крупные участки позднемезозойской коры Тетиса. В Индонезийско-Новогвинейской части системы обнаружен ряд небольших микроконтинентов азиатского и гондванского происхождения. При коллизии островной дуги с этими микроконтинентами, а в дугах Банда и Новогвинейской – с Австралийским континентом ход субдукции неоднократно прерывался, происходили сложные структурные преобразования и значительное усложнение структурного плана [Пушаровский, Меланхолина, 1992].

Сейсмотомографические данные [Андерсон, Дзевонский, 1984; Montagner, Tanimoto, 1991; Zhang, Tanimoto, 1993; Fukao et al., 1994; и др.] показывают, что весь пояс тихоокеанских активных краин маркируется низкоскоростными аномалиями, прослеживаемыми до глубин 250 км (см. рис. 2). Это характерные зоны аномальной мантии окраинных морей, как связанных с хорошо выраженными спрединговыми структурами (например, в Филиппиноморской или Тонганской системах), так и имеющих рифтинговую (Японское, Охотское и др.) или реликтовую природу (Берингово, Банда). Низкоскоростные горячие аномалии этого уровня захватывают и островные дуги, а на востоке – окраины андийского и калифорнийского типа. В Индонезийско-Филиппинском и Тасманско-Тонганском регионах ареалы аномальной мантии прослеживаются до глубин в 350 км, где они соединяются с Трансиндоокеанской и Южно-Тихоокеанской аномалиями соответственно. В ослабленном виде до этого уровня и даже глубже продолжаются и аномалии в пределах “океанических брешей” в районах Беринговском, Карибском и Скоша. Глубже 450 км под ареалы горячей мантии почти повсеместно погружаются холодные высокоскоростные образования субдукционных зон [Montagner, Tanimoto, 1991; Fukao et al., 1994; и др.].

Как особенности поверхностной структуры, так и наличие аномальной мантии свидетельствуют о нестабильности тектоносферы в области сочленения Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов Земли. Сложное взаимодействие двух сегментов определяется, возможно, близким расположением Южно-Тихоокеанского и Трансиндоокеанского суперплюмов, вызывающим крупномасштабные термодинамические возмущения в мантии.

Существование сложных микроплитных систем на границе двух сегментов Земли устанавливается и в докайнозойское время. Так, изучение палеоостроводужных и окраинно-морских комплексов Сихотэ-Алиня, Сахалина, Малых Курил, Филиппин и других районов позволяет реконструировать для меловой активной окраины стиль развития, сходный с современным [Пушаровский, Меланхолина, 1992]. К наиболее древним микроплитным системам мы относим мозаичные рифейские, са-

лаирские и каледонские складчатые сооружения Казахстана, Алтае-Саянской области, Забайкалья и Северной Монголии, объединяемые в Центрально-Азиатский складчатый пояс, сформированный на месте Палеоазиатского океана [Моссаковский и др., 1989, 1993]. Его складчатые структуры характеризуются невыдержанными, перекрещивающимися простираниями зон, с торцовыми сочленениями по разломам. Микроплитные системы этой области уже с венда представляли собой комбинацию разновозрастных островных дуг, микроконтинентов гондванского и сибирского происхождения, бассейнов с корой океанического типа. Стиль тектонического развития был аккреционным, выражавшимся в последовательном причленении комплексов активных континентальных окраин к Сибири.

Палеоокеанические бассейны имели северо-западную, северо-восточную или широтную ориентировку. Некоторые из них (Хантайширский, Туркестанский) смыкались с Палеотетисом, другие (Неймонгольский, Циньлинский и др.) – с Палеоокеаном. Происходило как бы наложение тех и других, создавшее ортогональную систему структурных направлений [Руженцев, Моссаковский, 1995]. Островодужные зоны, как энсиматические, так и энсиалические, были распространены исключительно широко. Во многих случаях дуги (Хантайширская, Ханхуйская дуги в Монголии; Западно-Саянская, Восточно-Тувинская в Алтае-Саянской области; Акбастауская, Степнякская в Казахстане) характеризовались кратковременным развитием – около 10–40 млн лет, так как микроконтиненты, заклинивая субдукционные зоны, прерывали развитие островодужного магматизма и способствовали возникновению аккреционных систем. Гранитно-метаморфический слой формировался в основном автохтонным способом, что нашло отражение в мощном проявлении гранитоидного магматизма различных формационных типов (от плагиогранитов до калий-натровых гранитных батолитов), с корреляцией возраста гранитов и соответствующих складчатых сооружений [Коваленко и др., 1996].

Сказанное позволяет сделать вывод, что раздел между Тихоокеанским и Индо-Атлантическим сегментами, маркируемый по отмеченным микроплитным системам, существовал, как минимум, с раннего палеозоя. Менялись конфигурация сегментов, их положение в структуре Земли, относительная роль тектонических элементов разного типа, однако существование раздела между сегментами оставалось более или менее постоянным в течение всего этого времени.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенный тектоно-геодинамический анализ сейсмотомографических данных выявляет различие глубинной структуры Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов Земли, с ее значительным усложнением в пределах последнего. Хотя малая разрешающая способность методов сейсмической томографии и ограничивает возможности пространственно-временной корреляции элементов поверхностной и глубинной структуры, но ряд предположений уже могут быть поставлены на обсуждение. Намечается несколько общих выводов по скоростной структуре мантии. 1. Во всех моделях видно, что слоистая структура мантии накладывается на вертикальные неоднородности, что часто определяет ее общее послонно-инверсионное строение. 2. Раздел в мантии на глубинах 1700–2200 км является зоной главных структурных перестроек. Он характеризуется наименьшей контрастностью скоростных аномалий, т.е. максимальной “гомогенизацией” масс. 3. Существуют крупные даун- и апвеллинги, зарождающиеся на разных глубинах в мантии.

Основные апвеллинги связаны с Южно-Тихоокеанским и Индо-Африканским суперплюмами, образованными горячими низкоскоростными массами. Выше показано, что развитие апвеллинга в районе мощного Южно-Тихоокеанского суперплюма могло определять “консервативный” характер всей геодинамической эволюции Тихоокеанского сегмента. В фанерозойское время в условиях интенсивного тепломассопотока от ядра к поверхности обстановки для формирования континен-

тальной коры (автохтонно-аккреционный вариант) возникали лишь по периферии сегмента, а в его основной части шло непрерывное океаническое корообразование. Предполагается, что компенсирующее погружение тихоокеанской литосферы в обрамлении океана реализуется сначала в виде субдукции, а при дальнейшем скупивании и уплотнении вещества – в виде его даунвеллинга в среднюю и нижнюю мантию (циркумтихоокеанские “литосферные кладбища”, по И. Фукао с соавторами). Правда, модель этого процесса пока еще недостаточно разработана, и по существу его связь с субдукцией основывается преимущественно на пространственной приуроченности к периферии Тихоокеанского пояса глубинных высокоскоростных аномалий.

В Индо-Атлантическом сегменте мантийный апвеллинг не столь мощный, реализующийся в виде серии “колонн разогрева”. Пережим “колонн разогрева” холодными массами, наблюдаемый на уровне средней мантии и раздела 2, ставит ряд вопросов, в частности вопрос об инверсионно-послойном распределении в мантии относительно холодных и горячих масс. Наличие в мантии бескорневых разогретых объемов вещества, снизу и сверху экранируемых холодными массами, ее слоистая структура, прослеживающаяся (правда, в сглаженном виде) даже и в пределы суперплюма, позволяют предполагать сравнительно высокую латеральную подвижность мантийного вещества и существование тепломассопотоков, зарождающихся на различных глубинных уровнях. В целом в мантийной структуре Индо-Атлантического сегмента обнаруживаются свидетельства как вертикального, так и горизонтального движения масс, сочетание которых и определяет, по-видимому, фанерозойскую эволюцию сегмента.

Африкано-Индийская система низкоскоростных аномалий, состоящая на уровне верхней мантии из меридиональной (Африканской) и широтной (Трансиндоокеанской) частей, представляет собой второй по мощности суперплюм Земли. Очевидно, что с ним была связана дезинтеграция мезозойской Гондваны, начавшаяся в юре. Учитывая пространственно-структурную связь этого процесса с развитием “конвейерного” распада палеозойской Гондваны и его непрерывность начиная с раннего палеозоя, мы предполагаем единый механизм разрушения континентов южного ряда при их прохождении через область суперплюма, соответствующий модели Д. Андерсона. При этом вдоль северного (в современных координатах) фронта суперплюма происходило формирование коллизионных складчатых сооружений в виде мощных зон тектонического скупивания, включивших фрагменты древней литосферы Гондваны и аккреционные комплексы разного возраста (каледонские, варисские, индосинийские, киммерийские, альпийские). Позднепалеозойско-мезозойский коллаж таких фрагментов обусловил появление “литосферного кладбища” Тетис под Альпийско-Гималайским поясом, которому отвечает широтная высокоскоростная аномалия в средней мантии [Fukao et al., 1994; Maruyama, 1994].

Основные даунвеллинги Земли, с распространением высокоскоростных холодных масс, пространственно соответствуют главным складчатым поясам: Тихоокеанскому, Альпийско-Гималайскому и Центрально-Азиатскому. Они связываются предположительно со скупиванием и погружением субдуцированного материала в среднюю и даже нижнюю части мантии [Fukao et al., 1994]. На рис. 3 показано захоронение таких высокоскоростных масс под Восточной Азией на уровне нижней мантии. Можно предполагать возникновение аномалии в результате даунвеллинга на месте палеозойских складчатых сооружений Центральной и Восточной Азии, претерпевших скупивание в течение венда и палеозоя (Центрально-Азиатский пояс и палеозойские сооружения в пределах Тихоокеанского пояса).

По границе двух рассмотренных сегментов, в развитии микроплитных систем Западной Пацифики, намечается интерференция тихоокеанских и индо-атлантических тенденций. С точки зрения сейсмотомографии микроплитные системы представляют относительно поверхностные структуры, экранируемые снизу холодными массами циркумтихоокеанских “литосферных кладбищ”. В этих системах высо-

кий тепловой поток, активный вулканизм, высокая сейсмичность, значительные напряжения в литосфере, наличие изостатических аномалий отражают нестабильную геодинамическую обстановку. Анализ строения микроплитных систем [Моссаковский и др., 1998] свидетельствует о сложной кинематике мантийных масс, проникающих со стороны Индо-Атлантического сегмента в пределы Тихоокеанского. По-видимому, обратное направление движения масс существует в средней мантии, что согласуется с изложенной ранее концепцией послойного и разнонаправленного течения вещества.

В целом же взаимопроникновение мантийных масс Индо-Атлантического и Тихоокеанского сегментов развивается на фоне общей экспансии первого по отношению ко второму, которая может реализоваться по-разному: в виде включения аккреционных сооружений Палеоокеании в состав континентальных плит северного ряда и их амальгамации, с образованием таких суперконтинентов, как Ларуссия, Евразия и Лавразия; в виде крупномасштабного надвигания литосферы Северной и Южной Америк на восточную периферию Тихоокеанского сегмента (подтверждаемого материалами сейсмотомографии); в меньших масштабах – в виде тектонического “смешения” магм, имеющих источники индо- и тихоокеанского происхождения.

Таким образом, анализ рассмотренных сейсмотомографических материалов указывает не только на вертикальные, но и на латеральные перемещения масс горных пород мантии, происходящие автономно на определенных ее глубинных уровнях, что может свидетельствовать о существовании помимо вещественного также и тектонического расслоения глубоких недр Земли. Это позволяет распространить разработанное А.В. Пейве и его последователями учение о тектонической расслоенности литосферы практически на все глубинные оболочки Земли вплоть до ее ядра, т.е. понятие тектоносферы должно быть существенно расширено. Имеющиеся геофизические данные в целом не противоречат такой модели.

Сейсмические разделы в мантии при подобной постановке вопроса приобретают структурно-тектонический смысл и могут рассматриваться как глубинные “срывы”. Следует учитывать, конечно, что при различиях реологических свойств материала прямой аналогии между относительно поверхностными (кора и верхняя мантия) и глубинными срывами нет. Специального внимания заслуживает раздел 2 (мощностью около 500 км). Если правильны предложенные модели среды, то именно на этом уровне контрастность скоростных аномалий оказывается минимальной, а их дисперсия максимальной. Поэтому мы рассматриваем границу средней и нижней мантии как зону интенсивного течения и гомогенизации вещества, маркирующую отмеченный глубинный “срыв”. Представляется, что в случае подтверждения предложенной модели будут сняты многие геодинамические и палеомагнитные парадоксы, возникающие при анализе причинно-следственных связей в условиях взаимодействия верхних и нижних оболочек Земли в процессе фанерозойской истории ее развития.

Работа выполнялась при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант 99-05-64039).

ЛИТЕРАТУРА

- Андерсон Д.А., Дзевонский А.М. Сейсмическая томография // В мире науки. 1984. № 12. С. 16–25.
- Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 7/8. С. 59–75.
- Коваленко В.И., Ярмолук В.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Козаков И.К., Сальникова Е.Б. Источники фанерозойских гранитоидов Центральной Азии: Sm-Nd-изотопные данные // Геохимия. 1996. № 8. С. 699–712.
- Меланхолина Е.Н. Тектонические обстановки развития активных окраин запада Тихого океана // Геотектоника. 1993. № 1. С. 79–85.

- Меланхолина Е.Н.* Соотношение поверхностной и глубинной структуры северо-запада Тихого океана // Там же. 1996. № 3. С. 67–81.
- Меланхолина Е.Н.* Типы задуговых бассейнов востока Азии: Тектонические, магматические и геодинамические аспекты // Там же. 1998. № 6. С. 1–17.
- Моссаковский А.А., Перфильев А.С., Руженцев С.В.* Фрагменты Палеоазиатского континента // Тектонические процессы. М.: Наука, 1989. С. 30–47.
- Моссаковский А.А., Пуцаровский Ю.М., Руженцев С.В.* Пространственно-временные соотношения структур тихоокеанского и индо-атлантического типов в позднем докембрии и венде // Докл. РАН. 1996. Т. 350, № 6. С. 799–802.
- Моссаковский А.А., Пуцаровский Ю.М., Руженцев С.В.* Крупнейшая структурная асимметрия Земли // Геотектоника. 1998. № 5. С. 3–18.
- Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н.* Центральное-Азиатский складчатый пояс: Геодинамическая эволюция и история формирования // Там же. 1993. № 6. С. 3–31.
- Николаев А.В.* Проблемы геотомографии. М.: Наука, 1997. С. 4–38.
- Печерский Д.М., Диденко А.Н.* Палеозойский океан (петромагнитная информация о его литосфере). М.: ОИФЗ РАН, 1995. С. 2.
- Пуцаровский Ю.М.* Сейсмостратиграфия и структура мантии: тектонический ракурс // Докл. РАН. 1996. Т. 351, № 6. С. 806–809.
- Пуцаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н.* Тектоническое развитие Земли: Тихий океан и его обрамление. М.: Наука, 1992. 263 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 473).
- Пуцаровский Ю.М., Новиков В.Л., Савельев А.А., Фадеев В.Е.* Гетерогенность мантии и конвекция // Геотектоника. 1989. № 5. С. 3–13.
- Пуцаровский Ю.М., Пуцаровский Д.Ю.* Геосферы мантии Земли // Там же. 1999. № 1. С. 3–14.
- Руженцев С.В., Диденко А.Н.* Тектоника и геодинамика Полярного Урала // Тектоника и геодинамика: Общие и региональные аспекты. М.: Геос, 1998. Т. 2. С. 133–135.
- Руженцев С.В., Моссаковский А.А.* Геодинамика и тектоническое развитие палеозойд Центральной Азии как результат взаимодействия Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов Земли // Геотектоника. 1995. № 4. С. 29–47.
- Хаин В.Е.* Расслоенность Земли и многоярусная конвекция как основа подлинно глобальной геодинамической модели // Докл. АН СССР. 1989. Т. 303, № 6. С. 1437–1440.
- Хаин В.Е., Зверев А.Т.* Динамика литосферы и сейсмотомография // Природа. 1991. № 4. С. 32–39.
- Anderson D.L.* Hot spots, polar wander, mesozoic convection, and the geoid // Nature. 1982. Vol. 297, № 5900. P. 391–393.
- Anderson D.L.* Thermally induced changes, lateral heterogeneity of the mantle, continental roots, and deep slab anomalies // J. Geophys. Res. 1987. Vol. 92, N B13. P. 13968–13980.
- Audley-Charles M.G., Ballantyne P.D., Hall R.* Mesozoic–Cenozoic rift – drit sequence of Asian fragments of Gondwanaland // Tectonophysics. 1988. Vol. 155, N 1/4. P. 317–330.
- Dalziel J.W.D.* Pacific margins of Laurentia and East Antarctica – Australia as a conjugate rift pair: Evidence and implications for an Eocambrian supercontinent. // Geology. 1991. N 19. P. 598–601.
- Dziewonski A., Woodhouse J.H.* Three-dimensional Earth structure and mantle convection // XXVIII Intern. Geol. Congr. Abstr. 1989. Vol. 1. P. 421–428.
- Forte A.M., Woodward R.L., Dziewonski A.M.* Joint inversions of seismic and geodynamic data for models of three-dimensional mantle heterogeneity // J. Geophys. Res. 1994. Vol. 99, N B11. P. 21857–21877.
- Fukao Y., Maruyama S., Obayashi M., Inoue H.* Geologic implication of the whole mantle P-wave tomography // J. Geol. Soc. Jap. 1994. Vol. 100, N 1. P. 4–23.
- Kendall J.-M., Shearer P.M.* Lateral variations in D'' thickness from long-period shear wave data // J. Geophys. Res. 1994. Vol. 99, N B 6. P. 11575–11590.
- Larson R.L.* Latest pulse of Earth: Evidence for a mid-Cretaceous superplume // Geology. 1991. Vol. 19, N 6. P. 547–550.
- Loper D.E., Lay T.* The core-mantle region // J. Geophys. Res. 1995. Vol. 100, N B4. P. 6397–6420.
- Machetel P., Weber P.* Intermittent layered convection in a model mantle with an endothermic phase change at 670 km // Nature. 1991. Vol. 350, N 6313. P. 55–57.
- Mammerickx J., Sharman G.F.* Tectonic evolution of the North Pacific during the Cretaceous quiet period // J. Geophys. Res. 1988. Vol. 93, N B4. P. 3009–3024.
- Maruyama S.* Plume tectonics // J. Geol. Soc. Jap. 1994. Vol. 100, N 1. P. 24–49.
- McNutt M.K., Judge A.V.* The Superswell and mantle dynamics beneath the South Pacific // Science. 1990. Vol. 248, N 5. P. 969–975.
- Montagner J.-P., Tanimoto T.* Global upper mantle tomography of seismic velocities and anisotropies // J. Geophys. Res. 1991. Vol. 96, N B12. P. 20337–20351.
- Olson P.* Fate of subducted lithosphere // Nature. 1988. Vol. 331, N 6152. P. 113–114.
- Pikering K.T., Smith A.G.* Arcs and backarcs basins in early paleozoic, Japetus ocean // Island Arcs. 1995. Vol. 4. P. 1–67.
- Rogers J.J.* A history of continents in past three billion years // J. Geol. 1996. Vol. 104, N 1. P. 91–107.
- Scotese Ch.P.* Continental drift: The paleomap project. 1994. 75 p.
- Scotese C.R., McCerrow W.S.* Revised world map and introduction // J. Geol. Soc. 1990. № 12. P. 1–21.
- Storey B.C.* The role of mantle plumes in continental breakup: Case histories from Gondwanaland // Nature. 1995. Vol. 377, N 6547. P. 301–308.

- Su W.-T., Woodward R.L., Dziewonski A.* Degree 12 model of shear velocity heterogeneity in the mantle // *J. Geophys. Res.* 1994. Vol. 99, N B4. P. 6945–6980.
- Torsvik T.N., Smethurst M.A., Van der Voo R., Trench A., Abrahamsen N., Halvorsen A.* Baltica: A synopsis of Vendian-Permian paleomagnetic data and their paleotectonic implication // *Earth-Sci. Rev.* 1992. Vol. 33, N 2. P. 133–152.
- Torsvik T.H., Roberts D., Sturt B.A.* Baltica–Siberia connection challenges traditional tectonics notions // *Eos.* 1994. Vol. 75, N 40. P. 461–462.
- Zhang Y.-S., Tanimoto T.* High-resolution global mantle structure and plate tectonics // *J. Geophys. Res.* 1993. Vol. 98, N B6. P. 9793–9823.
- Ziegler P.A.* Evolution of Laurasia. L.: Kluwer, 1989. 189 p.

АКТИВНАЯ ТЕКТОНИКА И ГЕОЭКОЛОГИЯ

В.Г. Трифонов

Геологический институт РАН

ВВЕДЕНИЕ

Термин “активная тектоника” был введен [Active tectonics, 1986] по аналогии с ранее утвердившимся термином “активный разлом” для обозначения тектонических проявлений, имеющих место сейчас или ожидаемых в ближайшем будущем. Из-за неравномерности проявлений тектонических движений необходимо исследовать некий максимально приближенный к современности временной интервал развития структуры и, в частности, разлома, чтобы оценить параметры их активности. Разные исследователи принимают разную длительность этого интервала: от голоцена [Allen, 1975] до примерно 400 тыс. лет [Nikonov, 1995]. На основе исследований, специально выполненных на западе США и в Альпийско-Гималайском поясе, мы пришли к выводу, что в подвижных поясах необходимым и достаточным интервалом времени является поздний плейстоцен–голоцен, т.е. примерно последние 100 000 лет [Трифонов, 1983; Trifonov, Machette, 1993]. В слабо подвижных и, в частности, платформенных областях, где проявления активности редки и малы по амплитудам, для оценки активности приходится включать в исследуемый интервал и средний плейстоцен, т.е. принимать его в объеме последних 700 000 лет [Трифонов и др., 1993].

Время проявления активных тектонических процессов (конец плейстоцена и голоцен) совпадает с временем возникновения *Homo sapiens*, становления и развития человечества. Геоэкологическая обстановка его существования складывается из фоновых природных условий (к которым мы приспособились и привыкли) и их изменений. Последние могут быть результатом как естественных вариаций природной среды, так и наших воздействий на нее, а часто комбинацией того и другого. Именно такие изменения имеют в виду, когда говорят об ухудшении или улучшении геоэкологической обстановки. Сейчас и в научных публикациях, и в средствах массовой информации основное внимание обращено на воздействия социально-хозяйственной деятельности на среду обитания. Собственно природным процессам как геоэкологическому фактору уделяется меньше внимания, и оно обращено, прежде всего, на быстро проявляющиеся природные катастрофы (землетрясения, оползни, наводнения и т.п.). В предлагаемой статье обсуждаются природные воздействия на среду обитания человека, связанные с современными и недавними тектоническими (геодинамическими) процессами, причем основное внимание обращается не столько на отдельные быстро протекающие природные катастрофы, сколько на более слабые длительные воздействия и совокупности катастроф. Такие длительные протекающие изменения оказывали и сохраняют способность оказывать существенное влияние на развитие человечества, причем не только отрицательное, но и положительное. Но оценить их (имея в виду последующее прогнозирование) можно лишь в исторической ретроспективе.

В статье рассматриваются воздействия на жизнедеятельность людей следующих групп процессов и их последствий, прямо или косвенно связанных с тектоникой: активность разломов, проявляющаяся как в смещениях земной поверхности, так и в распределении геохимических аномалий и источников подземных вод; сильные землетрясения и извержения вулканов; изменения климата. С ними связано большинство экзогенных геологических явлений. Рассмотрение климатических изменений в ряду геодинамических явлений требует пояснения. Многие исследователи связывают крупнейшие из них с изменением интенсивности солнечной радиации, а более частные вариации – с изменениями угла наклона оси вращения Земли

к плоскости эклиптики. Не отрицая возможности таких изменений, отметим следующее. Плиоцен-четвертичное время, характеризующееся оледенениями, выделяется, подобно другим геократическим эпохам (пермь, ранний девон, самый поздний докембрий), обилием гор и минимумом трансгрессий, лишь отчасти обусловленным концентрацией воды в ледниках. Геократизм, определяемый эндогенными тектоническими процессами [Трифонов, 1990а], увеличивает теплоотдачу планеты и контрастность климатической зональности, влияя на испарение, направление и влагонасыщенность воздушных потоков. При обилии гор и высоком стоянии материков возрастает интенсивность эрозии и соответственно выветривания, которое потребляет CO_2 , снижая тем самым парниковый эффект и температуру поверхности в глобальном масштабе. Следует иметь в виду также возрастание доли субаэральных вулканических извержений. Эксплозивные извержения влияют на погоду, а эпоха их усиления – на климат, что связано с выбросом в атмосферу CO_2 и пепла. Первое повышает парниковый эффект, а второе уменьшает достигающее поверхности солнечное излучение. По-видимому, выбросы пепла оказывают больший эффект, поскольку после сильнейших исторических эксплозивных извержений в течение 1–2 лет отмечалось глобальное охлаждение погоды, а стадии усиления эксплозивного вулканизма на Камчатке совпадают, по данным И.В. Мелекесцева [1980], с ледниковыми эпохами. Наконец, нельзя исключить и того, что сильнейшие землетрясения могли изменять угол наклона земной оси к плоскости эклиптики, оказывая влияние и на этот фактор. Все сказанное дает основание рассматривать климатические изменения в ряду современных геодинамических процессов.

Для исследования причин новейшего и, в частности, активного тектогенеза В.С. Пономарев и автор [Пономарев, Трифонов, 1987; Трифонов, Пономарев, 1990] ввели понятие тектодинамической, или тектонической, системы. Это совокупность природных процессов, взаимосвязанных в определенном объеме геологической среды и прямо или косвенно приводящих к движению литосферы и развитию в ней тектонических структур. С другой стороны, тектонические системы – это системы структурных напряжений, возникающие на разных уровнях организации геологической среды при нарушении равновесного состояния по любому из параметров, характеризующих систему как термодинамическую. Мерой ранга тектонической системы служит размер области, в которой замыкаются структурные связи между элементами системы. В этом смысле можно говорить о системах глобальной и локальных разных рангов. Подобный подход был использован и для анализа неблагоприятных геодинамических воздействий на среду обитания [Трифонов, 1990 б]. Было показано, что современные эндогенные и экзогенные процессы, оказывающие такие воздействия, взаимосвязаны в рамках сложных открытых систем, где определяющими факторами являются параметры геологической среды и особенности новейшей и, прежде всего, активной тектоники. Взаимодействие процессов может приводить, в частности, к тому, что некое геодинамическое явление (например, землетрясение) умеренной силы возбуждает иные процессы и приводит к явлениям (оползневым, гидрогеологическим и др.), в сочетании с которыми создает эффект природной катастрофы. Пример тому – Гиссарское землетрясение 9 февраля 1989 г. с магнитудой 5,5 в Таджикистане, при котором погибло более 250 человек.

Поскольку цель этой статьи – исследовать воздействие геодинамических процессов на развитие человеческих сообществ, рассматриваемые системы взаимодействующих процессов должны включать процессы как природные, так и социально-экономические, протекающие по различным законам. Такой подход в полной мере применим и к анализу последствий природных катастроф, которые понимаются как сильные отрицательные воздействия тех или иных природных явлений или их сочетаний на жизнедеятельность людей в конкретной социально-экономической ситуации, которая и определяет в значительной мере масштаб катастрофы и ее последствия. Справедливость последнего может быть наглядно продемонстрирована последствиями двух землетрясений почти одинаковой магнитуды: Спитакского

1988 г. и Сан-Францисского 1989 г. При первом погибли десятки тысяч человек, а последствия разрушения, обусловленные в значительной мере некачественным строительством, не ликвидированы полностью, несмотря на международную помощь, до сих пор из-за экономических трудностей в посткоммунистической Армении и блокады, связанной с Карабахским конфликтом. Второе землетрясение почти не сопровождалось человеческими жертвами, а масштабы разрушения были существенно скромнее.

Рамки статьи не дают возможности обсудить многие аспекты геоэкологических воздействий активной тектоники. Будет рассмотрена лишь территория от Греции до Средней Азии и Западной Индии, называвшаяся в древности Восточной Ойкуменой, где выявлены древнейшие свидетельства производящей экономики, городов и государств. При этом из многих исторических явлений, интересных для обсуждаемой проблемы, выбраны становление земледелия и крупнейшие социально-политические кризисы, имевшие место в истории населения указанного региона.

СТАНОВЛЕНИЕ ЗЕМЛЕДЕЛИЯ

Возникновение земледелия и скотоводства, т.е. производящей экономики, явилось важнейшим рубежом в развитии человечества, часто называемым неолитической революцией. Переход к земледелию определялся взаимодействием ряда социально-технологических и природных факторов. Важнейшими из них были: потребность в дополнительных источниках питания, достаточно развитая форма организации общества, овладение необходимыми технологическими навыками жизнеобеспечения, подходящие климатические и ландшафтные условия, наличие диких растений, пригодных для искусственного воспроизведения с достаточно высокой продуктивностью.

Археологические исследования обнаружили признаки древнейшего земледелия, относимые, по данным радиоуглеродного датирования, к VIII–VII тысячелетиям до н.э. Выявленные поселения группируются в широкую выпуклую на север дугу, обрамляющую Аравийскую плиту и нередко называемую “плодородным полумесяцем”. Они охватывают: Восточное Присредиземноморье в пределах Израиля, Ливана, Западной Сирии, Южной и Юго-Восточной Турции, Северную Месопотамию, предгорья и долины Внешнего Загроса в пограничных областях Ирана и Ирака (рис.1).

Переход к земледелию детально изучен на территории Израиля и соседней части Иордании. Здесь в конце XI – начале X тысячелетий до н.э. формируется натуфийская позднемезолитическая культура, следы которой раскопаны в Иерихоне, Эйнане (Айн Меллаха) и Бейде [Мелларт, 1981]. Это были стационарные поселения с десятками жилищ. Хотя основными средствами пропитания оставались охота и местами рыболовство, важным источником стало собирательство диких съедобных растений. Согласно приводимым Е.В. Антоновой [1982] сведениям, оно могло быть весьма продуктивным, ибо даже сейчас в Галилее в дождливый сезон дикие эммер и ячмень дают урожай 5–8 ц/га. Об интенсивном собирательстве свидетельствуют находки серпов и микролитических вкладышей к ним, ступок и пестиков, зернотерок и курантов, а также обмазанных ям для хранения припасов. Натуфийская культура, прогрессирующая вначале, позднее испытала застой: поселения Эйнан и Бейда были покинуты, а в Иерихоне ранние достижения в дальнейшем не претерпели изменений.

Главный шаг в переходе к производящей экономике был сделан в следующую эпоху докерамического неолита А (8,5–7,5 тыс. лет до н.э.), развившегося непосредственно из натуфийской традиции [Мелларт, 1982; Marchetti, Nigro, 1997a, b]. Считается почти несомненным, что наряду с собирательством широкое распространение приобрело возделывание пшеницы-двузернянки (эммера) и яч-

меня. Но данных об одомашнивании животных нет; источником мяса оставалась охота. Маленький натуфийский Иерихон превращается в большой поселок численностью не менее 2000 жителей. Показательно сооружение в нем в начале VIII тысячелетия до н.э. круглой каменной башни, вероятно, оборонительного назначения. Это не спасло, однако, от того, что в середине VIII тысячелетия в Иерихоне утверждается новое население, характеризующее инвентарем и типом построек докерамического неолита В и пришедшее, по мнению Дж. Мелларта [1982], с севера, где в это время существовали сходные культуры (Рас-Шамра на северо-западе Сирии и, возможно, Чатал-Хююк и Хаджилар в Южной Анатолии). Докерамический неолит В обнаруживает достаточно определенные признаки земледелия и одомашнивания животных.

Примерно 6 тыс. лет до н.э. в Иерихоне докерамический неолит сменился керамическим. При этом "в Палестине еще нигде не установлена преемственность докерамического и керамического периодов, зато в Сирии и Ливане собрано достаточно материала для того, чтобы установить такую связь" [Мелларт, 1982]. Переход от культуры натуфийского типа к докерамическому неолиту зафиксирован в Ябруде (Антиливан). Те же черты обнаружила британская экспедиция Э. Мура при раскопках телля Абу Хурейра [Антонова, 1982]. Начало использования злаков относится к IX–VIII тысячелетиям до н.э. В VII тысячелетии здесь возделывали эммер и двурядный ячмень.

В Южной Анатолии древнейшие признаки земледелия обнаружены при раскопках небольшого поселения Хаджилар. В его слое V, датированном границей VIII и VII тысячелетий до н.э., обнаружены остатки двурядного пленчатого ячменя, эммера, пшеницы-однозернянки и чечевицы при отсутствии данных о домашних животных, кроме собаки [Мелларт, 1982]. На юго-востоке Анатолии не обнаружено следов культур типа натуфийской. Докерамический неолит с древнейшими свидетельствами земледелия датируется серединой VII тысячелетия до н.э. и представлен поселениями Чайону [Антонова, 1982], Джан Хасан III и древнейшими слоями Чатал Хююка в долине Конья [Мелларт, 1982]. В более поздних слоях крупнейшего поселения Чатал Хююк, просуществовавшего без малого тысячу лет, обнаружены следы возделывания зерновых (эммер, однозернянка, голозерный ячмень, горох, вика) и масличных (крестоцветные, миндаль, фисташка) растений, а также крапивного дерева, возможно, использовавшегося для изготовления вина.

На северо-западе Внешнего Загроста следы поздней мезолитической культуры с ямами для хранения запасов и каменным инвентарем для интенсивного собирательства и, возможно, земледелия обнаружены в пещере Шанидар и соседнем поселении Зави Чеми. В нижнем слое Зави Чеми с радиоуглеродной датой 10,85 тыс. лет (граница X и IX тысячелетий до н.э.) найдены признаки domestikации овцы [Мелларт, 1982]. Более поздний докерамический неолит представлен поселением Шимшара и нижними горизонтами Джармо. В этих слоях, относимых к началу VII тысячелетия до н.э., зафиксированы возделывание эммера, однозернянки, двурядного ячменя, гороха, чечевицы, синей вики, использование фисташки и желудей, domestikация козы и собаки.

В более юго-восточной части Внешнего Загроста (бассейн Керхе и соседние районы Хузистана) развитие производящей экономики прослежено раскопками памятников Бус Морде, Али Кош, Тепе Гуран, Тепе Асьяб, Тепе Сараб, Гандж Дере и др. [Антонова, 1982]. Поселение Гандж Дере в 37 км восточнее г. Керманшаха, существовавшее с середины IX до конца VIII тысячелетий до н.э., проливает свет на этот переход. Охота оставалась важным занятием в течение всего времени существования поселения; но если в нижнем слое E представлены лишь кости диких животных и нет зернотерок, то в следующем слое D появляются вкладыши серпов, зернотерки, каменные сосуды; жители собирали и, возможно, возделывали однозернянку и ячмень. В верхних слоях обнаружены древнейшие глиняные кувшины.

Ранний неолит Хузистана (с конца VIII до середины VI тысячелетий до н.э.),

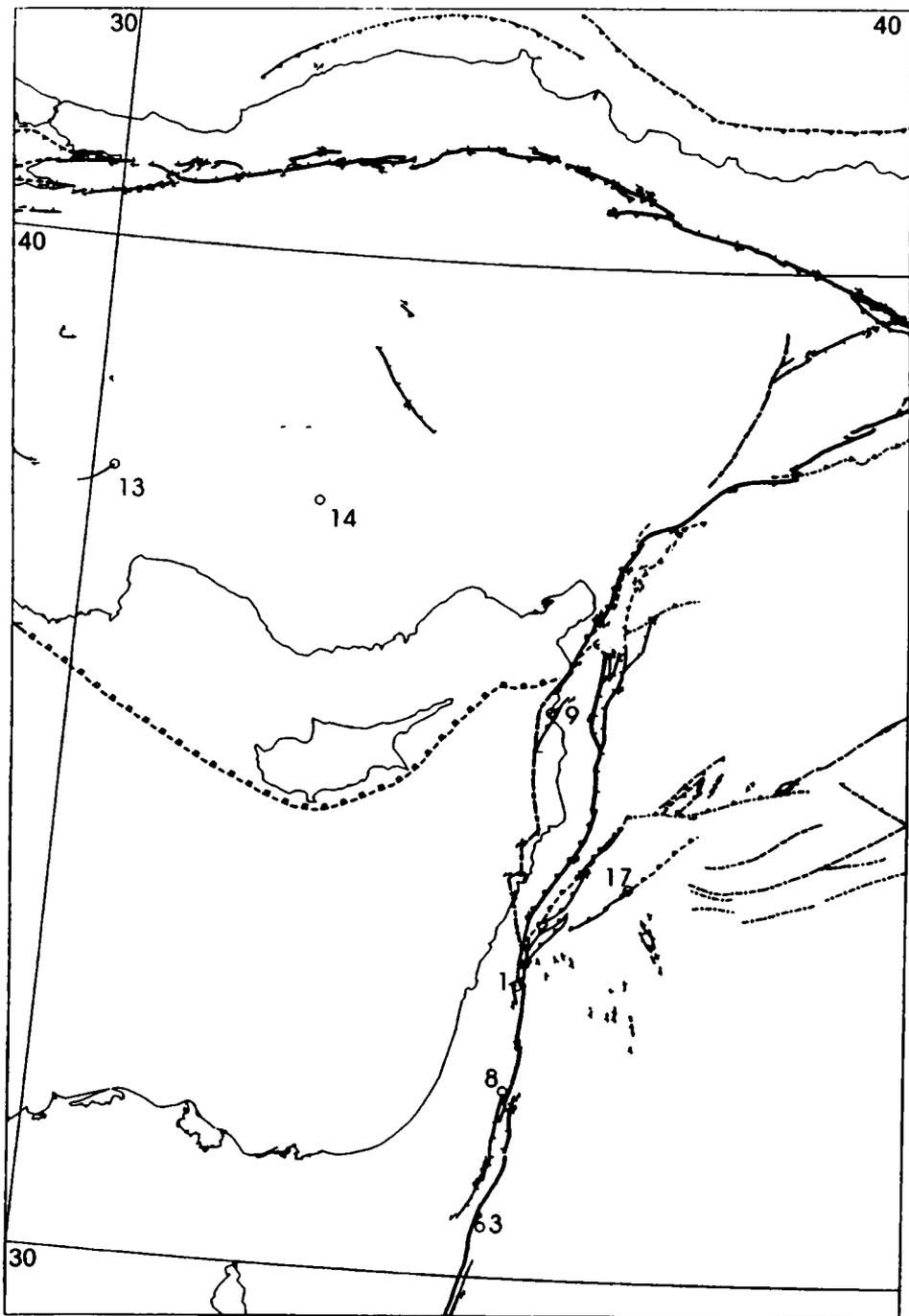
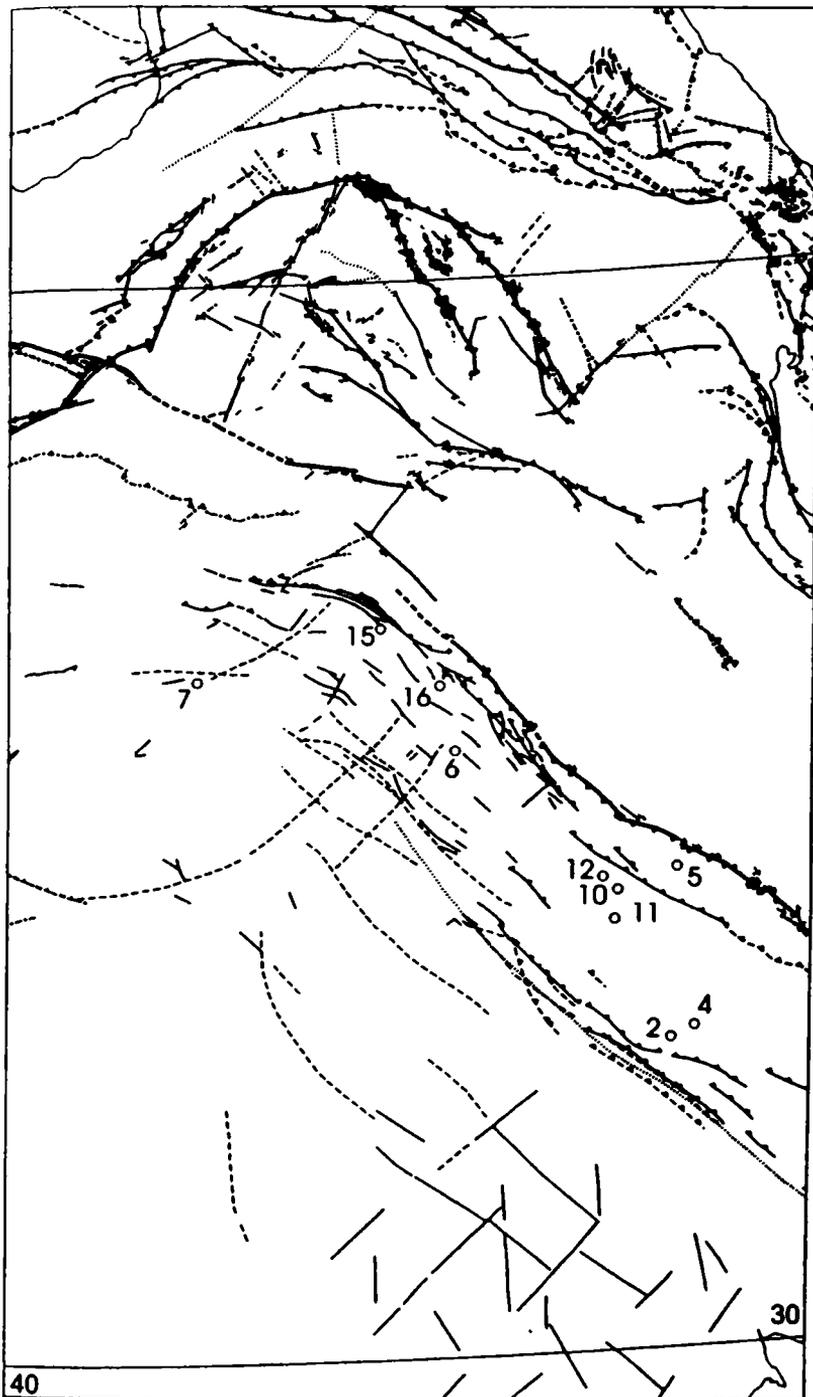


Рис. 1. Активные разломы [Trifonov et al., 1994, 1996] и древнейшие сельскохозяйственные поселения Ближнего и Среднего Востока [Мелларт, 1982; Антонова, 1982; Заблоцка, 1989]

1-8 – морфология активных разломов (слева достоверных, справа предполагаемых): 1 – сбросы, 2 – надвиги и взбросы, 3 – раздвиги; 4 – сдвиги, 5 – флексуры, 6 – разломы с неизвестным типом смещения, 7 – поверхностные продолжения глубинных сейсмофокальных зон субдукции, 8 – скрытые разломы, выраженные на поверхности лишь косвенными признаками; 9, 10 – возраст последних про-



явлений активности разломов: 9 – средний плейстоцен, 10 – поздний плейстоцен и голоцен, включая современность; 11–13 – средние скорости движений по разломам, мм/год: 11 – $V \geq 5$, 12 – $1 \leq V < 5$; 13 – $V < 1$; 14 – древнейшие земледельческие поселения (цифры на карте): 1 – Айн Меллаха (Эйнан); 2 – Али Кош, 3 – Бейда, 4 – Бус Морде, 5 – Гандж Деро, 6 – Джармо, 7 – Джебел Магзалия, 8 – Иерихон, 9 – Рас-Шамра (Угарит), 10 – Тепе Асьяб, 11 – Тепе Гуран, 12 – Тепе Сараб, 13 – Хаджилар, 14 – Чатал-Хююк, 15 – Шанидар и Зави-Чеми, 16 – Шимшара, 17 – Ябруд

бывший периодом становления и развития неполивного земледелия и одомашнивания козы [Антонова, 1982], разделяется на три фазы. Экономика первой фазы Бус Морде (конец VIII – начало VII тысячелетий) основывалась на охоте, рыболовстве и собирательстве; но уже начали возделывать эммер и двурядный ячмень и есть указания на начало domestикации козы и овцы. В следующую фазу Али Кош (VII тысячелетие) домашние козы стали основным источником мяса. Во второй половине VIII тысячелетия до н.э. появляется первая нерасписная керамика [Мелларт, 1982].

В Северной Месопотамии докерамический неолит, датируемый VIII–VII тысячелетиями до н.э., представлен поселением Джебел Магзалия возле г. Синджар на крайнем северо-западе Ирака [Антонова, 1982]. Сходство каменного инвентаря с таковым одновозрастных горизонтов Джармо и Шимшары дает основание предполагать, что поселение было основано выходцами из этих более обводненных районов, уже освоивших земледелие. Обнаружены фрагменты серпов, зернотерки, песты, следы возделывания эммера и пленчатого ячменя.

Итак, первые признаки появления земледелия, датируемые самым началом голоцена – второй половиной IX тысячелетия до н.э., обнаружены в Иерихоне и, возможно, Северо-Западном Загросе. К VIII и началу VII тысячелетий до н.э. относятся первые свидетельства земледелия в других упомянутых районах “плодородного полумесяца”. Во всех случаях, где удалось исследовать переход от доземледельческих культур к земледельческим, засвидетельствована подготовленность к такому переходу, сложившаяся в эпоху интенсивного собирательства диких растений и представленная стационарными поселениями, каменным инвентарем и технологическими приемами, необходимыми для земледелия. Обратимся теперь к геодинамическим условиям обсуждаемого перехода и, прежде всего, к климату.

А. Тойнби [1991] сформулировал историческую концепцию “вызова-и-ответа”, согласно которой радикальный прогресс в развитии того или иного человеческого сообщества трактовался как реакция на серьезные трудности, создаваемые для него соседними сообществами или изменением природных условий. Возникновение земледелия, согласно этой концепции, явилось ответом древних охотников и собирателей на резкую аридизацию, наступившую в связи с таянием позднплейстоценовых ледников. Фундаментальные исследования А. Хоровица [Horowitz, 1979] по палеогеографии позднего плейстоцена и голоцена района Мертвого моря и долины Иордана, казалось бы, в общем виде доказывали приуроченность пльвиалов к ледниковым эпохам, а интерпльвиалов – к межледниковым эпохам и голоцену. Однако дальнейшие исследования [Leroi-Gourhan, Damon, 1987] скорректировали эту схему, показав более сложный характер климатических изменений. Оказалось, что в конце ледниковой эпохи (15–12,5 тыс. лет до н.э.) господствовали аридные условия. Во время мезолитической культуры “геометрического” кебария (12,5–10,5 тыс. лет до н.э.) произошла заметная гумидизация, соответствующая потеплению беллинг в ледниковых областях и выразившаяся в палинологических спектрах долины Иордана появлением до 4–10% древесных форм. Новая фаза гумидизации (до 6% древесных в палинологических спектрах), возможно, коррелирующая с потеплением аллеред, совпадает с ранним натуфием (10–9 тыс. лет до н.э.). Последующая прогрессирующая аридизация объясняет застойный характер этой культуры. В эпоху докерамического неолита, когда осуществился переход к земледелию, произошла дальнейшая гумидизация климата: в интервале 8,3–8 тыс. лет до н.э. снизу вверх содержание древесных форм в спектрах возрастает до 10–15% и появляются водные растения (2–3%), а затем, в интервале 8–7,5 тыс. лет, после небольшого спада отмечается новая волна гумидизации, при которой содержание древесных форм в спектрах достигает 15–20%, а водных растений – 10–15%.

В Ливане и Западной Сирии сухой климат ледниковой эпохи сменился увлажнением в эпоху дегляциации, причем во все этапы голоцена условия были более влажными, чем в Израиле [Horowitz, 1979; Мурзаева, 1991]. В районах впадины

Эль-Габ и г. Алеппо на северо-западе Сирии древесная растительность начала распространяться около 9 тыс. лет до н.э., и примерно 8 тыс. лет до н.э. влажность достигла современного уровня и установился устойчивый лесной покров [Zeist, Woldring, 1978; Ван Зейст, Боттема, 1985].

Юг Турции в голоцене отличался относительной аридностью, хотя, вероятно, стал влажнее, чем в ледниковую эпоху. В районе оз. Сегют на западе Тавра 7 тыс. лет до н.э. фиксируется начало распространения лесной растительности, но протекало оно из-за сухости медленно; только к I тысячелетию до н.э. влажность достигла современного уровня, и сосна стала преобладающим видом [Ван Зейст, Боттема, 1985]. В долине Конья 8 тыс. лет до н.э. отмечается небольшая трансгрессия озера, а 6 тыс. лет до н.э. озеро пересохло, и на его поверхности отлагался аллювий и распространилась сухостепная растительность [Мурзаева, 1991]. В целом, климат Южной Турции стал существенно более влажным лишь в последние тысячелетия [Zeist, Woldring, 1978].

Для понимания климатических изменений на границе плейстоцена и голоцена в Северо-Западном Загросе принципиальное значение имеют разрезы оз. Зерибар и их палинологические спектры [Ван Зейст, Боттема, 1985]. Они показали в интервале 9,5–4,3 тыс. лет до н.э. увлажнение и постепенное распространение лесов, пришедших на смену пустынно-степной растительности предшествовавшей ледниковой эпохи. Современный лесной покров с преобладанием дубов установился около 3,5 тыс. лет до н.э. Согласно данным, приведенным В.Э. Мурзаевой [1991], в интервале 12–8 тыс. лет до н.э. в районе озера происходили потепление и увлажнение, распространилась степная растительность, появились деревья, а горные растительные пояса сместились вверх. В интервале 8–4 тыс. лет до н.э. температура повысилась, хотя и не достигла современного уровня, а влажность возросла; в озере распространились теплолюбивые формы, а в окрестностях – саванна с участием дуба. Позднее гумидность возросла, и саванна превратилась в современный дубовый лес.

О климатических изменениях в более южных районах Загроса и его предгорьях можно судить по литологии и палинологии скважин Персидского залива [Мурзаева, 1991]. 10–8 тыс. лет до н.э. было аридно. В бореале (около 7 тыс. лет до н.э.) стало менее аридно, и в атлантический период наступили гумидные условия. В дальнейшем фиксируются колебания на фоне в общем более гумидных условий, чем в бореале.

Итак, во всех районах “плодородного полумесяца”, где зафиксированы древнейшие следы возникновения земледелия, этому сопутствовало улучшение климата на границе плейстоцена и голоцена, увлажнение при достаточно высоких температурах. Увлажнение фиксируется и в большинстве соседних регионов. Так, во впадине Систан на юго-западе Афганистана восстановление муссонной циркуляции обусловило 7–4,5 тыс. лет до н.э. влажный и сравнительно прохладный климат; лишь позднее началось быстрое потепление и аридизация [Мурзаева, 1991].

В Северной Африке переход от плейстоцена к голоцену проявился значительной миграцией климатических зон [Petit-Maire, Page, 1992]. Если в эпоху максимума последнего оледенения около 18 тыс. лет до н.э. пустыня распространялась на юг до 13° с.ш., то позднее ее граница с саванной сместилась на 1000 км к северу и около 6 тыс. лет до н.э. достигла 22–23° с.ш. Многочисленные озера и болота существовали во всей Сахаре, будучи скрыты при последующей аридизации активными песчаными дюнами, способными развиваться лишь при количестве осадков не выше 150 мм/год. Данные о раннеголоценовой (8–7 тыс. лет до н.э.) гумидизации имеются и для Западной пустыни Египта (оазис Дахла). Б. Барич [Barich, 1995], выполнивший детальные археоландшафтные исследования в оазисе Фарафра (Западная пустыня), отмечает начало гумидизации, проявлявшееся, по его мнению, нерегулярными дождями, около 8 тыс. лет до н.э. Более регулярное обводнение имело место в интервалах 7–5 тыс. и 3,9–2,9 тыс. лет до н.э., после чего произошла аридизация. О раннеголоценовом увлажнении свидетельствует в какой-то мере слой сапро-

пеля в Восточном Средиземноморье с возрастом около 6,6 тыс. лет до н.э. [Fontugne et al., 1991]. Скорее всего, он связан с массовой гибелью микроорганизмов из-за проникновения в бассейн большого количества пресных или опресненных вод. Их основным источником, вероятно, был Нил, обводненность которого достигла максимума 6,6–6 тыс. лет до н.э. Определенную роль могли сыграть и сток опресненных черноморских вод по Босфору, установившийся в самом конце VII тысячелетия до н.э., и общее послеледниковое повышение уровня Средиземного моря, которое происходило особенно интенсивно примерно в то же время [Piazzano, 1997] и привело к обогащению бассейна органическим материалом затопляемых побережий.

Ситуация в районе Красного моря восстановлена по колонкам морских скважин, геоморфологии, палеонтологии и палинологии прибрежной области [Taviani, 1995]. Поскольку Баб-эль-Мандебский пролив имеет глубину не более 137 м, падение уровня Мирового океана в эпоху последнего оледенения на величину 60–120 м ограничило проникновение свежих океанских вод, а прибрежная область отличалась крайне сухими условиями. Засоление моря превысило 50%, и нормальная биологическая жизнь в море прервалась. Изменение условий 9–8 тыс. лет до н.э. отмечено слоем сапропеля, фиксирующего проникновение свежих морских вод и увеличение количества атмосферных осадков, которое привело к появлению стока по ныне пересошим рекам и выносу ими органического материала. Влажный период продолжался с 9–8 тыс. до 4–3 тыс. лет до н.э. Он коррелируется со временем высокого уровня озер в Нубийской пустыне. Гастропода *Terebralia*, обитавшая в мангровых лесах по берегам моря, указывает на существенное опреснение вод. Она отсутствует в современных редуцированных мангровых лесах типа *Avicennia*, приспособленных к более соленым условиям современного аридного климата.

Таким образом, гумидизация на границе плейстоцена и голоцена характерна и для регионов, сопредельных с “плодородным полумесяцем”, и отражает глобальное изменение климата. Дегляциация и связанное с ней постепенное увлажнение, нередко сопровождавшееся потеплением, начались в разных местах в разное время. Например, в Северо-Западном Загросе и районе Мертвого моря они заметны уже 12 тыс. лет до н.э., когда в Персидском заливе и Красном море еще сохранялся сухой климат ледниковой эпохи. К началу атлантического оптимума благоприятные климатические условия сложились и в регионах к северу от плодородного полумесяца. И характерно, что именно к этому времени – началу VI тысячелетия до н.э. – относятся первые признаки проникновения земледелия в Северный Иран и Южную Туркмению [Массон, 1971] и Карпато-Балканский регион (прежде всего в Македонию и Фессалию, затем на юг в Центральную Грецию и на север в Болгарию и далее до Карпат) [Мелларт, 1982].

Основные пункты, где зафиксированы древнейшие следы земледелия в “плодородном полумесяце”, достаточно определенно тяготеют к крупным зонам активных разломов, обрамляющих Аравийскую плиту (см. рис. 1) [Трифонов et al., 1994, 1996]. На западной границе плиты это Левантская левосдвиговая зона, к грабенам которой приурочены Мертвое море, долина Иордана и впадина Эль-Габ, и кулисно подставляющая ее на севере Восточно-Анатолийская зона с оперяющимися ее нарушениями. Вдоль северо-восточной границы плиты проходит Главный современный разлом Загроса – правый сдвиг, кулисно подставляемый на северо-западе восточным окончанием крупнейшей Северо-Анатолийской правосдвиговой зоны. На юго-востоке Главный современный разлом, вероятно, продолжается Дена-Казерун-Боразджанской системой разломов и рядом других активных разломов меридионального и северо-северо-западного простираний, также с преобладающей правосдвиговой компонентой смещений. С ними сочетаются активно развивающиеся продольные надвиги, взбросы, флексуры и молодые складки Внешнего Загроса – вовлеченной в орогенез части Месопотамского передового прогиба, заложенного на бывшей континентальной окраине Аравийской плиты. На ее северном обрамле-

нии, в Юго-Восточной Турции сейчас продолжается подвиг северного окончания Месопотамского прогиба под тектонические зоны Альпийско-Гималайского пояса, а перед его фронтом, на самом юге Турции и северо-востоке Сирии, сложно сочетаются продолжения активных нарушений северо-западного и северо-восточного обрамлений плиты и развивается зона краевых складок, тождественных складкам Внешнего Загроса.

Активная складчато-разломная тектоника региона предопределила ряд его ландшафтных особенностей, благоприятствовавших возникновению земледелия. Это, прежде всего, наличие межгорных впадин и предгорных равнин с плодородными почвами на мощном аллювии. Соседние горные хребты служили барьерами для влажных воздушных течений, способствуя выпадению осадков. Впадины и равнины орошались реками, сравнительно небольшими, но достаточно полноводными и удобными для отвода вод на поля. Непосредственно вдоль активных разломов нередко располагались источники подземных вод, обеспечивавшие население водой в эпохи относительной аридизации и засушливые сезоны. Такой источник до сих пор функционирует в Иерихоне. Весьма характерны они и для других активных разломов Левантской зоны, а также Загроса и Юго-Восточной Анатолии.

Н.И. Вавилов [1935, 1965] исследовал области распространения диких предков культурных растений, очертил и охарактеризовал их ареалы. "Плодородный полумесяц" попал в Юго-Западноазиатский центр происхождения культурных растений, где были обнаружены дикие предки всех растений, культивировавшихся ранними земледельцами. При этом подчеркивалось "совпадение ареалов первичного формообразования для многих видов и даже родов. В ряде случаев можно говорить об одних и тех же ареалах буквально десятков видов. Географическое изучение привело к установлению целых культурных самостоятельных флор, специфичных для отдельных областей" [Вавилов, 1935. С. 28] (цит. по: [Бахтеев, 1988]). Выделенные Н.И. Вавиловым ареалы распространения отдельных видов растений и области Юго-Западноазиатского центра превосходят по размерам территорию "плодородного полумесяца". Вместе с тем, в итоге полевых исследований Н.И. Вавилов отметил концентрацию в отдельных участках больших эндемичных групп, видов и разновидностей растений. Нередко эти участки совпадают с зонами активных разломов. Н.И. Вавилов был склонен объяснять такие скопления природным разнообразием и относительной изоляцией участков в условиях контрастного горного рельефа. С этим отчасти можно согласиться, но не исключено влияние и еще одного фактора: возможного мутагенного воздействия активного разломообразования.

При исследовании генетических характеристик слепушонок надвида *Ellobius talpinus* Н.Н. Воронцов и Е.А. Ляпунова [1984; Vorontsov, Lyapunova, 1984] выявили участки с большим процентом особей, отличающихся от нормальных мутантными кариотипами. Указанный надвид, распространенный от юга Украины до Большого Хингана, представлен основными видами: *E. talpinus* s. str. (хромосомные характеристики $2n = NF = 54$) на западе и *E. tancrei* ($2n = 54$; $NF = 56$) и *E. aluicus* ($2n = 52$; $NF = 56$) на востоке. В Сурхобской зоне активных разломов на границе Памира и Тянь-Шаня, которая, по существу, является современной северной границей Индийской и Евразийской плит [Трифонов, 1983], и в меньшей степени в зонах активных разломов района оз. Чатыр-Кель на Тянь-Шане выявлены многочисленные формы с робертсоновскими транслокациями $2n = 32-52$. Обратив внимание на приуроченность высокой изменчивости хромосом к крупнейшей сейсмически активной зоне, Н.Н. Воронцов и Е.А. Ляпунова обобщили данные о других случаях подобной изменчивости слепушей. Все они оказались приуроченными к активным зонам с интенсивностью сейсмических сотрясений $I \geq 8$: для вида *Microspalax leucodon* в Болгарии, Югославии (и, возможно, также Румынии, Греции и Турции, где данных для окончательного суждения об изменчивости хромосом пока недостаточно), и для вида *Microspalax ehrenbergi* в Левантской зоне разломов на территории Израиля, Ливана и Сирии.

Подобная изменчивость была установлена и для некоторых других мелких грызунов. Так, стабильный кариотип домовой мыши *Mus musculus* ($2n = NF = 40$) нарушается в некоторых горных сейсмически активных районах Альп, Апеннин, Пиренеев, Динарид и Гималаев. Сопоставление результатов исследований, выполненных в Италии [Saranna, 1982], с картой сейсмического районирования страны показало, что подавляющее большинство робертсоновских транслокаций ($2n = 22-28$) приурочено к зонам с интенсивностью сотрясений $I \geq 8$, тогда как нормальные особи преобладают в областях с меньшей сейсмичностью. У полевок рода *Clethrionomys* ($2n = 54$) мутантная форма Y-хромосомы обнаружена в высокосейсмичных областях юга Италии, Югославии, Тянь-Шаня, Алтая, юга Байкала, Курильских островов и Японии. У полевки *Pitymys subteganus* из Западной Европы ($2n = 54$) мутантные формы встречены только в Югославии, Болгарии и Татрах. В Байкальском рифте отмечена высокая изменчивость хромосом у некоторых полевок рода *Microtus* и хомячков рода *Cricetulus*. В сейсмически активных районах запада США выявлена широкая изменчивость хромосом у роющих грызунов – гофферов. В дальнейшем подобная изменчивость была установлена для субальпийских полевок Закавказья [Ляпунова и др., 1988; Ахвердян и др., 1992], особенно ярко проявляющаяся в зоне Ханарасарского активного правого сдвига [Trifonov et al., 1994].

Дискуссионна причина описанной изменчивости. Изоляция отдельных популяций, неизбежная в условиях расчлененного горного рельефа, может скорее закреплять возникшие изменения, чем быть их причиной. Показательно в этом отношении, что на весьма расчлененном Большом Кавказе обнаружены всего два хромосомных варианта субальпийских полевок, а в менее расчлененных зонах активных разломов Армении выявлено 5 кариотипов [Ляпунова и др., 1988]. По мнению Н.Н. Воронцова и Е.А. Ляпуновой [1984], изменчивость могла предопределяться изменениями стресса и других геодинамических параметров, но, скорее, зависела от геохимических проявлений тектонической активности: повышенного радиоизлучения и выноса на поверхность соединений тяжелых металлов. Исследования, выполненные нами в ходе международного аэрокосмогеологического эксперимента “Тянь-Шань–Интеркосмос-88” [Трифонов, Макаров, 1989], подтвердили повышенные выделения радона, ртути и соединений тяжелых металлов в зонах активных разломов. Особенно интересными оказались результаты биогеохимического опробования люцерны с однотипных полей на Файзабадском разломе (сегмент Сурхоб-Илякской активной зоны) и вне его [Лукина и др., 1991]. Оказалось, что в зоне разлома трава содержит тяжелых металлов (Fe, As, Zr, Nb и др.) в 1,5–2 раза больше, чем на удалении от разлома.

Подобную изменчивость хромосом могли испытывать в зонах активных разломов и дикие предки культурных растений, что может объяснить отмеченное Н.И. Вавиловым обилие их разновидностей. Оно давало древним земледельцам возможность выбрать из этого разнообразия растения наиболее продуктивные и пригодные для культурного воспроизведения.

СОЦИАЛЬНО-ПОЛИТИЧЕСКИЕ КРИЗИСЫ ДРЕВНОСТИ

Здесь рассматриваются не критические эпизоды в истории отдельных государств, а достаточно продолжительные (охватывавшие в типичном проявлении не менее двух столетий) эпохи, приводившие к коренному изменению политической карты и отчасти социально-экономической системы всей тогдашней Ойкумены. Наиболее отчетливо выделяются два таких кризиса: XIII–XI вв. до н.э. и IV–VII вв. н.э.

Накануне первого кризиса политическую ситуацию в Ойкумене определяло соперничество двух крупнейших держав: Египта и Хеттского царства, закончившееся после долгих войн, истощивших обе страны, подписанием около 1284 г. до н.э. мирного договора [Заблоцка, 1989]. К этому соперников подталкивали внутренние политические и экономические проблемы и набеги воинственных кочевых соседей.

Вероятно, экономические ресурсы Египта были обширнее, о чем свидетельствует грандиозное строительство, предпринятое Рамсесом II после заключения мира. Ассирия, испытавшая непродолжительный подъем в первой половине и середине XIII столетия, была ослаблена постоянным соперничеством с Вавилонией за гегемонию в Месопотамии и к концу столетия, раздираемая внутренними противоречиями, как и Вавилон, не представляла большой политической силы. В Эгейском регионе господствовал союз ахейских городов-государств во главе с Микенами, окончательно сокрушивший к 1450 г. до н.э. своего прежнего создателя – Мийноийскую державу Крита. Ее ослабление, как считают некоторые историки, явилось результатом экспансионистской политики, истощившей ресурсы страны. Но немалую роль сыграло и произошедшее примерно за сто лет до гибели державы Великое мийноийское извержение Феры (Санторина) [Thea..., 1990], от последствий которого страна так и не смогла полностью оправиться; не говоря уже о полной гибели города (или городов) Феры, об этом свидетельствует Кносский дворец, который так и не удалось восстановить со всеми прежними техническими достижениями (например, дренажной системой) [MacDonald, 1990], а восстановленный город Трианда на о-ве Родос занимал лишь часть прежней территории [Marketou, 1990].

В конце XIII в. до н.э. ахейские города в течение нескольких десятилетий были сокращены нашествием дорийцев и примкнувших к ним фракийско-иллирийских племен [История..., 1989], что положило конец крито-микенской цивилизации и привело к массовому оттоку из региона прежнего населения. На Ближнем Востоке этот отток, приведший к миграции и других племен, был воспринят как нашествие “народов моря”, передвигавшихся как по морю, так и по суше с использованием конной тяги. В договоре между Рамсесом II и хеттским царем Хаттусилсом III о них говорится как об оплачиваемых, но независимых союзниках хеттского царя [Заблоцка, 1989]. Затем тон сообщений меняется. В тексте фараона Мернептаха около 1234 г. сообщается о “северных народах из всех стран мира”. Это народы акайваша (ахейцы?), туруша (этруски?), шекелеш (сикулы, или сикелы, давшие своим именем название Сицилии), лукка (ликийцы), которые, объединившись с ливийскими племенами, стали нарушать египетскую границу. Более поздняя (после 1215 г.) надпись Рамсеса III в храме Мединет-Абу гласит: “Чужеземные народы на своих островах составили заговор, и ни одна страна не устояла против их оружия. Хатти (Хеттское царство. – *Авт.*), Кицуватна, Каркемиш, Арцава, Аласия (мелкие государства Сирии. – *Авт.*) исчезли одновременно. Воины шли на Египет, и волна огня шла перед ними. Были среди них пелесет (пеласги, имя которых на новой родине звучало как филистимляне и дало название Палестине), зикар, шекелеш, дануна (данайцы? – собирательное имя ахейско-ионийских племен Греции) и вашаш” [Заблоцка, 1989].

В итоге вторжения Хеттское царство было разгромлено (после 1215 г.), и на его месте прежними жителями и пришельцами с Балкан, из Эгейского региона и других соседних с Анатолией областей были созданы мелкие позднихеттские государства. В разгроме Хеттского царства приняли участие мушки – как полагают, предки армян [Дьяконов, 1967], захватившие верховья бассейна Евфрата и вытеснившие оттуда ликийцев. Новые государства были созданы пришельцами и на территории Сирии и Палестины, где Египет в значительной мере утерял свое влияние. В результате победы Рамсеса III в 1190 г. сам Египет выстоял, но вынужден был допустить расселение части пришельцев в районе дельты.

Жители Месопотамии подверглись другой опасности – нашествию кочевых западносемитских племен арамеев, выходящих из Аравии. Первые упоминания о стычках с ними относятся еще к XIV в. до н.э. До конца XII столетия Ассирии удавалось отражать их натиск, да и сами арамеи, видимо, не ставили своей целью захват земледельческих территорий, ограничиваясь разбойными нападениями. В начале XI в. арамеи захватили Средний Евфрат, лишив Ассирию богатых земледельческих районов и затруднив ей доступ в Сирию [Заблоцка, 1989]. Голод и внутренняя полити-

ческая нестабильность ассиро-вавилонского общества сделали его добычей мигрантов. Арамейские племена халдеев захватили Вавилонию. Территория Ассирии, лишенной сырьевых колоний, предельно сократилась. Под контролем арамейцев оказались Северная Месопотамия и более северные и западные территории, где они захватили позднешеттские государства. На захваченной территории арамеи частично перешли к оседлому образу жизни. Перемещение арамейцев вовлекло в движение израильско-иудейские племена, кочевавшие в Аравии. Оказавшись в Палестине, они смешались там с ранее пришедшими группами тех же и родственных племен (еще Мернептах в конце XIII в. сообщал о разгроме Израиля) и оседлыми аморейскими племенами ханаанеев и сами перешли к оседлому образу жизни. Консолидация общества в условиях борьбы с соседними арамеями и филистимлянами привела к созданию около 1000 г. до н.э. Израильского государства.

Волна “великого переселения народов” затронула и арийские племена, кочевавшие в это время, вероятно, в Зауралье и Средней Азии. Первая волна индоариев достигла Ирана еще в середине II тысячелетия до н.э. [Фрай, 1972]. Оттуда они позднее перекочевали в Северо-Западную Индию, где утвердились на развалинах Индской цивилизации, созданной родственными эламитами дравидскими племенами. В конце II тысячелетия на территории Ирана расселились ираноарийские племена. Они выйдут на широкую политическую арену лишь в I тысячелетии, но пока под их контролем оказались важные источники минерального сырья, необходимого государствам Месопотамии. В процессе расселения и освоения новых территорий арии вступали в контакты с хурритами, населявшими Закавказье и соседние области Ближнего Востока, и эламитами на юго-западе Ирана. Усилившийся в конце II тысячелетия Элам контролировал торговые связи Месопотамии с востоком.

Изменение политической карты Восточной Ойкумены, связанное с описанным “переселением народов”, историки объясняют в первую очередь внутренними политическими и экономическими трудностями, которые испытывали в это время цивилизованные общества Восточного Присредиземноморья и Ближнего Востока. Причинами этих трудностей были экстенсивное сельское хозяйство, почти непрерывные войны, оскудение существовавших источников минерального сырья и сложность освоения новых источников, контролируемых воинственными “дикими” племенами [Заблоцка, 1989; История..., 1989]. Однако большинство перечисленных причин действовали и до кризиса. Почему же именно во время него они приобрели решающее значение? Очевидно, дело не только в них.

Одной из причин, углубивших кризис обществ Восточной Ойкумены, могло быть ухудшение климата. Оно мало сказывалось на экономике Египта, стабильно орошаемого разливами Нила, но касалось прежде всего областей орошаемого земледелия на границах с пустынями, а именно в таких областях обитало большинство других цивилизованных обществ рассматриваемого региона. В долине Инда в интервале 3–1,8 тыс. лет до н.э. было тепло и влажно, что способствовало расцвету земледельческой индской цивилизации. В интервале времени 1,8–1 тыс. лет до н.э. условия становились все более аридными, что привело к ее деградации и гибели [Dhavalikar, 1991]. Указанная аридизация фиксируется на обширной территории. На северо-западе Индийского щита она отмечена регрессией и последующим пересыханием пресного оз. Дидвана [Мурзаева, 1991]. В горах Центральной Азии прежде теплые и влажные условия сменились примерно в середине II тысячелетия похолоданием и аридизацией, причем в Гималаях они сопровождались наступанием ледников, достигшим максимума около 1000 г. до н.э. [Bhattacharyya, Yadav, 1991]. Аридизация отмечена в Китае [Liu Tungsheng, 1996]. В Средней Азии с ней совпадают поворот Амударьи в Арал, его трансгрессия и соответственно иссушение Сарыкамышского озера и Узбоя, продолжавшиеся с начала II до начала I тысячелетий до н.э. [Развитие..., 1993]. На юге Туркмении влажные условия атлантика продолжались до конца III тысячелетия до н.э., а затем началось прогрессирующее иссушение, сопровождавшееся отступанием лесов [Трубихин, 1989; Мурзаева, 1991].

Иссушение территории Средней Азии и Казахстана, вероятно, явилось одной из причин миграции скотоводческих арийских племен, первая волна которых через Иран достигла Северо-Западной Индии, а последующие осели в Иране.

Об иссушении в этот период более западных районов Ойкумены свидетельствует изменение уровня Черного моря, где в конце II тысячелетия до н.э. новочерноморская трансгрессия сменилась фанагорийской регрессией [Корреляция..., 1985]. Аридизация проявилась в Центральной и Северной Турции [Bottema, 1991] и районе Персидского залива [Мурзаева, 1991]. Возможно, именно иссушение Аравийской степи было одной из причин того, что кочевые арамейские племена, прежде довольствовавшиеся набегами на земледельческие оазисы, теперь вынуждены были завоевывать их для прокорма скота. Вместе с тем, аридизация ослабила экономику земледельческих обществ, сделав их более легкой добычей для завоевателей. На фоне общей аридизации Палестина в интервале времени 3,5–2,8 тыс. лет до н.э. отличалась относительным увлажнением [Issar, 1996], достигшим максимума в XIII столетии. Возможно, именно поэтому туда мигрировали в этот период и древнееврейские и арамейские племена, и филистимляне.

Анализируя списки “народов мира” в египетских текстах, обнаруживаем, что это преимущественно выходцы из Эгейского региона, включая Сицилию и Крит, входившие в ту же культурную общность (данайцы, ахейцы, пеласги, секулы), а также жители Малой Азии, которые могли быть вовлечены в движение потоком мигрантов (ликийцы, этруски). Эгейский регион выделяется среди других регионов Восточной Ойкумены повышенной сейсмичностью. Археосейсмологические исследования показали, что в XIII–XII вв. до н.э. крупнейшие города микенского мира были разрушены серией катастрофических землетрясений (рис. 2), что сделало их более легкой добычей для дорийских завоевателей [Archaeoseismology, 1996].

Таким образом, крупнейший социально-политический кризис древнего мира XIII–XI вв. явился результатом взаимодействия разнообразных факторов: внутренних трудностей цивилизованных сообществ, их войн между собой и с более “дикими” соседями, кризиса поставок сырья, которые сочетались с геодинамическими воздействиями – ухудшением климата и усилением тектонической активности в высокосейсмичном Эгейском регионе.

Второй подобный кризис продолжался приблизительно с IV по VII столетия н.э. Он также был отмечен “великим переселением народов” и изменением политической карты Ойкумены. Важнейшими историческими событиями, на несколько столетий определившими ход истории и развитие культуры, были падение Западной Римской империи и возникновение Арабского халифата. Они способствовали широкому распространению христианства и ислама, ставших крупнейшими мировыми религиями. Конкретные исторические события эпохи подробно описаны в литературе и достаточно широко известны, что избавляет от необходимости их изложения. Нельзя не отметить, однако, той поразительной быстроты, с которой пали веками сложившиеся институты империи, а сравнительно небольшое племя арабов-кочевников завоевало огромные и отчасти густонаселенные территории с цивилизованным населением. Каждое из этих событий продолжалось лишь несколько десятков лет.

Об исторических предпосылках обоих событий написано много и убедительно. Несомненны предшествовавшие падению Рима и нараставшие несколько столетий разложение римского общества и деградация высших институтов власти, обесценивание прежних культурных достижений и нравственных принципов распространением христианской идеологии, подрыв экономики борьбой с усиливавшимся давлением “варваров”. Также несомненны (при внешнем великолепии) политическая и экономическая слабость сасанидского Ирана, последние правители которого утеряли контроль над значительной частью удаленных провинций. Тем не менее, как и в случае первого кризиса, только социально-экономические факторы не исчерпывают всех особенностей эпохи.

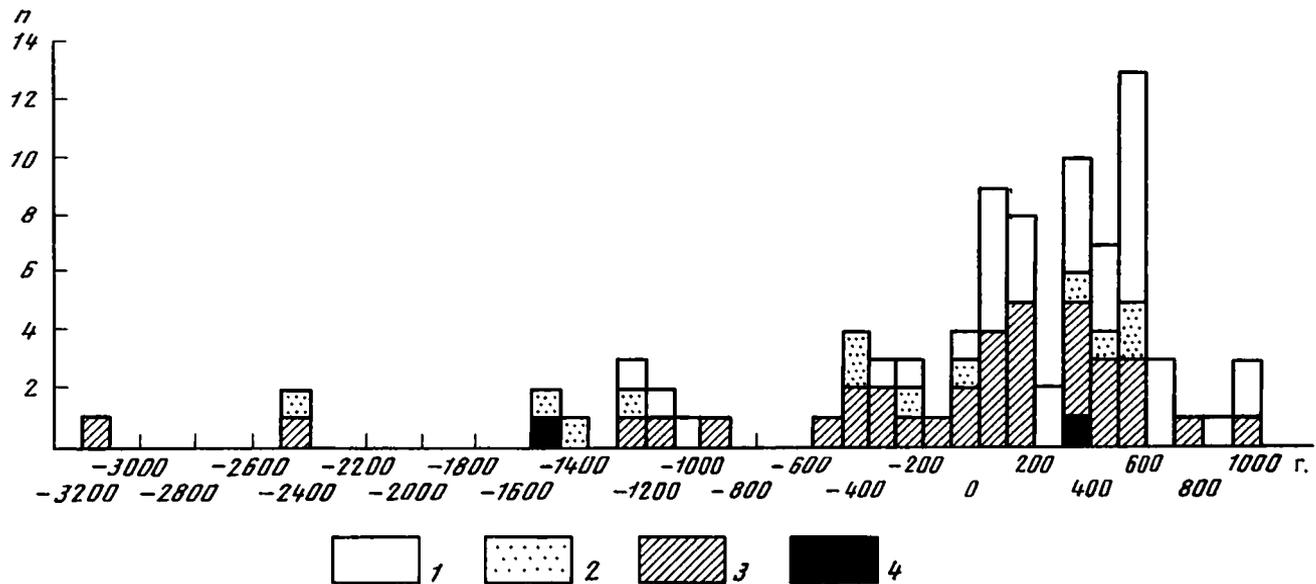


Рис. 2. Гистограмма сильнейших землетрясений Эгейского региона до 1000 г. н.э. [Archaeoseismology, 1996; Catalogue..., 1994]
 Интенсивность сотрясений, баллы MSK: 1 - 9; 2 - 10; 3 - 11; 4 - ≥ 11

С достаточной определенностью выявляется иссушение климата. В Средней Азии ее индикаторами являются развивавшаяся в первые века н.э. и продолжавшаяся до VIII в. регрессия Сарыкамышского озера и прекращение стока по Узбою [Развитие..., 1993]. С конца III в. фиксируется прогрессирующая аридизация Южной Туркмении [Трубихин, 1989]. В долине Инда аридизация пришла на смену относительно влажным условиям, господствовавшим до V в. н.э. [Dhavalikar, 1991]. Во впадине Систан (юго-запад Афганистана) и в районе Севана более засушливые условия фиксируются после периода некоторого похолодания и увлажнения, имевших место в I–II вв. н.э. [Саядян, 1985; Мурзаева, 1991]. На территории Израиля аридизация сменила относительно влажный период, охватывавший последние века до н.э. – первые века н.э., когда уровень Мертвого моря поднимался на 50 м выше современного и его берег был возле Иерихона [Issar, 1996].

Наступление аридных условий было весьма пагубным для Римской империи. Дело в том, что существование города-гиганта Рима, население которого достигало 2 млн в эпоху расцвета, радикально изменило сельскохозяйственную географию страны. Жители Апеннинского п-ва стали специализироваться на животноводстве, овощеводстве, садоводстве и виноделии, а производство зерна и растительного масла – основных продуктов питания – сосредоточилось в Северной Африке (прежнем Карфагене) и Сирии–Палестине. Иссушение этих регионов усугубило и без того сложную проблему обеспечения метрополии продуктами питания и приблизило крах империи. Аридизация сократила сельскохозяйственное производство и в пограничных с пустынями районах сасанидского Ирана, включая Месопотамию и Среднюю Азию, осложнив социально-политическую обстановку и сделав эти регионы более легкой добычей для арабов.

Не располагая полными данными о сейсмичности Ойкумены в этот период повышенной политической нестабильности, обратимся вновь к Эгейскому региону как своеобразному индикатору уровня тектонической активности, для которого такие данные существуют [Catalogue..., 1994; Archaeoseismicity, 1996]. На рис. 2 IV–VI вв. н.э. выделяются особенно большим количеством катастрофических землетрясений. Самым сильным, возможно, сильнейшим в истории региона, было землетрясение 365 г., при котором значительная западная часть Крита испытала вращение по горизонтальной оси, и его юго-западный край поднялся на высоту до 8,5 м [Pirazzoli, 1996].

Таким образом, и в этом случае, как и при кризисе XIII–XI вв. до н.э., социально-экономические истоки сочетались с неблагоприятными воздействиями геодинамических факторов.

Определенные элементы кризисной социально-политической и экономической обстановки сложились в Европе и на Ближнем Востоке в XVI–XVII вв. Подобно двум описанным эпохам в это время произошло существенное ухудшение климата (Малое скандинавское оледенение) и возросла частота сильных землетрясений. Однако социально-политические последствия кризиса были в значительной мере амортизированы открытием и началом колонизации Америки. Туда устремились многие обиженные, но энергичные люди, что стабилизировало обстановку в Старом Свете. Поэтому этот кризис здесь не рассматривается.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Накопленный опыт свидетельствует, что ни одна, даже грандиозная по человеческим меркам, быстрая природная катастрофа типа землетрясения или извержения вулкана не явилась главной причиной гибели государства или сколько-нибудь крупной культурно-этнической общности. Сложнее обстоит дело с оценкой экологического эффекта длительных слабых воздействий и серий катастрофических явлений геодинамической природы, охватывающих десятилетия или столетия. Изложенные выше данные и сопоставления показывают, что такие длительные воздей-

ствия, точнее сказать, их источники вносят вклад в системы взаимодействующих социально-политических, технико-экономических и природных процессов, определяющих крупнейшие события мировой истории. Для оценки этого вклада прибегаем к более широкому сопоставлениям.

По существу, большинство объектов и явлений реального мира представляют собой открытые системы, через границы которых осуществляется обмен энергией и веществом, хотя по большому счету все они – часть замкнутой материальной Вселенной или квазизамкнутых систем меньшего размера, например, Солнечной системы или еще меньших систем, взаимодействием которых можно пренебречь, рассматривая определенную совокупность процессов. Большинство открытых систем, кроме, может быть, самых примитивных, обладает двумя общими свойствами. Во-первых, они нелинейны, т.е. не могут быть описаны линейными зависимостями. Во-вторых, они диссипативны, т.е. в них происходят энергетические и вещественные преобразования, которые делают развитие систем необратимым. Эти особенности определяют способность таких систем к самоорганизации, т.е. самоупорядочиванию, или самосовершенствованию [Пригожин, Стенгерс, 1986].

Хотя в материальной Вселенной в целом, замкнутой по определению, или ее квазизамкнутых частях совокупности происходящих изменений сопровождаются возрастанием энтропии, в некоторых составляющих их открытых системах самоорганизация приводит к усложнению и уменьшению энтропии за счет деградации и разрушения более примитивных систем, менее способных к самоорганизации. Свойство, обеспечивающее способность открытых систем к самоорганизации, назовем душой системы, что ни в коей мере не противоречит другим, метафизическим, определениям души. Тем самым, возвращаемся к тезису П. Тейяра де Шардена [1987] о том, что духовное начало присуще не только человеку, но и более примитивным системам. По степени сложности, т.е. количеству и качеству духовного начала, можно выстроить ряд систем: разной сложности самоорганизующиеся системы “косной” (по терминологии В.И. Вернадского) природы; протоживые и живые организмы и их сообщества разной сложности; системы живой природы, осознающие себя как таковые, т.е. эволюционный ряд предков человека, заканчивающийся человеком разумным; человеческие сообщества разной степени сложности и созидательной способности (последние, в отличие от более примитивных, не имеют собственного материального носителя). Если отказаться от антропоцентризма, ничем по существу не обоснованного, то отпадут основания для верхней границы этого ряда, и можно допустить существование во Вселенной системы или иерархического ряда систем более сложных, чем человеческие сообщества. Поскольку наращивание духовного начала в отдельных открытых системах сопровождается ростом энтропии в материальной Вселенной в целом от начального “Великого толчка” (максимум порядка) к “тепловой смерти” (максимум энтропии), а законы материального мира не дают оснований представить развитие Вселенной за пределами этих крайних состояний, мы вынуждены допустить наличие субстанции, изменяющей качество материального Мира в антиэнтропийном направлении, т.е. продлить ряд нарастания духовного начала за пределы допустимого материального мира. Из изложенного вытекает ряд следствий.

1. Цель существования человека и человечества – самосовершенствование. Наиболее сжато и емко она сформулирована в основном тезисе Нагорной проповеди: “Стремитесь к Отцу Вашему Небесному”. Необходимо совершенствование как индивидуума, так и общественных отношений, и лишь сочетание этих двух линий способно обеспечить переход человечества в качественно новое состояние.

2. Совершенствование человеческих систем неизбежно осуществляется за счет разрушения систем более примитивных. Тем не менее, без нужды не следует разрушать такие системы, которые, пусть в меньшей степени, но являются носителями духовного начала. Это должно стать правилом отношения человека к природе.

3. Не обладая столь же развитой способностью к самоорганизации, системы

“косной” природы и, в частности, геодинамические системы, связанные с активной тектоникой, не могут оказать решающего воздействия на человечество и его жизнеобеспечение, если по своему масштабу и энергии такое воздействие не является сверхкатастрофическим (вроде столкновения Земли с небесным телом большой массы). Но геодинамические системы способны деформировать развитие человеческих сообществ, и такое воздействие необходимо учитывать как в технологических решениях, так и при геополитических оценках.

ЛИТЕРАТУРА

- Антонова Е.В. Комментарий // Мелларт Дж. Древнейшие цивилизации Ближнего Востока. М.: Наука, 1982. С. 128–138.
- Ахвердян М.Р., Ляпунова Е.А., Воронцов Н.Н. Кариология и систематика кустарниковых полевков Кавказа и Закавказья (*Triticola*, *Argycolinae*, *Rodentia*) // Зоол. журн. 1992. Т. 71, вып. 3. С. 96–100.
- Бахтеев Ф.Х. Николай Иванович Вавилов. Новосибирск: Наука, 1988. 272 с.
- Вавилов Н.И. Ботанико-географические основы селекции. М.; Л.: Сельхозгиз, 1935. 60 с.
- Вавилов Н.И. Избранные труды. Т. 5. Проблемы происхождения, географии, генетики, селекции растений, растениеводства и агрономии. М.; Л.: Наука, 1965. 786 с.
- Ван Зейст В., Боттема С. Растительность и климат Западного Ирана и Восточной Турции в голоцене: Затруднения при датировании // Вопросы геологии голоцена. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1985. С. 28–38.
- Воронцов Н.Н., Ляпунова Е.А. Широкая изменчивость хромосом и вспышки хромосомного видообразования в сейсмически активных районах // Докл. АН СССР. 1984. Т. 277, № 1. С. 214–218.
- Дьяконов И.М. Предыстория армянского народа. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1967. 250 с.
- Заблоцка Ю. История Ближнего Востока в древности. М.: Наука, 1989. 416 с.
- История древнего мира. Кн. 1. Ранняя древность. М.: Наука, 1989. 472 с.
- Корреляция тектонических событий новейшего этапа развития Земли. М.: Наука, 1985. 174 с.
- Лукина Н.В., Лялько В.И., Макаров В.И. и др. Предварительные результаты спектрометрического исследования зон разломов Файзабадского и Фрунзенского полигонов // Исслед. Земли из космоса. 1991. № 6. С. 82–92.
- Ляпунова Е.А., Ахвердян М.Р., Воронцов Н.Н. Робертсоновский веер изменчивости хромосом у субальпийских полевков Кавказа (*Pitymys*, *Microtinae*, *Rodentia*) // Докл. АН СССР. 1988. Т. 298, № 2. С. 480–483.
- Массон В.М. Поселение Джейтун. Л.: Наука, 1971. 208 с.
- Мелекесцев И.В. Вулканизм и рельефообразование. М.: Наука, 1980. 212 с.
- Мелларт Дж. Древнейшие цивилизации Ближнего Востока. М.: Наука, 1982. 150 с.
- Муразаева В.Э. Палеоклиматические изменения и связанные с ними проблемы четвертичного осадконакопления // Четвертичная геология Зарубежной Азии. М.: Наука, 1991. С. 150–191.
- Пономарев В.С., Трифонов В.Г. Факторы тектогенеза // Актуальные проблемы тектоники океанов и континентов. М.: Наука, 1987. С. 81–94.
- Пригожин И., Стенгерс И. Порядок из хаоса. М.: Прогресс, 1986. 356 с.
- Развитие ландшафтов и климата Северной Евразии. Вып. 1. Региональная палеогеография. М.: Наука, 1993. 104 с.
- Саядян Ю.В. Севан – природный “климатограф” голоцена // Вопросы геологии голоцена. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1985. С. 61–67.
- Тейяр де Шарден П. Феномен человека. М.: Наука, 1987. 240 с.
- Тойнби А.Дж. Постыжение истории. М.: Прогресс, 1991. 732 с.
- Трифонов В.Г. Позднечетвертичный тектогенез. М.: Наука, 1983. 224 с.
- Трифонов В.Г. Неотектоника и актуализм // Современная геодинамика и глубинное строение территории СССР. М.: Наука, 1990а. С. 3–16.
- Трифонов В.Г. Стихийные бедствия в системе современных геодинамических процессов // Современная геодинамика и глубинное строение территории СССР. М.: Наука, 1990б. С. 111–116.
- Трифонов В.Г., Кожурин А.И., Лукина Н.В. Изучение и картирование активных разломов // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. Т. 1. М.: РАН, 1993. С. 106–206.
- Трифонов В.Г., Макаров В.И. Эксперимент “Тянь-Шань-Интеркосмос-88” // Земля и Вселенная. 1989. № 4. С. 30–34.
- Трифонов В.Г., Пономарев В.С. Причины горообразования // Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Новосибирск: Наука, 1990. С. 336–341.
- Трубихин В.М. Палеомагнетизм и хронология климатических событий позднего голоцена Западной Туркмении // Геохронология четвертичного периода. Таллин: АН Эстонии, 1989. С. 66.
- Фрай Р. Наследие Ирана. М.: Наука, 1972. 468 с.
- Active tectonics. Wash. (D.C.): Acad. press, 1986. 266 p.
- Allen C.R. Geological criteria for evaluating seismicity // Bull. Geol. Soc. Amer. 1975. Vol. 86, N 8. P. 1041–1057.
- Archaeoseismology. Athens: I.G.M.E. and British School at Athens, 1996. 268 p. (Fitch Lab. Occas. Pap.; N 7).

- Barich B.E.* Geoarchaeology of Farafra (Western Desert) and the origin of agriculture in the Sahara and the Nile Valley // On geoscience and archaeology in the Mediterranean countries. Cairo, 1995. P. 37–45. (Geol. Survey of Egypt Spec. Publ.; N 70).
- Bhattacharyya A., Yadav R.R.* Holocene climatic changes in the western Himalaya // INQUA. XIII Intern. Congr. Abstr. Beijing, 1991. P. 26.
- Bottema S.* The Late Quaternary vegetation history of north-central Turkey // *Ibid.* 1991. P. 32.
- Capanna E.* Robertsonian numerical variation in animal speciation: *Mus musculus*, an emblematic model // Mechanisms of evolution. N.Y.: Liss, 1982. P. 155–177.
- Catalogue of ancient earthquakes in the Mediterranean area up to the 10th century. Rome: Inst. Naz. di Geofis. 1994. 504 p.
- Dhavalikar M.K.* Environmental changes and historical process // INQUA. XIII Intern. Congress. Abstr. Beijing, 1991. P. 77.
- Fontugne M., Arnold M., Labeyrie L., Paterne M., Duplessé J.C.* Initiation of the stagnation of the Eastern Mediterranean during the Holocene: Oxygen isotope evidences for multiple sources for fresh water inputs // *Ibid.* 1991. P. 99.
- Horowitz A.* The Quaternary of Israel. N.Y.; L.: Acad. press, 1979. 394 p.
- Issar A.S.* La Bible et la science font-elles bon ménage? // Recherche. 1996. Vol. 283. P. 48–54.
- Leroi-Gourhan A., Darmon F.* Analyses palynologiques de sites archéologiques du Pleistocène final dans la vallée du Jourdain // *Isr. J. Earth Sci.* 1987. Vol. 36. P. 65–72.
- Liu Tungsheng.* Geological environments in China and global change: Lecture in the 30th IGC. Beijing, 1996. 8 p.
- MacDonald C.* Destruction and construction in the Palace at Knossos: LM 1A-B // Thera and the Aegean World. Athens, 1990. Vol. 3: Chronology. P. 82–88.
- Marchetti N., Nigro L.* Benvenutia Gerico // Archeol. viva. N.S. 1997a. An. XVI, N 65. P. 39–56.
- Marchetti N., Nigro L.* La Palestina ricomincia da Gerico // *Ibid.* 1997b. An. XVI, N 66. P. 36–54.
- Marketou T.* Santorini tephra from Rhodes and Kos: Some chronological remarks based on the stratigraphy // Thera and the Aegean World. Athens, 1990. Vol. 3: Chronology. P. 100–115.
- Nikonov A.A.* Active faults: Definition and identification problems // Research on active faults. Beijing: Seismol. press, 1995. Vol. 4. P. 140–152.
- Petit-Maire N., Page N.* Remote sensing and past climatic changes in tropical deserts: Example of the Sahara // Episodes. 1992. Vol. 15, N 2. P. 113–117.
- Piazzano P.* Le impronte del grande diluvio // Airone. 1997. Vol. 200. P. 28–30.
- Pirazzoli P.* Uplift of Ancient Greek coastal sites: Study, methods and results // Archaeoseismology. Athens: I.G.M.E. and British School at Athens, 1996. P. 237–246. (Fitch Lab. Occas. Pap.; N 7).
- Taviani M.* The ever changing climate: Late Quaternary palaeoclimatic modifications of the Red Sea region as deduced from coastal and deep-sea geological data // On geoscience and archaeology in the Mediterranean countries. Cairo, 1995. P. 193–200. (Geol. Survey of Egypt Spec. Publ.; N 70).
- Thera and the Aegean World. Vol. 3. Chronology. Athens, 1990. 248 p.
- Trifonov V.G., Karakhanian A.S., Berberian M.* et al. Active faults of the Arabian plate bounds, in Caucasus and Middle East // *J. Earthquake Prediction Res.* 1996. Vol. 5, N 3. P. 363–374.
- Trifonov V.G., Karakhanian A.S., Kozhurin A.I.* Major active faults of the collision area between the Arabian and the Eurasian plates // Continental collision zone earthquakes and seismic hazard reduction. Yerevan: IASPEI/IDNDR publ., 1994. P. 56–78.
- Trifonov V.C., Machette M.N.* The World map of major active faults project // *Ann. geofis.* 1993. Vol. 36, N 3/4. P. 225–236.
- Vorontsov N.N., Lyapunova E.A.* Explosive chromosomal speciation in seismic active region // Chromosomes Today. 1984. Vol. 8. P. 289–294.
- Zest W. van, Woldring H.* A postglacial pollen diagram from Lake Van in East Anatolia // *Rev. Palaeobot. and Palynol.* 1978. Vol. 26. P. 249–276.

ТЕКТОНИКА ОКЕАНОВ В СВЕТЕ НОВЫХ ДАННЫХ

Ю.М. Пушаровский, А.О. Мазарович, Е.Н. Меланхолина,
А.А. Моссаковский, А.А. Пейве, А.С. Перфильев, Ю.Н. Разницын,
С.В. Руженцев, С.Г. Сколотнев, С.Ю. Соколов

Геологический институт РАН

ВВЕДЕНИЕ

Геологом, с именем которого следует связывать зарождение тектоники океанов, как особой ветви геологии, является Э. Ог. Ему принадлежат слова: "Атлантический океан можно считать за громадную геосинклинали в период ее раздвоения, причем осевая возвышенность этого океана (т.е. Срединно-Атлантический хребет. — *Авт.*) соответствует геоантиклинали" [Ог, 1922. С. 154]. Это действительно тектоническая доктрина, притом выраженная в весьма определенной форме.

Затем начался период, занявший несколько десятилетий, когда постепенно накапливались новые фактические сведения о структурах океанского дна, с одной стороны, и обсуждения общих вопросов строения, тектонического развития и происхождения океанов, с другой. В соответствии с господствовавшим геологическим мировоззрением, взгляды в основном носили фиксистский характер, но были и мобилистские воззрения в духе их основоположника А. Вегенера.

Широкие горизонты перед тектоникой океанов открылись в середине столетия, когда, в связи с резким усилением морских геолого-геофизических работ, развернувшихся после второй мировой войны, на дне Мирового океана было обнаружено много ранее неизвестных крупных структурных форм, среди которых особенно выделяются такие феномены, как Мировая рифтовая система и громадные, рассекающие океанское дно, разломные зоны.

За этими открытиями очень скоро (1961–1962 гг.) появилась эпохальная идея: *sea floor spreading*, принадлежащая Г. Хессу и Р. Дитцу. С этого момента начался период интенсивного теоретизирования в тектонике и геодинамике океанов. Вершиной этого периода стала теория тектоники литосферных плит (1968 г.), названная "New global tectonics". Она очень быстро затмила все предшествующие теоретические представления, переключив внимание с собственно тектоники на геодинамику.

К настоящему времени плейттектонические геодинамические построения, особенно благодаря использованию компьютеров, достигли невиданного размаха, но тем не менее они не могут рассматриваться как истина в последней инстанции. Заметим, что скепсис со стороны отдельных ученых в отношении новой глобальной тектоники проявлялся в течение всего периода ее существования, причем не только с фиксистских позиций, но и с мобилистских. В связи с этим обратим внимание на работу одного из самых ярких лидеров мобилизма А.В. Пейве, посвященную тектонике Атлантического океана, напечатанную в 1975 г. [Пейве, 1975].

Согласно предложенной им модели, Атлантический океан представляет собой межконтинентальную геосинклиналиную систему, находящуюся в начальной фазе тектонического развития. Раскрытие океана, связанное с дрейфом континентов, А.В. Пейве относит к юрскому периоду или даже к триасу, когда возникла первичная океанская депрессия. К началу мелового периода эта депрессия достигла уже размеров, близких современным. Обратив внимание, что все породы 3-го слоя океанской коры (ультрабазиты, габброиды) сильно метаморфизованы и деформиро-

ваны, а вышележащие этими свойствами не обладают, А.В. Пейве полагал, что в кайнозой (до миоцена) в пределах Атлантики земная кора находилась в состоянии сжатия. Именно тогда и возник по его модели Срединно-Атлантический хребет, представляющий собой грандиозное альпийское складчатое сооружение. К этой модели можно относиться по-разному: некоторые авторы склонны ее принимать, если не целиком, то отчасти, другие – не принимать, третьи – не замечать и т.п. Но для нас важно сейчас то, что А.В. Пейве не считал убедительной плейтктоническую модель происхождения и развития Атлантического океана и тем самым фактически призывал искать иные решения.

Почти четверть века прошло со времени опубликования цитированной работы, а считать проблему закрытой нельзя. Более того, все больше появляется фактов, не вписывающихся в теорию тектоники литосферных плит.

Цель данной работы – ознакомить читателей с новыми фактическими сведениями и идеями в отношении тектоники океанов, полученными в последние годы прежде всего в ходе морских работ Геологического института Российской академии наук.

* * *

Тектоническое определение океанов простое: это крупнейшие впадины земной коры, имеющие симатическое основание и заполненные водой. По размерам, особенностям геологической истории и геодинамике океаны подразделяются на четыре категории: суперокеаны, мегаокеаны, мезоокеаны и микро- или малые океаны. К категории суперокеанов принадлежит Тихий океан, Палеоокеан, Панталасса. Мегаокеаны представляют Атлантический и Индийский океаны, а также Тетис, Япетус и Уральский в фазу их максимального развития. Северный Ледовитый океан относится к категории мезоокеанов, а Красное море или Аденский залив, если их рассматривать в качестве зародышей будущих океанских бассейнов, – к микроокеанам. Такое деление удобно, поскольку позволяет строение и структурное развитие океанов рассматривать дифференцированно.

Ниже речь будет идти исключительно о современных океанах, и не обо всех, а о крупнейших – Атлантическом, Индийском и Тихом.

Геологический институт проводил исследования в каждом из них. В ходе работ собран обширный геологический материал, легший в основу многих книг и статей. В данной публикации будут освещены и развиты лишь некоторые из полученных.

АТЛАНТИЧЕСКИЙ ОКЕАН

В “досрединговый” период изучения структура Атлантики изображалась в весьма простом виде: срединный хребет, котловины, отдельные разломы.

В “спрединговый” период изображение усложнилось. На картах появилось большое число трансформных разломов, которые долгое время рисовались в виде прямых параллельных линий, перпендикулярно пересекающих рифтовую зону срединного хребта, как того требовали модельные плейтктонические построения. Доминантной была идея тектонической симметрии дна Атлантики. Асимметричные структурные соотношения явно затушевывались.

К настоящему времени представления о тектонике Атлантики сильно усложнились. На рис. 1 показана структура Центральной области океана [Мазарович, 1998]. Рисунок иллюстрирует картину разломной тектоники, весьма далекой от идеальных геодинамических схем. Здесь различаются несколько категорий разломов: трансокеанские, пересекающие ложе океана целиком: центральноокеанские, пересекающие срединный хребет и гаснущие за его пределами; разломы сводовой части срединного хребта; односторонние, развитые лишь по одну сторону хребта, фланговые, приуроченные к его флангам, и захребтовые (периферийные).

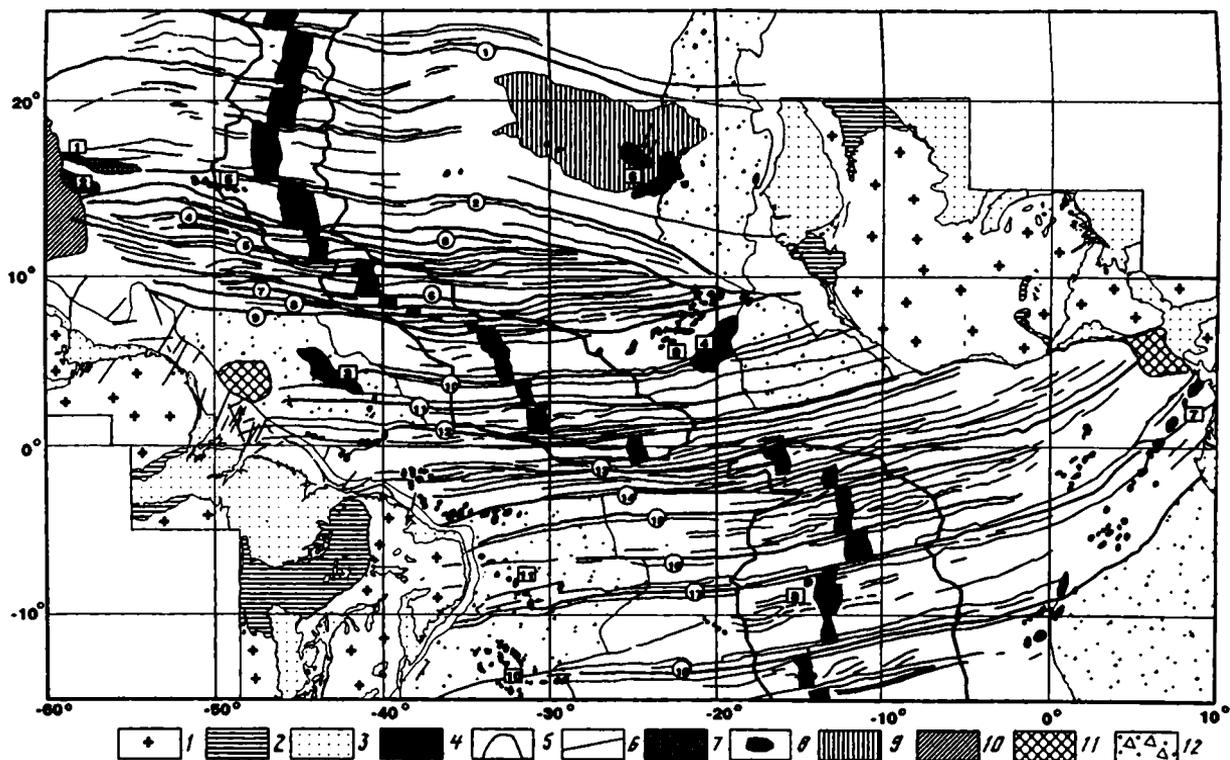


Рис. 1. Карта разломных структур Центральной Атлантики

1-3 - континентальная кора: 1 - выступы кристаллического фундамента нерасчлененные (в Африке включают и мавританиды); 2, 3 - палеозойские, 3 - мезозойские; 4, 5 - Срединно-Атлантический хребет: 4 - рифтовая зона, 5 - фланги; 6 - разломы; 7, 8 - поднятия: 7 - асейсмичные, 8 - вулканические острова и подводные горы нерасчлененные; 9 - область интенсивных гравитационных аномалий (предполагаемая область миоценового магматизма); 10 - Барбадосская аккреционная призма; 11 - дельты; 12 - область ровного акустического фундамента

Разломы (цифры в кружках): 1 - Кейн, 2 - Зеленого Мыса, 3 - Марафон, 4 - Меркурий, 5 - Вима, 6 - Архангельского, 7 - Долдрам, 8 - Вернадского, 9 - Сьерра-Леоне, 10 - Страхова, 11 - Св. Петра, 12 - Сан-Паулу, 13 - Романш, 14 - Чейн, 15 - Шарко, 16 - Тетяева, 17 - Вознесения, 18 - Бодэ Верде. Хребты и поднятия (цифры в квадратах): 1 - Барракуда, 2 - Тибурон, 3 - Сеара, 4 - Сьерра-Леоне, 5 - Ресерчер; 6 - острова Зеленого Мыса; 7 - Камерунская линия; 8 - о-в Вознесения; 9-11 - группы подводных гор: 9 - Батиметристов, 10 - Байя, 11 - Пернамбуку

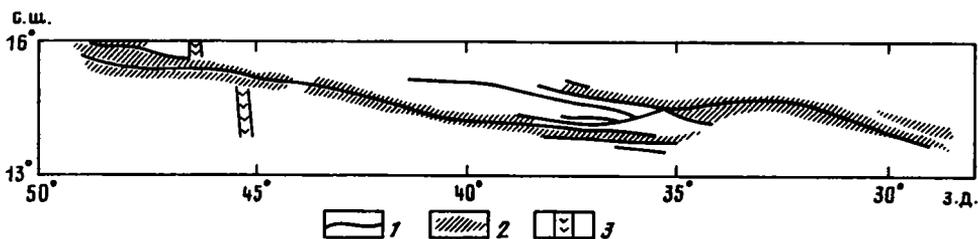


Рис. 2. Схема строения разлома Зеленого Мыса

1 — разломные троговые и желобчатые; 2 — сопредельные поднятия; 3 — отрезки рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта

Уже один этот факт свидетельствует о том, что учение о трансформных разломах, как таковое, не следует возводить в абсолют. Фактически по-новому встает проблема кинематического объяснения этих структур и их сочетаний.

К тому же, параллельность поперечных разломов местами может отсутствовать. Особенно наглядно это видно на пространстве между поднятиями Зеленого Мыса и Сьерра-Леоне. Подобные факты обостряют проблему.

Обратим внимание на то, что в Центральной Атлантике развиты многообразные косые разломы, что также требует своего объяснения. Возможно, что в данном случае они возникли под влиянием геодинамического воздействия глубинного плюма.

Оказалась весьма сложной внутренняя структура ряда разломных зон. Ее можно проиллюстрировать на примерах разломов Зеленого Мыса, Долдрамс, Романш и ряда других. На рис. 2 видно, как причудливо меняется структура разломных зон по их простиранию. Никаким линейно действующим механизмом подобную структуру объяснить нельзя.

И если все это учесть, то становится ясным, что наблюдаемые “аномалии” связаны с воздействием нелинейных геодинамических эффектов, природа которых коренится в изменениях энергетического режима глубинных геосфер как открытых неравновесных систем.

Трансокеанская зона Романш иллюстрирует не только продольную изменчивость структуры, но и поперечную (рис. 3). По ее северному фасу простирается цепочка узких протяженных поднятий, отделяющих разломную зону сопредельной области океанского дна. Южнее поднятий простирается глубокий трог шириной несколько десятков километров, южный борт которого срезается более молодой системой: трог-бортовое поднятие. Но самой молодой структурой является трог, формирующийся восточнее.

Установление разновозрастных структур в пределах разломной зоны имеет принципиальное значение, поскольку вносит историческое начало в ее тектонический анализ. Имеются и другие примеры в этом смысле.

Следует констатировать, что с историко-геологической точки зрения конкретные океанские разломы до сих пор не изучались. В то же время масштабность и значимость этой проблемы колоссальны.

Проведенными исследованиями выявлен целый ряд иных весьма существенных свойств океанской разломной тектоники. Одно из них — явление угасания в пространстве трансформных разломов, их релаксации. На одних участках спрединг прослеживается на большие расстояния от рифтовой зоны, на других — на значительно меньшие. Соответственно факторы, управляющие спредингом, по интенсивности весьма изменчивы и проявляются избирательно. Релаксацию разломов следует связывать с рассеиванием энергии по площади, что типично для тектонических структур. Совершенно очевидно, что рассматриваемый эффект должен быть учтен в будущей геодинамической теории.

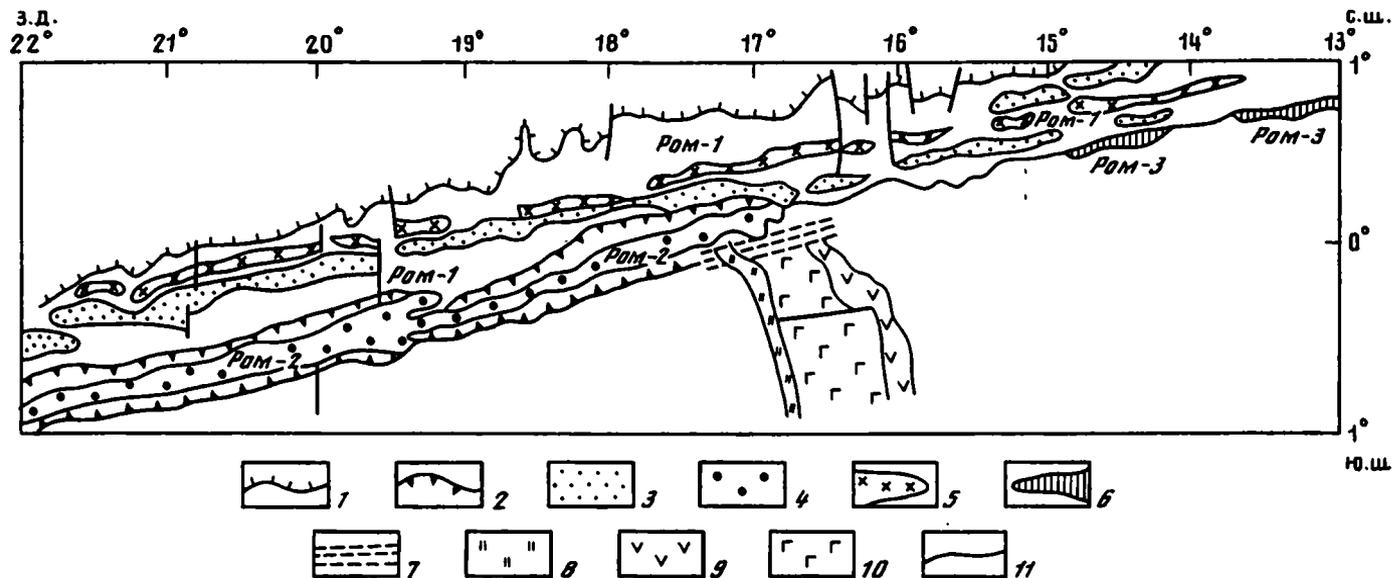


Рис. 3. Схема разломной зоны Романш (по материалам 13- и 14-го рейсов нис "Академик Николай Страхов")

1 – граница северного склона Романш-1; 2 – контур новообразованной структуры Романш-2; 3 – трюги Ром-1, частично заполненные осадками; 4 – то же, Ром-2; 5 – внутренние поднятия; 6 – разлом Романш-3; 7 – формирующаяся трансформа; 8 – древний рифт; 9 – современный осевой рифт срединного хребта; 10 – ультрабазиты и базиты; 11 – разломы

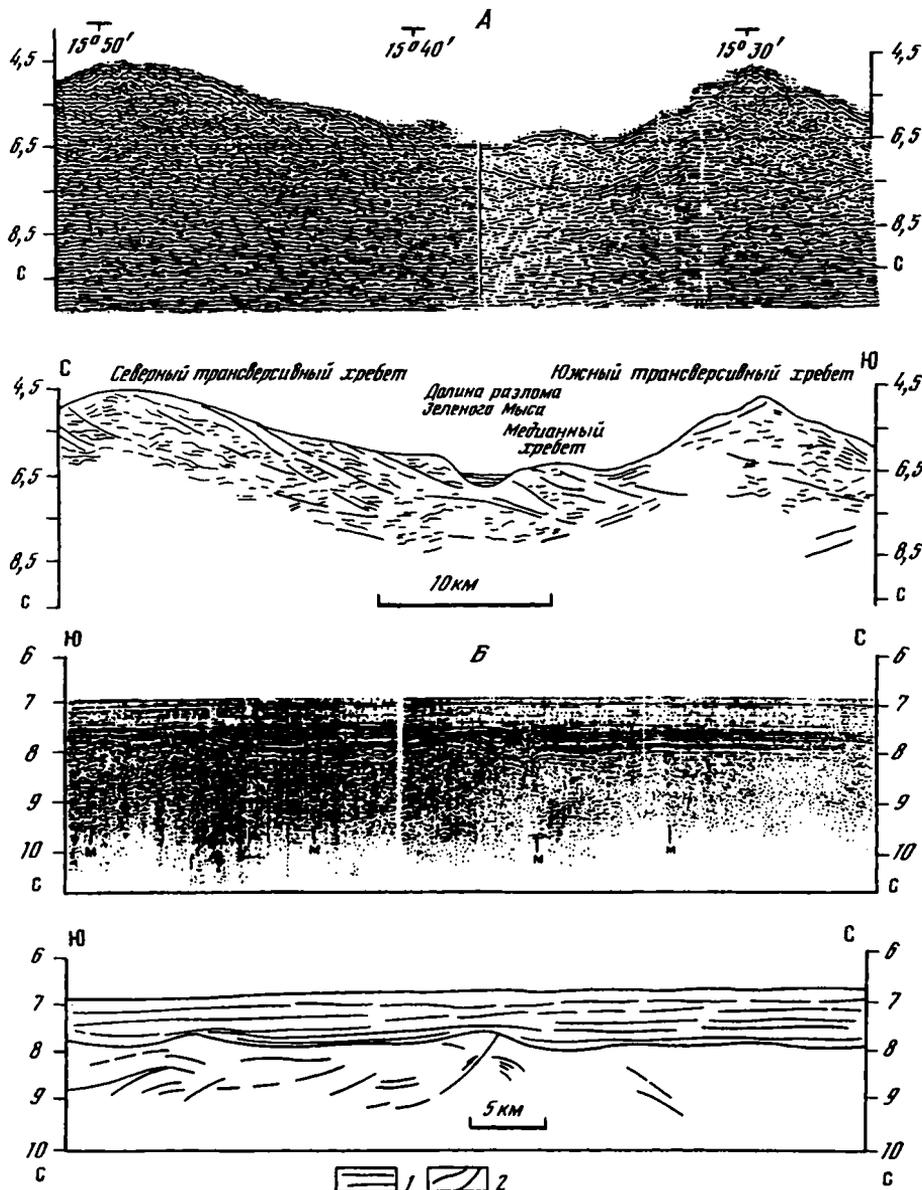


Рис. 4. Тектонические деформации в океанической коре

А – западный фланг Срединно-Атлантического хребта в 90 милях западнее зоны сочленения разлома Зеленого Мыса с северным сегментом рифтовой долины. На меридиональном фрагменте профиля МОГТ выделяются протяженные отражающие горизонты, секущие коровый разрез. Основная их масса наклонена на юг. В верхней части северного трансверсального хребта в районе профиля драгированы серпентинизированные гарцбургиты, катаклазированное габбро и полосчатые троктолиты. Появление этих глубинных пород в верхах разреза коры обусловлено тектоническим скучиванием, реализовавшимся в чешуйчато-надвиговой структуре; Б – меридиональный профиль МОГТ в южной части Ангольской котловины. В центральной части фрагмента профиля фиксируется крупный надвиг. Надвинутая пластина испытала интенсивное коробление еще до накопления осадочной толщи. Наклонные рефлекторы внутри пластины интерпретируются в качестве надвигов более низкого порядка

1 – осадочный слой; 2 – рефлекторы в твердой коре

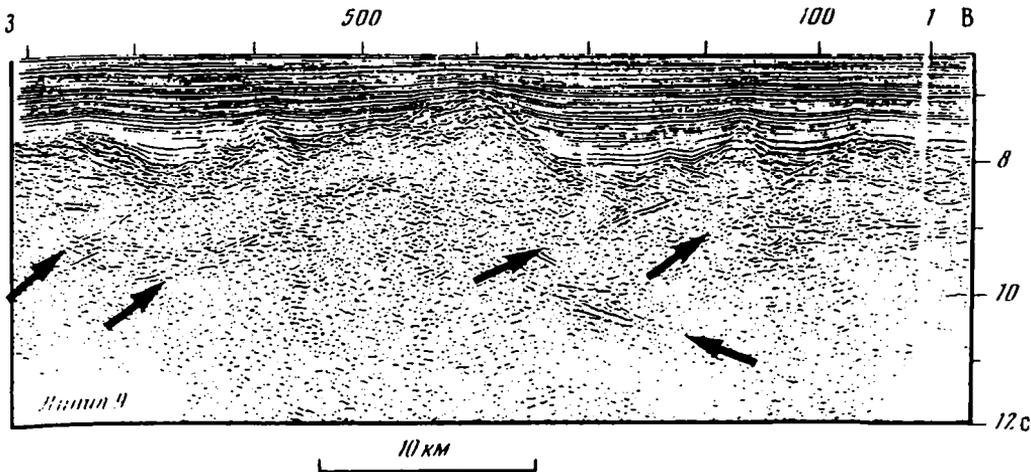


Рис. 5. Фрагмент сейсмического профиля МОГТ в пределах абиссальной равнины Зеленого Мыса (Канарская котловина) [McBride et al., 1994]

Стрелками показаны наклонные отражающие горизонты, интерпретируемые авторами как пологие разломы. Рефлекторы, падающие на запад, коррелируют с неровностями поверхности фундамента

В ходе исследований, с помощью глубинной сейсмоки, было сделано такое серьезное открытие, как тектоническая расслоенность в современной океанской литосфере. Сначала она была зафиксирована в наиболее глубоком, третьем слое океанической коры [Пущаровский и др., 1985]. Затем надвиги и чешуи выявились во втором слое, представленном в основном базальтами [Разницин, Трофимов, 1989], а впоследствии – и в осадочном слое (рис. 4).

В настоящее время явления тектонической расслоенности литосферы установлены не только в Атлантическом, но и в Тихом и Индийском океанах. И они начинают привлекать внимание исследователей других стран (рис. 5) [McBride et al., 1994].

Как релаксация спрединга, так и тектоническая расслоенность литосферы свидетельствуют о значительно более сложной картине геодинамических процессов и тектоники в пределах океанского ложа, чем таковая рисуется по плит-тектоническим канонам. О тектонической пассивности и инертности океанского ложа говорить сейчас не приходится.

По поводу структурной симметрии Атлантики отметим следующее: Срединно-Атлантический хребет действи-

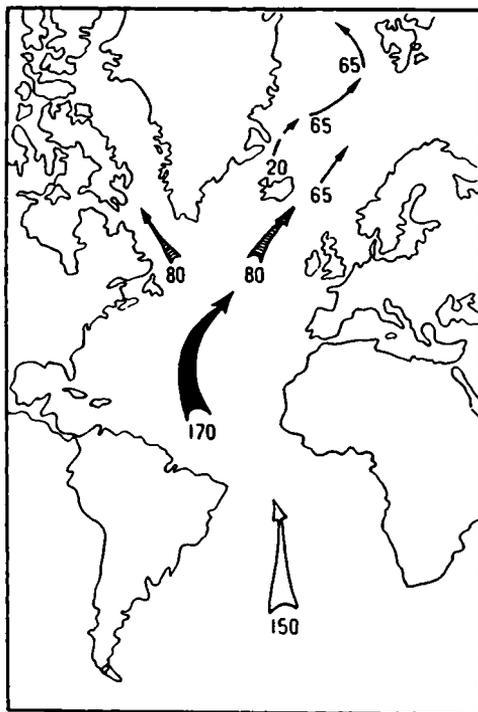


Рис. 6. Основные фазы раскрытия Атлантического океана (цифрами показаны начальные эпизоды раскрытия, млн лет)

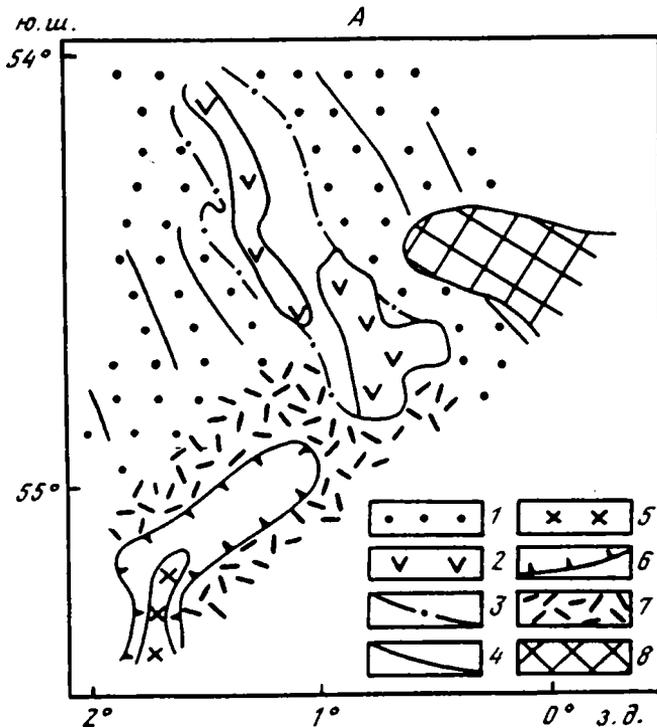


Рис. 7. Схема строения района тройного сочленения Буве (А)

1-4 – южное окончание Срединно-Атлантического хребта: 1 – САХ, 2 – осевые рифты, 3 – контур нулевой магнитной аномалии; 4 – оси положительных магнитных аномалий; 5-7 – северо-восточное окончание Америко-Антарктического спредингового хребта (АмАХ): 5 – сегмент рифтовой долины, 6 – контур глубокого прогиба, 7 – зона переработки атлантических структур; 8 – северо-западное окончание Африкано-Антарктического спредингового хребта, молодое тектоно-вулканическое поднятие Шписс

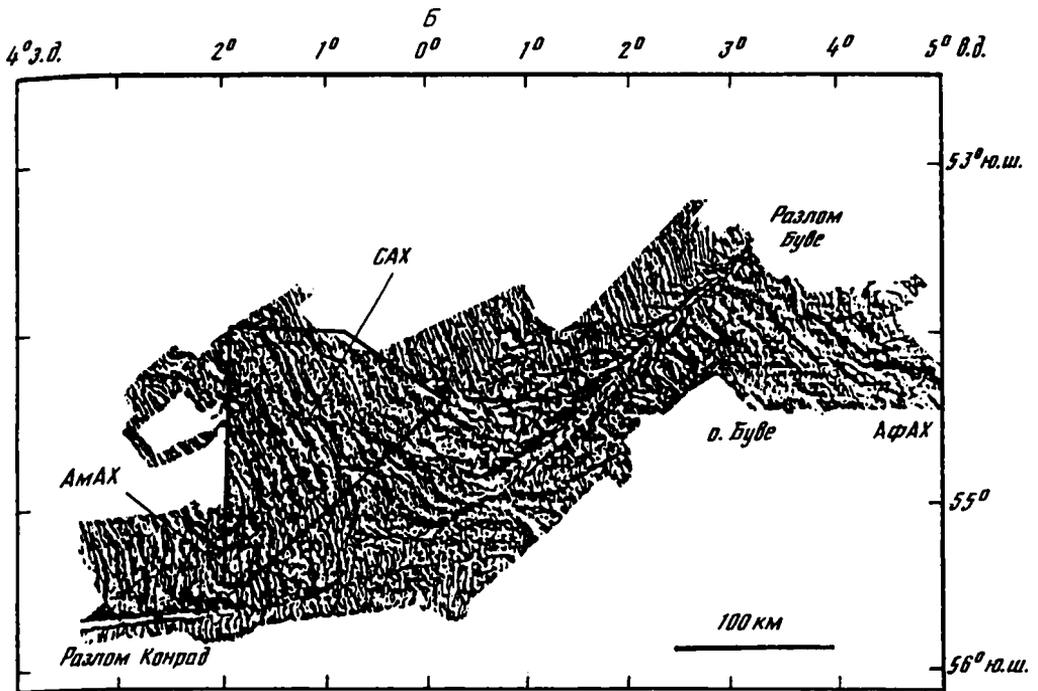
Рельеф дна района тройного сочленения Буве (Б) (по данным многолучевого эхолотирования, полученным Итальянско-Российской экспедицией (Ligi et al., 1997 г.); контуром показано местоположение изученного района)

тельно создает картину структурной симметрии. Но если рассматривать разломную тектонику, то в ее проявлении видна асимметрия: к востоку от рифтовой зоны разломы выражены гораздо мощнее, чем к западу от нее. Представляется, что в этом отражается такой фактор, как вращение Земли.

Не менее ясно асимметрия проявляется в распространении крупных структурных элементов по обе стороны от срединного хребта, которые часто, при геодинамических реконструкциях, рассматриваются как разобщенные части единого целого. Но ни геологического, ни морфологического подобия здесь не выявляется, что должно быть следствием автономного развития западного и восточного талассогенов.

Далее обратимся к схеме раскрытия Атлантического океана (рис. 6). Этот процесс проходил неравномерно как во времени, так и в пространстве, притом нелинейно. Раскрытие началось ~ 170 млн лет назад в средней части океана с продвижением океанического бассейна на север. Позднее (150 млн лет) раскрылась самая южная часть океана. Еще позднее (65 млн лет) процесс перекинулся в пределы Северной Атлантики. Барьер между Центральной и Южной Атлантикой перестал существовать примерно 100 млн лет назад. Отсюда легко видеть, что океаногенез здесь действительно отражает нелинейную геодинамику.

Что может произойти в дальнейшем с океаном? Как известно, Т. Вилсон вы-



двинул абстрактную гипотезу циклического развития рифтогенного океанского бассейна: после раскрытия и прохождения через кульминацию следует процесс его постепенного закрытия. Но надо сказать, что в настоящее время процесс закрытия нигде на Земле не происходит, откуда и абстракция предложенной модели. Однако этот механизм оказался удобным для палеогеодинамических построений, особенно в части понимания коллизионных швов, существующих на материках. В то же время, он отнюдь не универсален, в чем исследователи не всегда отдают себе отчет.

С точки зрения океанской геодинамики большой интерес представляют районы тройного сочленения спрединговых хребтов. Один из таких районов, расположенный на юге Атлантики, – район Буве – был объектом нашего недавнего исследования. Здесь сходятся три спрединговых хребта: Срединно-Атлантический, Африкано-Антарктический и Американо-Антарктический. Последние два, по сравнению со Срединно-Атлантическим, более молодые. Они продвигаются навстречу друг другу, разрушая Срединно-Атлантический хребет (рис. 7). На противоположных окончаниях оба хребта имеют структурное продолжение: Африкано-Антарктический продолжается Юго-Западным Индийским хребтом до района тройного сочленения Родригес в Индийском океане, а Американо-Антарктический – рифтовыми системами Антарктики. Но можно считать, что последняя структурная полоса идет далее на запад и включает разлом Шеклтон, разделяющий Тихий океан и Южно-Антийский структурный комплекс. Таким образом, в южном полушарии выделяется крупнейший линеймент, простирающийся от тройного сочленения Родригес в Индийском океане до Чилийского желоба в Тихом океане на расстояние 11000 км. Если со временем данный линеймент начнет функционировать как единая спрединговая система, то это может привести к кардинальной перестройке тектонического плана большого сектора земной коры (рис. 8).

Атлантический океан явился акваторией, в пределах которой изучение геоло-

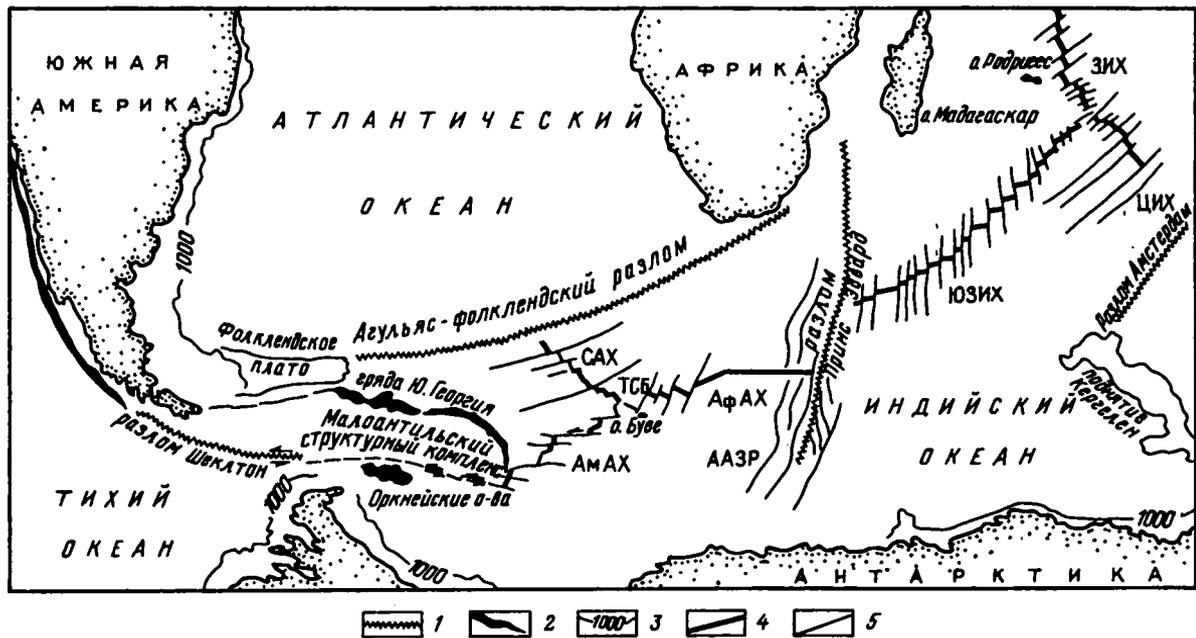


Рис. 8. Индо-Тихоокеанский тектонический линеймент

1 – главные разломы; 2 – глубоководные желоба; 3 – изобата 1000 м; срединговые хребты; 4 – рифтовые структуры, 5 – поперечные разломы

САХ – Срединно-Атлантический хребет; ЮЗИХ – Юго-Западный Индийский хребет; ЗИХ – Западно-Индийский хребет; ЦИХ – Центрально-Индийский хребет; АМАХ – Америко-Антарктический хребет; АФАХ – Африкано-Антарктический хребет; ТСБ – тройное сочленение Буве; ТСР – тройное сочленение Родригес; ААЗР – Антаркт-Африканская зона разломов

гии дна проводилось Геологическим институтом наиболее длительно и подробно. Ориентация была на районы, имеющие ключевое значение для тектоники и геодинамики. Исследования выполнялись на нис "Академик Николай Страхов".

В рамках данной статьи упомянуты лишь отдельные новые факты и разработки.

Общий результат таков, что теперь мы располагаем фактическими сведениями, несравненно большими по объему, чем 30 лет назад, когда была провозглашена "новая глобальная тектоника". В будущем фактическая база еще более увеличится и это станет той основой, на которой выстроится тектонические и геодинамические модели новой эры.

ИНДИЙСКИЙ ОКЕАН

Прежде всего остановимся на границе между Атлантическим и Индийским океанами. В географии в качестве таковой принят меридиан 20° в.д. Но эта граница не имеет геологического содержания. Тектоническим разграничением упомянутых океанов служит крупнейшая разломная зона Принс Эдвард, состоящая из ряда параллельных разломов, вдоль которой происходит сдвиговое смещение спрединговой системы на север на многие сотни километров. Разломная зона разделяет Африкано-Антарктический и Юго-Западный Индийский спрединговые хребты. По своему геологическому значению она подобна Австрало-Антарктической разломной зоне, разграничивающей Тихий и Индийский океаны. Подобных разломов в Мировом океане несколько (рис. 9). Во всех случаях

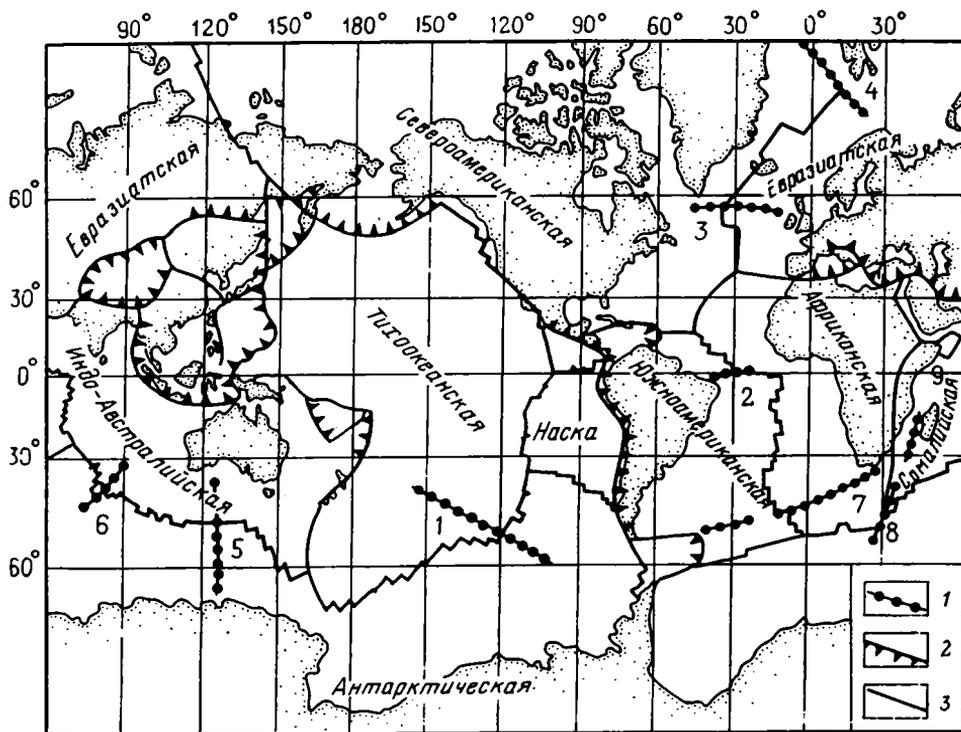


Рис. 9. Соотношение границ литосферных плит (по Л.П. Зоненшайну и М.И. Кузьмину, 1992 г.) и демаркационных разломных зон

1 – демаркационные разломные зоны (цифры на схеме): 1 – Элтанин, 2 – Романш, 3 – Чарли Гиббс, 4 – Шпицбергенская, 5 – Австрало-Антарктическая, 6 – Амстердамская, 7 – Агульянс-Фолклендская, 8 – Принс Эдвард, 9 – Оуэн; 2, 3 – границы плит: 2 – конвергентные, 3 – трансформные

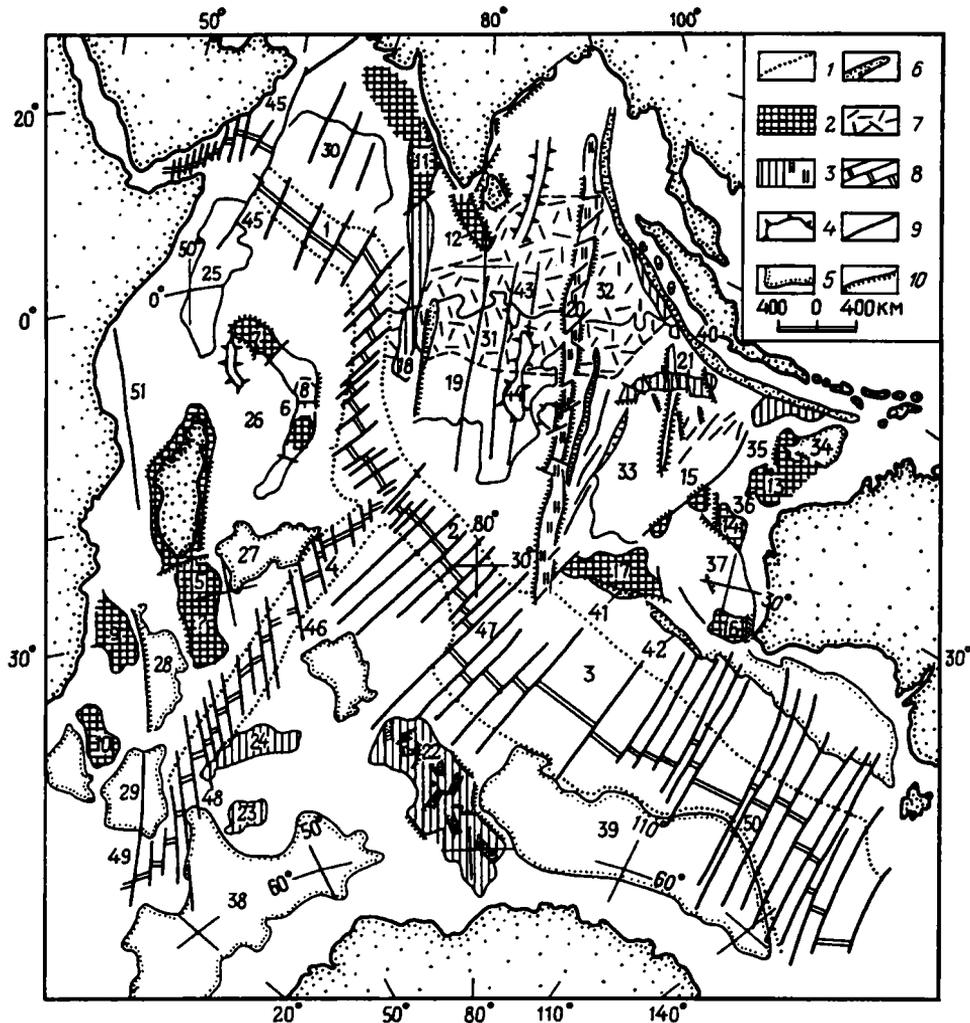


Рис. 10. Тектоническая схема Индийского океана. Резко проявлена структурная дисгармония (тектоническая рассогласованность) океанского дна, отраженная в весьма различном строении западной, центральной, восточной и южной областей океана, а также в структурных особенностях спрединговых систем

1 – ограничения срединных хребтов; 2 – фрагменты континентальной коры – поднятия (цифры на схеме): 5 – Мадагаскарское, 6 – Маскаренское, 7 – Сейшельский блок, 8 – блок Сайя де Малья, 9 – Мозамбикское, 10 – Агульяс, 11 – Лакадивское, 12 – Коморин, 13 – Эксмут, 14 – Кювье, 15 – Зенит (Валлаби), 16 – Натуралистов, 17 – Брокен (Западно-Австралийский); 3 – океанические поднятия разных типов: 18 – Чагос, 19 – хребет 79°, 20 – Восточно-Индоеокеанское (хребет 90°), 21 – Кокосовое, 22 – Кергелен, 23 – Конрад, 24 – Дель-Кано; 4 – тектоно-вулканические поднятия: 43 – Афанасия Никитина, 44 – Ланка; 5 – наиболее глубокие части океанических впадин: 25 – Сомалийская, 26 – Маскаренская, 27 – Мадагаскарская, 28 – Мозамбикская, 29 – Агульяс, 30 – Аравийская, 31 – Центральная, 32 – Кокосовая, 33 – Западно-Австралийская (Уортон), 34 – Арго, 35 – Гаскойн, 36 – Кювье, 37 – Пертская, 38 – Африкано-Антарктическая, 39 – Австрало-Антарктическая; 6 – глубоководные желоба разных типов: 40 – Зондский, 41 – Оби, 42 – Диамантина; 7 – область “внутриплитных деформаций”; 8 – спрединговые хребты и поперечные разломы: 1 – Аравийско-Индийский (Карлсберг), 2 – Центральноиндийский, 3 – Австрало-Антарктический, 4 – Западно-Индийский; 9 – разрывные нарушения (некоторые разломы и их системы: 45 – система Оуэн, 46 – Атлантис II, 47 – система Амстердам, 48 – Принс-Эдвард, 49 – Дю Тойт, 50 – Австрало-Антарктическая система, 51 – Дэви); 10 – сбросы

они разделяют разные по геологическому строению и истории развития области океанского дна. Внутри Индийского океана такого рода разломной зоной является система разломов Амстердам, а в его северной части – разлом Оуэн, продолжающийся на континенте в Сулеймановых горах. Поскольку тектоническое значение структур этого рода велико, для них был введен специальный термин – демаркационные разломы. Существенно, что почти нигде они не совпадают с границами литосферных плит. Острота возникшей проблемы очевидна. Решение ее пока не найдено.

Самой яркой чертой Индийского океана является его весьма прихотливый общий контур, с одной стороны, и резко выраженная внутренняя структурная рассогласованность, с другой (рис. 10). Эта последняя иллюстрируется совершенно разными и несопоставимыми по строению тектоническими областями: Приафриканской, Центральной, Приавстралийской и Приантарктической. Особенности структуры спрединговой системы – ее тройное сочленение в центральной части океана и большая разница в структуре и геодинамике западного, среднего и особенно юго-восточного отрезков, последний из которых по ряду признаков отвечает тихоокеанскому стилю. Экзотично присутствие огромного, свыше 5000 км, меридионально вытянутого подводного хребта, именуемого хребтом 90°. Отчетливо видно неупорядоченное расположение микроконтинентов. Если рассматривать океан в целом, то его западная часть имеет известное сходство с атлантической тектоникой, а юго-восточная, как уже сказано, – с тихоокеанской. Этому имеется вполне корректное историко-тектоническое объяснение: западная часть сформировалась в результате процессов рифтинг–спрединг в первично-континентальной ситуации; восточная часть развилась на основе тихоокеанского клина, вдававшегося в раннем мезозое далеко на запад.

Общее заключение таково, что структурная дисгармония или иначе тектоническая рассогласованность дна Индийского океана оказалась результатом воздействия большого спектра нелинейных геодинамических эффектов. В конечном же итоге эти эффекты привели к формированию огромного единого водного бассейна, субстрат которого в основном образован симатической корой. Этим примером, как и в случае Атлантики, демонстрируется сложнейший процесс океаногенеза, самоорганизации океанской впадины, приведший в конце концов к становлению новообразованного мегаокеана.

ТИХИЙ ОКЕАН

Один из новых результатов в отношении Тихого океана состоит в пересмотре тектоники его западной части. Согласно традиционным представлениям, зона перехода океан–континент в Западной Пацифике с внешней стороны ограничивается глубоководными желобами. Нами предлагается иное, значительно более широкое ее толкование.

С запада на восток здесь выделяются латеральные ряды микроплитных систем, расположенных между Евразией и Австралией, с одной стороны, и центральными областями Тихого океана, с другой (рис. 11) [Моссаковский и др., 1988]. Среди таких систем выделяются три типа: восточный, центральный и западный.

Восточный тип распространен в северо-западной и западной периферии ложа Тихого океана и ограничен с запада глубоководными желобами. Его восточная граница расплывчатая. Этот тип характеризуется мозаично-блоковой структурой, представленной сочетанием разновеликих микроплит с разным возрастом океанической коры (маастрихт-раннеэоценовым, сантон-кампанским, апт-туронским, готерив-барремским, титон-готеривским, оксфорд-титонским, бат-оксфордским). Полосовые магнитные аномалии нередко имеют здесь торцовые сочленения. В рельефе дна абиссальные микроплиты (котловины) перемежаются с внутриокеаническими поднятиями (Шатского, Хесса, Обручева и др.), являющимися структурами внутриокеанической аккреции. Восточная микроплитная система, как пока-

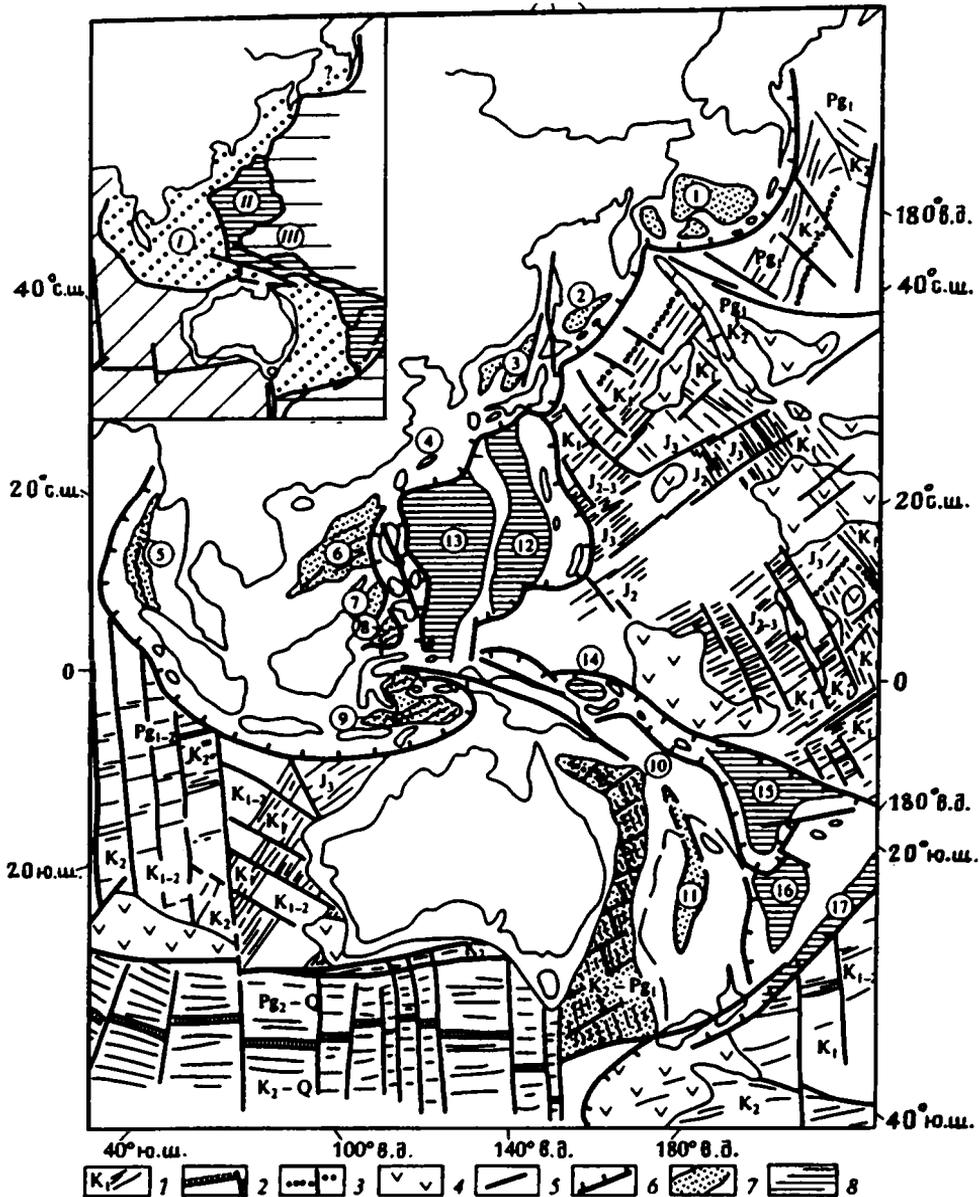


Рис. 11. Схемы основных структурных соотношений на западе Тихого океана

1 – линейные магнитные аномалии и их геологический возраст; 2 – отрезки рифтовой зоны срединного хребта; 3 – палеосрединговые центры; 4 – океанические поднятия разного генезиса; 5 – разломы разных типов и генераций; 6 – контуры микроплит; 7 – краевые моря Индонезийско-Тасманской системы; 8 – то же, Филиппинско-Тонганской

Глубоководные впадины (цифры в кругах): 1 – Берингоморская, 2 – Охотоморская, 3 – Япономорская, 4 – Окинава, 5 – Андаманская, 6 – Южно-Китайская, 7 – Сулу, 8 – Целебесская, 9 – Банда, 10 – Кораллово-Тасманская, 11 – Новокаледонская, 12 – Паресе Вела, 13 – Филиппинская, 14 – Бисмарка, 15 – Северо-Фиджийская, 16 – Южно-Фиджийская, 17 – Лау

На врезке показаны микроплитные системы области раздела Индо-Атлантического и Тихоокеанского сегментов: I – Индонезийско-Тасманская, II – Филиппинско-Тонганская; III – Алеутско-Меланезийская

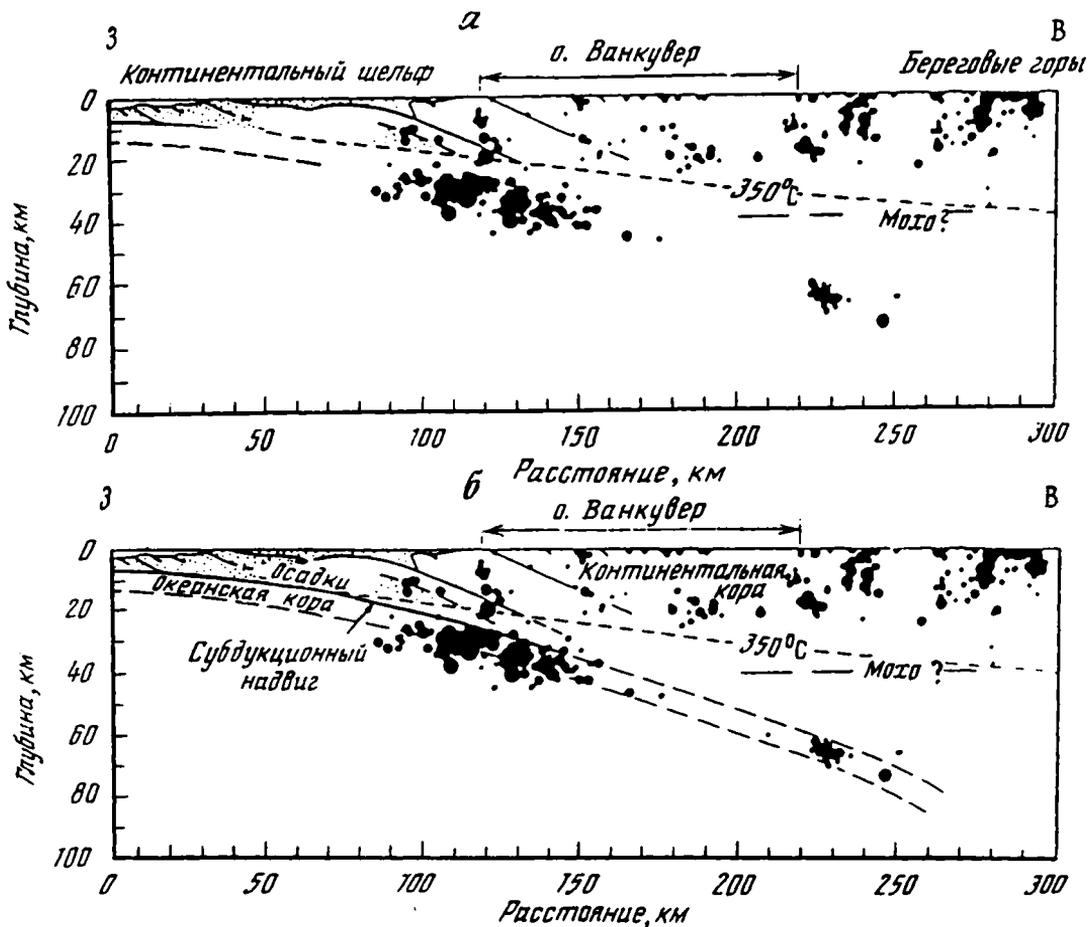


Рис. 12. Распространение сейсмичности в поперечном сечении юго-запада Британской Колумбии
а – фактическая ситуация; *б* – интерпретация по [Clague, 1997]. Видна большая условность в изображении зоны субдукции

зывают гравитационные аномалии в редукции Буге, отвечает сравнительно мало-глубинным неоднородностям коры и верхов мантии. Нижележащая мантия отличается высокими сейсмическими скоростями и интенсивной сейсмической расслоенностью, что отличает ее от мантии Центральной Пацифики. В эволюционном плане данный тип микроплитных систем является наиболее примитивным, поскольку здесь отсутствуют островодужные ансамбли. Он отражает раннюю фазу структурного преобразования океанической коры в области раздела Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов планеты.

Центральный тип микроплитных систем характеризует область, простирающуюся от Филиппинского моря до бассейна Лау. Ему свойственно широкое развитие разноориентированных островных энсиматических вулканических дуг и связанных с ними глубоководных желобов, а также задуговых и интрадуговых глубоководных бассейнов. Здесь происходит частое изменение структурного плана, вызванное высокой тектонической активностью земной коры, которая отражает повышенный энергетический потенциал глубин. По сейсмическим данным, под мик-

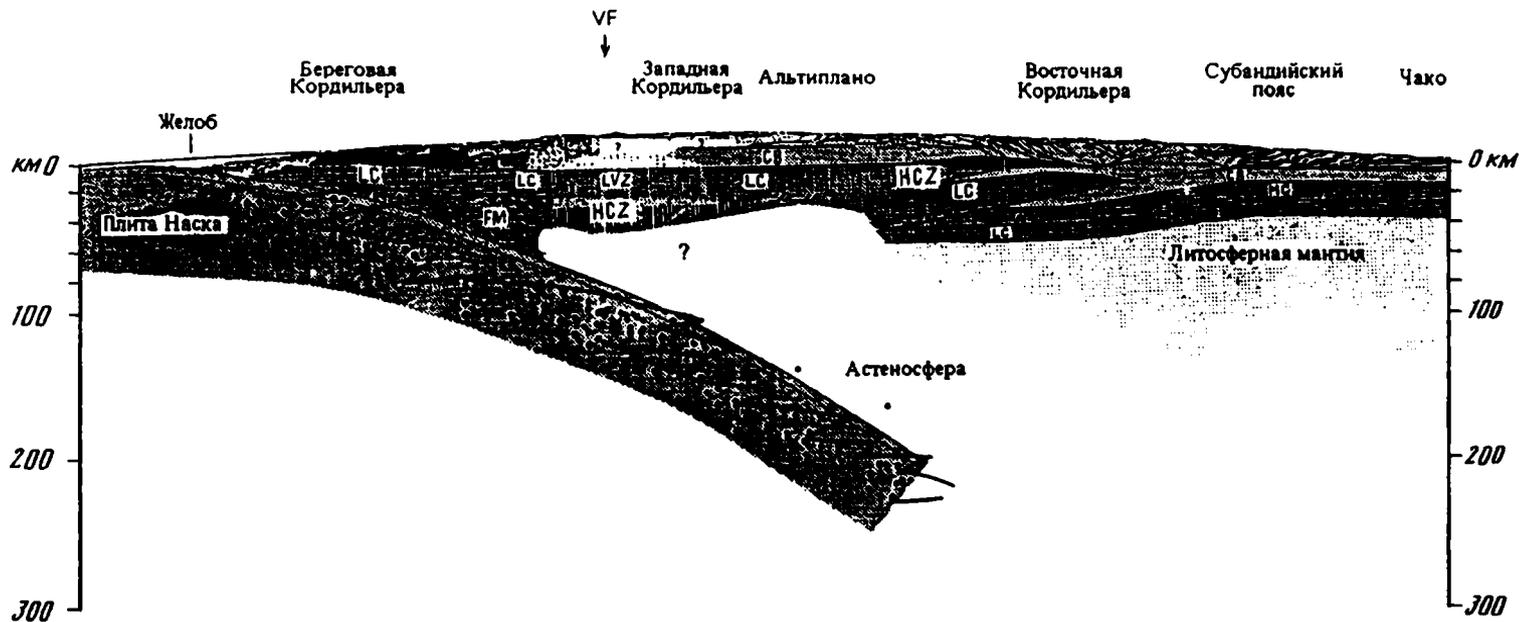
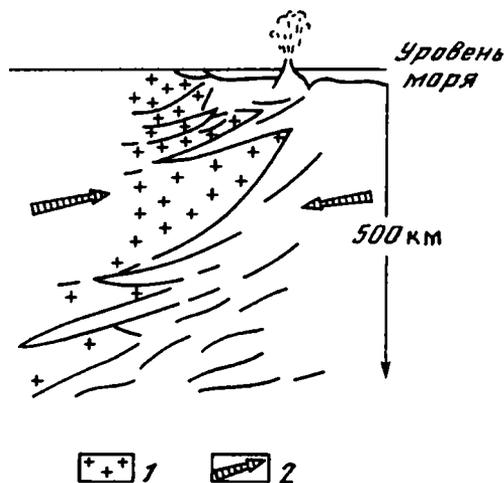


Рис. 13. Глубинный поперечный разрез в южной части Центральных Анд (21,5° ю.ш.) [Schwarz., Krüger, 1997]. Изображена субдукция плиты Наска
 Зубчатая линия проведена нами; она отражает возможную альтернативную трактовку зоны сочленения континентальных и океанских геосфер. HCZ – зоны проводимости, LVZ – низкоскоростные зоны (Р волны), FM – преддуговая мантия, LC – нижняя кора, MC – средняя кора, CB – континентальный фундамент, VF – фронт вулканизма. Черные кружки – очаги землетрясений

Рис. 14. Клиновидная структура зон сочленения континентальных и океанских геосфер на западе Тихого океана

1 – континентальные клинья; 2 – направления движения масс



роплитными системами данного типа обособляются крупные объемы низкоскоростной мантии. Таким образом, здесь очень ярко проявлена общая нестабильность тектоносферы. Это подтверждается и имеющимися изотопными характеристиками кайнозойских базальтов, которые распадаются на две группы (речь идет об изотопах Sr, Nd и Pb): одна группа с тихоокеанскими метками; другая – с индоокеанскими [Hickey-Vargas et al., 1995]. Наиболее полно микроплитные системы центрального типа представлены в Филиппинском и Тонганском регионах.

Западный тип микроплитных систем развит в приконтинентальной полосе, простираясь от Охотского моря до Тасманова. Очень ярко он проявлен в Индонезийско-Малайзийской области. Островные дуги здесь представляют собой аккреционные покровно-складчатые структуры с широким распространением офиолитов триасового, юрского и мелового возраста. Широко представлены тектонические меланжи и олистостромы. Между островными дугами развиты глубоководные впадины с мощным осадочным выполнением. Возраст океанического субстрата разный: позднюрско-меловой (моря Банда, Флорес и др.), кампан-эоценовый (море Целебес), неогеновый (море Сулу), олигоцен-четвертичный (Южно-Китайское море). Существенно, что изотопные метки базальтов в этой системе близки или аналогичны базальтам Индийского океана. Очень важно отметить, что в структуре данной системы важная роль принадлежит микроконтинентам гондванского или азиатского происхождения. Общая особенность структурного развития западной микроплитной системы такова, что в нем преобладает отчетливо выраженная индо-атлантическая тенденция.

Обобщая все сказанное, следует констатировать, что рассмотренные типы микроплитных систем образуют самостоятельный класс структур земной коры, генетически связанный с областью раздела Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов Земли. Совершенно очевидно, что эта область характеризуется нелинейным хаотическим проявлением корообразующих процессов, проявляющихся на фоне общей геодинамической экспансии Индо-Атлантического сегмента планеты в отношении Тихоокеанского.

Кратко следует остановиться также на проблеме субдукции. Речь идет не о поддвигах и надвигах на тихоокеанских окраинах, а именно о субдукции как процессе погружения массивных жестких литосферных плит в глубинные геосферы. Подтверждение существования зон субдукции видят в наличии сейсмофокальных зон. Однако последние нередко изображаются слишком упрощенно. Приведем два примера из новейшей литературы [Clague., 1997, Schwarz, Krüger, 1997]. Один касается Кордильерской зоны (рис. 12), другой – Андийской (рис. 13). На обоих рисунках контуры зоны субдукции проведены фактически произвольно. Расположение очагов сейсмичности допускает совершенно другую их генерализацию.

Интересно и прогрессивно в этом плане также новейшее исследование И.П. Кузина, посвященное строению и сейсмичности островных дуг и шельфовых зон [Кузин, 1998]. Он сделал вывод, что “причину возникновения сильнейших и гигантских землетрясений под нижней частью континентального склона Камчатки

невозможно понять, исходя из существующих схем субдукции Тихоокеанской плиты под Евразийскую» [Там же. С. 61]. Выявив существенную скоростную неоднородность сейсмофокальной зоны (СФЗ) по простиранию Курило-Камчатской дуги с чередованием отрезков повышенных и пониженных скоростей, автор заключает о ее блоковой структуре. Сильные землетрясения приурочены к блокам, характеризующимся повышенными скоростями. Вообще сильнейшие землетрясения ($M > 8,5$) возникли не в основной части СФЗ, наклоненной под углом 50° под Камчатку, а на ее периферии под нижней частью континентального склона [Там же. С. 57], что с очевидностью противоречит их субдукционной природе.

В свое время была предложена другая модель сочленения континентальных и океанических геосфер, не субдукционная (рис. 14), при этом эффект в смысле островодужной вулканической деятельности, сейсмичности и окраинно-континентального структурообразования будет таким же [Пушаровский, 1994].

Таким образом, проблема существования субдукции остается открытой.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Имеющиеся данные свидетельствуют, что единого механизма образования океанов в реальности не существует и соответственно распространенное представление об их унификации в этом смысле должно быть оставлено. Тектонический анализ согласуется с представлением о рифтинговой природе Атлантики и запада Индийского океана, но восточная часть последнего сформировалась унаследованно от вдававшегося в эту область клина Палеоокеаники; она оказалась отгороженной от Тихого океана испытавшим дрейф Австралийским материком и системой Зондской островной дуги. Что касается Тихого океана, то нет никаких свидетельств того, что в пределах его ложа когда-либо существовал континент, а следовательно и континентальный рифтогенез. Природа этого океана не может считаться выясненной, однако геологические, геохимические и геофизические данные позволяют полагать о его вероятной связи с первичной неоднородностью в строении Земли.

Как океаногенез, так и структурное развитие океанов, в том числе крупные перестройки их тектонического плана, в значительной мере связаны с воздействием разномасштабных нелинейных геодинамических эффектов. Такие эффекты порождаются как эндогенными, так и внеземными экстраординарными процессами, в том числе катастрофическими.

Изучение тектоники и геодинамики западных окраин Тихого океана выявило их микролитную структуру, распадающуюся на три продольных зоны, из которых крайняя восточная занимает пространство между центральными областями океана и окраинными глубоководными желобами. Это дает основание заключить о геодинамическом продвижении Индо-Атлантического сегмента Земли в область Тихоокеанского.

Наконец, соображением общего плана является то, что не следует отождествлять сейсмофокальные зоны с зонами субдукции. Насколько первые реальны, настолько вторые проблематичны. Вообще процесс субдукции, предполагающий погружение в глубь Земли толстой и жесткой литосферной плиты на сотни километров, мало правдоподобен. Более предпочтительной представляется модель сложного клиновидно-зубчатого сочленения коровых и мантийных масс континента и океана, с общим наклоном зоны сочленения под континент.

Как показывает опыт, дальнейшее тектоническое изучение океанов, не столько макромасштабное, сколько подробное на конкретных ключевых районах, с расшифровкой как структуры и геодинамических особенностей, так и их историко-геологического развития, принесет большой, прежде неизвестный фактический материал, который служит базисом для значительно более корректных и справедливых геологических построений, чем распространенные ныне.

Работа выполнена при поддержке Министерства науки РФ и Российского фонда фундаментальных исследований (гранты 97-05-64737; 96-05-64758).

ЛИТЕРАТУРА

- Кузин И.П. Островные дуги и шельфы: Особенности сейсмичности и структуры. Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1998. 82 с.
- Мазарович А.О. Геологическое строение Центральной Атлантики: Разломы, вулканические сооружения и деформация океанского дна: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1998. 36 с.
- Моссаковский А.А., Пуцаровский Ю.М., Руженцев С.В. Крупнейшая структурная асимметрия Земли // Геотектоника. 1998. № 5. С. 3–18.
- Ог Э. Геология. Т. 1. Геологические явления. М.: Госиздат, 1922. 496 с.
- Пейве А.В. Тектоника Срединно-Атлантического хребта // Геотектоника. 1975. № 5. С. 3–17.
- Пуцаровский Ю.М. О “субдуктологии” в свете нелинейной геодинамики // Тихоокеан. геология. 1994. № 4. С. 3–13.
- Пуцаровский Ю.М., Ельников И.Н., Перфильев А.С. Новые данные о глубинном строении Срединно-Атлантического хребта на 20° ю.ш. // Геотектоника. 1985. № 5. С. 5–13.
- Разницин Ю.Н., Трофимов В.В. Тектоническое сучивание океанической коры в зоне разлома Зеленого Мыса (Центральная Атлантика) // Там же. 1989. № 2. С. 45–56.
- Glague J.J. Evidende for large earth-quakes at the Cascadia subduction zone // Rev. Geophys. 1997. Vol. 35, N 4. P. 439–460.
- Hickey-Vargas R., Hergl J.M., Spadea P. The Indian Ocean-type isotopic signature in Western Pacific marginal basins: origin and significance // Active margins and marginal basins of the Western Pacific // Amer. Geophys. Union. Geophys. Monogr. 1995. Vol. 88. P. 175–197.
- McBride J.H., White R.S., Henstock T.J., Hobbs R.W. Complex structure along a Mesozoic sea-floor spreading ridge: BIRPS deep seismic reflection Cape Verde abyssal plain // Geophys. J. Intern. 1994. Vol. 119. P. 453–478.
- Schwarz G., Krüger D. Resistivity cross section through the southern central Andes as inferred from magnetotelluric and geomagnetic deep soundings // J. Geophys. Res. 1997. Vol. 102, N B6. P. 11957–11978.

РАБОТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА РАН В МИРОВОМ ОКЕАНЕ

А.О. Мазарович

Геологический институт РАН

С конца 60-х годов проблемы строения и развития океанской литосферы находились под пристальным вниманием директора Геологического института АН СССР академика А.В. Пейве. Он неоднократно обращался к результатам глубоководного бурения, анализу разрезов офиолитов и океанической коры, а также к характеру их деформаций. Важную роль играли данные драгировок, которые проводились в то время, в основном, на судах Института океанологии. А.В. Пейве лично принимал участие в 17-ом рейсе нис “Дмитрий Менделеев”, который работал по проекту “Офиолиты” в западной части Тихого океана [Геология..., 1980], возглавив экспедицию.

Конец 50-х – начало 70-х годов стали периодом стремительного перехода от фиксизма к плитной тектонике, положения которой хорошо известны. Зарубежное геологическое сообщество, за исключением, пожалуй, только немногочисленных групп, полностью перешло на позиции плейтктонического мобилизма. В СССР дело обстояло сложнее. Возникли колллективы, которые безоговорочно следовали постулатам новой глобальной тектоники, но наряду с этим имелись группы, отстаивавшие положения фиксизма. Развивалось и третье направление, а именно построение мобилистских моделей, отличных от тектоники плит.

Ярким представителем последних стала геологическая школа Геологического института РАН [Суворов, 1994]. Во второй половине 60-х годов А.В. Пейве приходит к выводу о наличии фрагментов древней океанической коры в структурах покровно-складчатых поясов. Эти выводы были основаны не только на данных изучения континентов, которые дополнялись “совершенно новым миром фактов по геологии и геофизике современных океанов” [Пейве, 1991. С. 12]. Такая постановка вопроса соответствовала данным о наличии крупных горизонтальных перемещений, но, вместе с тем, анализ строения покровно-складчатых поясов привел сотрудников ГИНа к идеям тектонической расслоенности литосферы и, позже, с учетом данных об океанской тектонике, к нелинейной геодинамике.

А.В. Пейве высказывал свои представления о развитии океанической коры, через опыт изучения структуры континентальных областей. Он считал, что океанские разломы представляют собой сверхглубинные образования, которые проникают глубоко в мантию, а все дно океанов охвачено процессами тектонического дробления “на большие и малые глыбы и блоки, испытывающие большие взаимные перемещения” [Пейве, 1990а. С. 177]. Он подметил, что процессы деформации верхней части мантии и земной коры континентов имеют много сходного и что “весь земной шар (континенты и океаны) характеризуются мозаично-глыбовой структурой, охватывающей как кору, так и верхнюю мантию Земли. Это деформации, возникшие в результате затраты колоссальной энергии перемещений блоков земной коры и мантии” [Там же. С. 178]. Развивая свои идеи, А.В. Пейве пришел в 1967 г. к выводу, что «...система гигантских сдвигов в тонкой и хрупкой океанической коре САХ... связана с неравномерным, “струйчатым” пластичным тектоническим течением вещества в ...астеносфере. Но так как астеносфера под континентами расположена в 2–3 раза глубже, чем под океанами, то скорости тектонического течения горных масс на одной и той же глубине увеличивают градиент скорости тектонического течения, вызвавший дисгармонию структур океанов и континентов» [Пейве, 1990б. С. 276].

Опыт проведения морских работ и анализ тенденций развития тектоники привели А.В. Пейве к пониманию целесообразности приобретения научно-исследова-

тельского судна. Тем самым, с середины 80-х годов определилось новое для многих сотрудников ГИНа направление – тектонические исследования в океанах. После огромной организационной работы многих сотрудников Института и, прежде всего, академика Ю.М. Пуцаровского, ГИН стал судовладельцем.

Судно “Академик Николай Страхов” вошло в состав научного флота СССР 14 мая 1985 г. Оно получило имя в честь сотрудника ГИНа – академика Николая Михайловича Страхова (1900–1978) – основоположника теоретической литологии. Крестной “мамой”, точнее крестным “папой”, стал известный полярный исследователь, контр-адмирал И.Д. Папанин. На финской верфи было создано неплохо оснащенное, для того времени, судно (длина – 75,5 м, ширина – 14,7 м, осадка – 4,5 м, водоизмещение – 2600 т, максимальная скорость – 15,2 узла) с неограниченным районом плавания и ледовым классом. Оно было оснащено 16-лучевым эхолотом ECHOS-625, семью лебедками различного назначения, многочисленными хорошо оборудованными лабораторными помещениями.

В течение 13 лет нис “Академик Николай Страхов” работало на получение знаний в области фундаментальных исследований геологии Мирового океана [Мазарович и др., 1996]. Рейсы нис “Академик Николай Страхов” (всего за пределами порта Калининград 1833 дня – 5 лет или около 38,6% времени) проходили в рамках как национальных программ (“Мировой океан” – проекты “Литос”, “Седимент”, “Глубинные геосферы”, “Тетис”, “Геопол” и др.), так и международных проектов (“PRIMAR”, ROEM”, “Экваридж” и др.) и Антарктической программы Италии. Руководителями проектов были академик Ю.М. Пуцаровский, член-корреспонденты РАН П.П. Тимофеев, Г.Б. Удинцев и др. Существенный промежуток времени в последние годы, по известным причинам, был вынужденно отведен различным геологическим коммерческим работам.

Основная часть времени “жизни” нис “Академик Николай Страхов” была посвящена изучению геолого-геофизических особенностей строения тропической части Атлантического океана (рис. 1; таблица). В результате были получены данные о строении рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта между разломами Зеленого Мыса и Чейн, его флангов, а также некоторых районов в непосредственной близости от континентов (конус выноса р. Ориноко, районы около острова Зеленого Мыса). Обширная информация была получена по строению как активных, так и пассивных частей трансформных разломов Зеленого Мыса, Марафон, Меркурий, Архангельского, Долдрамс, Вернадского, Страхова, Св. Петра, Сан-Паулу, Романш, Чейн. Два рейса (4, 8) прошли в восточной части Тихого океана, четыре (5, 10, 14, 17) в средиземноморском бассейне, в районах Кипра, Крита, Альборанского и Адриатического морей. Основная часть времени 18-го рейса проходила в приантарктическом регионе, вблизи о-ва Буве.

Помимо геолого-геофизических данных во время рейсов нис “Академик Николай Страхов” были получены обширные сведения о погодных условиях в разных частях Мирового океана, уточнено положение о-ва Буве, что, в целом, крайне важно для безопасности мореплавания в этом районе.

Фундаментальная наука вносит огромный вклад в культуру человечества. Ее ценность [Ледерман, 1985] заключается в самом процессе научной деятельности. Она обладает такими эффектами, как привлекательность и поддержание высокого интеллектуального уровня всего научного сообщества. При разработке проблем фундаментальной науки происходит создание новой техники и методик, которые используются в человеческой деятельности. Кроме этого, создаются новые возможности для экспериментальных исследований, происходит подготовка профессионалов высокого класса, полученные результаты могут быть использованы как в других областях науки, так и в промышленности. Рассмотрим деятельность коллективов экспедиций нис “Академик Николай Страхов” под указанными углами зрения.

Одним из важнейших результатов работ на борту нис “Академик Николай

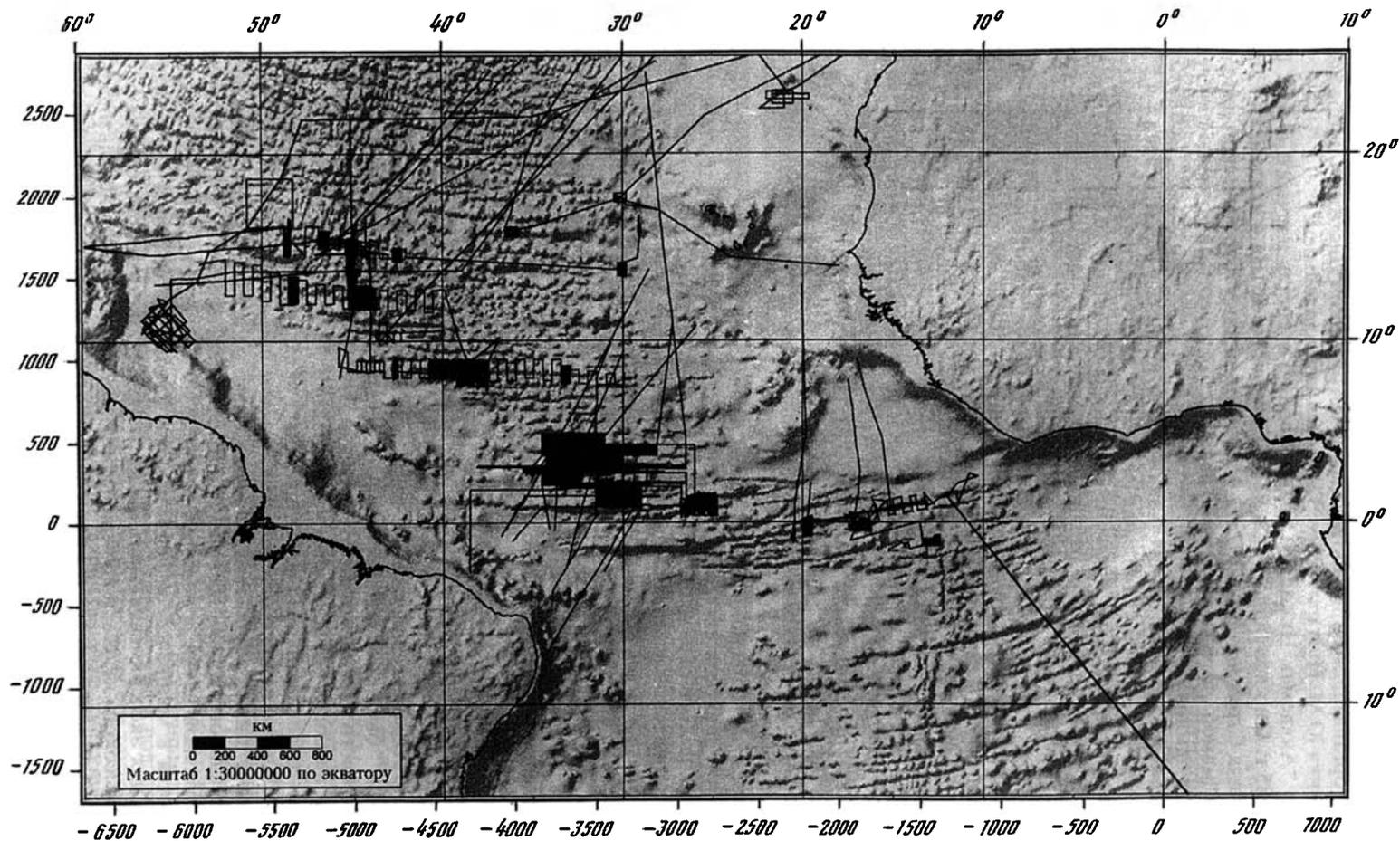


Рис. 1. Рейсы нис “Академик Николай Страхов” в Центральной Атлантике (прокладки рейсов подготовлены С.Ю. Соколовым; координаты проекционные, км)

Основные данные о работах нис "Академик Николай Страхов" в центральной части Атлантического океана

№ рейса	Начало рейса	Конец рейса	Капитан	Начальник экспедиции	Головная организация	Район работ, град	Проект	Научное оборудование и методы
1	22.06.85	02.09.85	Латожа В.	Бибешев И.И.	ГИН	14–35 с.ш.	"Литос", "Седимент"	МЭ, НСП, драги, трубка, черпак, магнитометр, РОЗЕТТ, фото
2	18.11.85	08.03.85	Латожа В.	Антипов М.П.	ГИН	0–15 с.ш.	"Литос", "Седимент"	МЭ, НСП, драги, трубка, черпак, магнитометр, РОЗЕТТ, батометр
3	21.05.86	03.09.86	Латожа В.	Разницян Ю.Н.	ГИН	15 с.ш.	"Литос"	МЭ, НСП, драги, трубка, черпак, магнитометр, МС, РОЗЕТТ, фото
6	29.09.87	01.02.87	Николаенко В.Е.	Разницян Ю.Н.	ГИН	15 с.ш., 7–8 с.ш.	"Литос"	МЭ, НСП, драги, магнитометр, МС, АДСС, фото
7	01.04.88	04.08.88	Беляев В.Г.	Удинцев Г.Б.	ГИН	4 с.ш.	"Литос"	МЭ, НСП, драги, трубка, магнитометр, фото
9	25.10.90	25.02.90	Беляев В.Г.	Разницян Ю.Н.	ГИН	11–15 с.ш., 7–9 с.ш.	"Литос"	МЭ, НСП, драги, магнитометр, АДСС, фото
11	10.08.91	09.12.91	Клепиков И.М.	Удинцев Г.Б.	ГИН	2–4,5 с.ш.	"Литос", "Тетис"	МЭ, НСП, драги, трубка, магнитометр, гравиметрия, МС, АДСС
12	31.01.91	04.05.91	Беляев В.Г.	Удинцев Г.Б.	ГИН	2–4,5 с.ш.	"Литос"	МЭ, НСП, драги, трубка, магнитометр
13	06.11.92	26.01.92	Сазонов Л.В.	Разницян Ю.Н.	ГИН	0–1 ю.ш.	"Литос", "ПРИМАР"	МЭ, НСП, драги, трубка, магнитометр, МС
15	15.07.92	20.09.92	Сазонов Л.В.	Разницян Ю.Н.	ГИН	15 с.ш.	"Глубинные геосферы"	МЭ, НСП, драги, трубка, магнитометр, МС
16	20.02.93	31.05.93	Сазонов Л.В.	Пейве А.В., Бонатти Э.	ГИН/ИМГ	Экватор	"ПРИМАР"	МЭ, НСП, драги, трубка, магнитометр
18	23.01.94	06.06.94	Сазонов Л.В.	Пейве А.А., Заттелини Н.	ГИН/ИМГ	Экватор 52–53 ю.ш.	"Глубинные геосферы" АПИ	МЭ, НСП, драги, трубка, магнитометр, гравиметрия, МС
19	14.01.98	09.03.98	Сазонов Л.В.	Пейве А.А., Бонатти Э.	ГИН/ИМГ	10 с.ш.	"ПРИМАР"	МЭ, НСП, драги, трубка, магнитометр, МС

Примечания. В 4-ом и 8-ом рейсах проводились работы в районе хр. Барракуда и в Карибском регионе. ИМГ – Институт Морской геологии, Болонья (Италия); МЭ – многолучевой эхолот, НСП – непрерывное сейсмическое профилирование, АДСС – донные станции, МС – многоканальное сейсмопрофилирование разных типов. Руководители проектов: "Литос", "Глубинные геосферы" – Ю.М. Пушаровский, "Седимент" – П.П. Тимофеев, "Тетис" – Л.В. Дмитриев, "ПРИМАР" – Э. Бонатти (PRIMAR – Project Russian Italian Mid Atlantic Ridge). АПИ – Антарктическая программа Италии.

Страхов” стали разработка и испытание новых типов аппаратуры, методов, усовершенствование существующих образцов техники. Очень кратко рассмотрим только некоторые из них.

Многолучевые эхолоты были созданы чуть более 20 лет тому назад и привели к принципиально новому этапу изучения Мирового океана. Нис “Академик Николай Страхов” было одним из первых судов России, оснащенных многолучевым эхолотом ECHOS-625. В СССР практически отсутствовал опыт работы с аппаратурой подобного типа и в ходе экспедиционных исследований ГИНа пришлось решать многочисленные проблемы в области сбора (например, определение оптимальных расстояний между галсами) и обработки получаемой информации.

Непрерывное сейсмопрофилирование (НСП) применялось в восьми рейсах нис “Академик Николай Страхов” и при этом была собрана информация как в аналоговой, так и цифровой формах о строении осадочного чехла на протяжении около 74 500 миль. Такие результаты стали возможными благодаря огромной работе по техническому обслуживанию аппаратуры НСП, значительная часть которой существенно была изготовлена (или) модернизирована (такелаж, пушки, вакуумные амортизаторы косы, вакуумная коса) сотрудниками ГИН РАН. Неотъемлемой частью работ стали новые разработки, часть из которых получила авторские свидетельства СССР и патенты России.

Драгирование было одним из методов, который постоянно применялся из рейса в рейс. В Атлантическом океане трубками, драгами были проведены работы при участии сотрудников ГИНа на 764 станциях (рис. 2), из них 718 – на нис “Академик Николай Страхов” (628 драгировок, 26 драг потеряно, 98 – без коренных пород) в диапазоне глубин от 20 до 5300 м при различных погодных условиях от полного штиля до штормовых условий (ветер до 25 м/с). Всего поднято около 6900 кг коренных пород. Основная часть драгирования была проведена в Центральной Атлантике (рис. 3). Эмпирическим путем были отработаны методы драгирования крутых и пологих склонов, невысоких уступов и гор (100–200 м) на глубинах в 400–5500 м, драгирование против и по ветру, при сильном дрейфе, прием драги при захлестывании кормы волнами и некоторые другие. Для более точного прослеживания процесса драгирования была разработана совместно с итальянскими специалистами компьютерная программа, которая в течение всей драгировки показывает напряжение на тросе (в кН) и имеет систему сигнализации при критических ситуациях. Важно, что в течение многих лет были отлажены совместные действия научного состава и экипажа, что имеет большое значение при сильных зацепах и аварийных ситуациях.

В рейсах нис “Академик Николай Страхов” использовалась не только аппаратура ГИН РАН (НСП, термоградиентограф, термозонды, трубки, “Розетт”, драги, “Волна-48”), но и техника различных отечественных и иностранных организаций Краснодар, Москвы и Италии (Институт Морской геологии, Болонья) (МОВ ОГТ), Геленджика (ШГСП МОВ), Московского государственного университета (гравиметрия), Гамбурга (гравиметрия, донные станции), Института земного магнетизма (ИЗМИ РАН) (магнитотеллурическое зондирование, магнитометрия), Болоньи (магнитометрия), Нижегородского политехнического института и Акустического института (АКИН) (некоторые компоненты аппаратуры НСП) и др. Подчеркнем, что некоторые типы оборудования, различные компоненты и узлы, методики испытывались во время рейсов впервые (например, магнитотеллурическое зондирование в открытом океане). Огромную роль для успешного получения данных сыграла кооперация в области вычислительной техники с европейскими странами (Германия, Италия) и Израилем.

В рейсах, организованных Геологическим институтом РАН, работали специалисты различных профилей из Санкт-Петербурга, Краснодар, Геленджика, Новосибирска, Нижнего Новгорода, Екатеринбурга, из академических (Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского; Институт геологии месторожде-

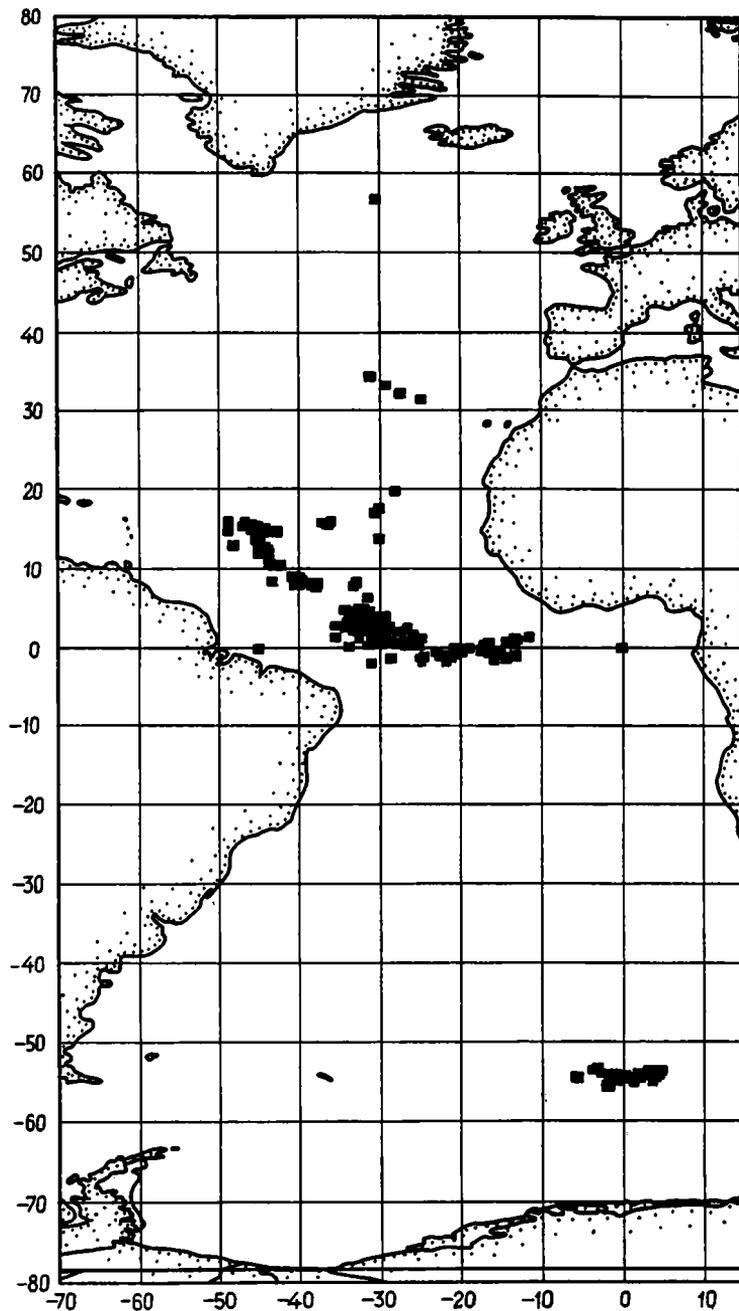


Рис. 2. Станции опробования дна Атлантического океана, выполненные сотрудниками ГИН РАН на нис "Академик Николай Страхов" или с их участием на нис "Геленджик"

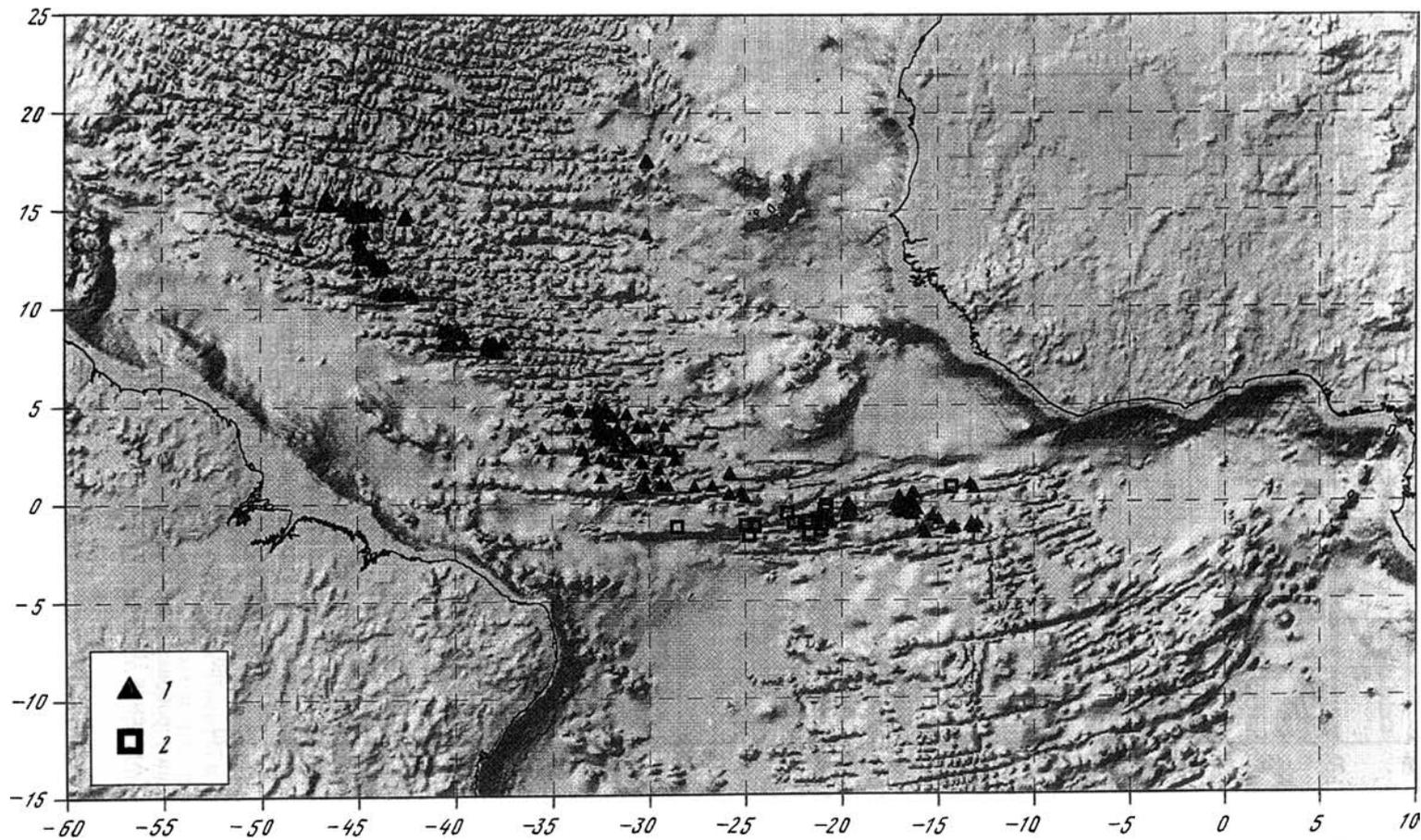


Рис. 3. Карта расположения станций опробования сотрудниками ГИН РАН на судах “Академик Николай Страхов” (1) и “Геленджик” (2)

ний; Институт литосферы; Институт океанологии; Институт физики Земли) и неакадемических (АКИН, Всероссийский институт экономики минерального сырья, МГУ, Московский геолого-разведочный институт) организаций Москвы. Еще более широка география контактов при послерейсовой обработке материалов.

Неотъемлемой частью работы на борту нис “Академик Николай Страхов” было также сотрудничество ГИНа РАН с иностранными учеными из Бразилии, Великобритании, Израила, Испании, Италии (Неаполь, Триест), Канады, Кипра, Мальты, Мексики, Марокко, Сирии, США, Финляндии, ФРГ, Хорватии, Швеции, которые участвовали в экспедиционных работах 108 раз. Особую роль в жизни судна сыграли тесные научные и научно-технические и научно-организационные контакты с итальянским Институтом Морской геологии (Istituto Geologia Marina, CNR, Bologna) (директор – иностранный член РАН, профессор Энрико Бонатти).

Подчеркнем, что за время исследований на борту нис “Академик Николай Страхов” сложился высококвалифицированный экипаж (капитаны – см. табл.), который хорошо понимает и помогает решать проблемы научного состава. Хорошим показателем работы представляется низкая текучесть кадров. Большую роль при подготовке рейсов сыграл начальник группы морских работ ГИНа В.И. Паршин, а в последнее время – старший научный сотрудник Н.Н. Турко.

Тесное общение специалистов разных организаций и стран позволяло взаимно укреплять или пополнять знания в самых разных областях науки, техники, методики океанских исследований, обработки информации, повышать уровень знания иностранных языков. В течение многих экспедиций, благодаря участию в рейсах иностранных специалистов, для россиян открывались возможности ознакомления и работы с такой современной компьютерной техникой, как рабочие станции VAX, SUN, разнообразной периферией, математическими программами, а также с новыми типами магнитометров, гравиметров, источниками акустической энергии, различными материалами, приспособлениями, специальными антикоррозионными, смазочными и другими веществами, оргтехникой. Видимо, не будет преувеличением сказать, что за тринадцать лет была сформирована особая школа морской геологии, которая воспитала коллектив специалистов – “страховцев”.

Сейчас нис “Академик Николай Страхов” прошел серьезное переоборудование – установлен новейший многолучевой эхолот SEAMRAD, а также ряд других приборов и аппаратуры. Все это позволяет надеяться на дальнейшую плодотворную деятельность по изучению дна Мирового океана российскими специалистами.

Материалы, собранные во время исследований Геологического института РАН, легли в основу многочисленных статей и монографий (см. Прил.). Новейшие результаты, полученные в результате обработки данных, публикуются в настоящем сборнике.

Наконец отметим, что планомерные съемки разломов на $2^{\circ}40'$, 4° , $8^{\circ}50'$ с.ш., проведенные нис “Академик Николай Страхов”, позволили утвердить за ними название через Межправительственную океанографическую комиссию Подкомиссию ГЕБКО по географическим названиям подводного рельефа как разломы Св. Петра, Страхова и Архангельского соответственно. Кроме этого, были предложены (и утверждены той же комиссией) названия для целого ряда открытых подводных гор – Меннера, Белоусова, Надежда, Ферсмана. Одна из гор, открытая во время 9-го рейса ($7^{\circ}49,1'$ с.ш. – $37^{\circ}45,15'$ з.д.) получила имя Александра Вольдемаровича Пейве.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант 97-05-65359).

МОНОГРАФИИ, ОСНОВАННЫЕ НА РЕЗУЛЬТАТАХ ЭКСПЕДИЦИЙ НИС “АКАДЕМИК НИКОЛАЙ СТРАХОВ”

- Вулканические поднятия и глубоководные осадки востока Центральной Атлантики. М.: Наука, 1989. 247 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 436).
- Строение зоны разлома Долдрам: Центральная Атлантика. М.: Наука, 1989. 224 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 459).
- Строение зоны разлома Зеленого Мыса (Центральная Атлантика). М.: Наука, 1989. 199 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 439).
- Строение осадочного чехла Центральной Атлантики. М.: Наука, 1989. 144 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 449).
- Гидротермальная активность и осадочный процесс в Карибско-Мексиканском регионе. М.: Наука, 1990. 192 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 448).
- Пушаровский Ю.М.* Тектоника Атлантики с элементами нелинейной геодинамики. М.: Наука, 1994. 84 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 481).
- Geological structure of the Northeastern Mediterranean (Cruise 5 of the research vessel “Akademik Nikolaj Strakhov” / Ed. V.A. Krashennnikov, J.K. Hall. Jerusalem: Historical Production-Hall, 1994. 396 p.
- Пушаровский Ю.М., Пейве А.А., Разницин Ю.Н., Базилевская Е.С.* Разломные зоны Центральной Атлантики. М.: ГЕОС, 1995. 164 с. (Тр. ГИН; Вып. 495).
- Equatorial segment of the Mid-Atlantic Ridge: (Initial results of the geological and geophysical investigations under the EQUARIDGE Program, cruises of r/v “Akademik Nikolaj Strakhov: in 1987, 1990, 1991). P.: UNESCO, 1996. 122 p. (10C Techn. Ser., N 46).
- Экваториальный сегмент Срединно-Атлантического хребта: Прил. к монографии “Экваториальный сегмент Срединно-Атлантического хребта” / МОК ЮНЕСКО, ГЕОХИ РАН. М.: АТКАР; ПКО “Картография”, 1997.
- Мазарович А.О.* Геологическое строение Центральной Атлантики: Разломы, вулканические сооружения и деформации океанского дна: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1998. 36 с.

ЛИТЕРАТУРА

- Геология дна Филиппинского моря. М.: Наука, 1980. 261 с.
- Ледерман Л.М.* Ценность фундаментальной науки // В мире науки. 1985. № 1. С. 4–13.
- Мазарович А.О., Разницин Ю.Н., Сазонов Л.В.* Одиннадцать лет нис “Академик Николай Страхов” // История Отечественной океанологии: Тез. докл. Междунар. конф. Калининград, 1996. С. 125.
- Пейве А.В.* Тектоника и магматизм // Избр. тр.: Глубинные разломы и их роль в строении и развитии земной коры. М.: Наука, 1990а. С. 173–190.
- Пейве А.В.* Разломы и тектонические движения // Там же. 1990б. С. 283–298.
- Пейве А.В.* Тектоника Срединно-Атлантического хребта // Избр. тр.: Эволюция земной коры и мобилизм. М.: Наука, 1991. С. 93–107.
- Суворов А.И.* История мобилизма в геотектонике. М.: Наука, 1994. 224 с.

ТРОЙНОЕ СОЧЛЕНЕНИЕ БУВЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И ЭВОЛЮЦИИ

А.А. Пейве*, Н.Н. Турко*, С.Г. Сколотнев*, Н.М. Суцевская**,
М. Лиджи***, П. Фабретти***, А.О. Мазарович*,
С.Ю. Соколов*, Д.А. Гилод****

*Геологический институт РАН,

**Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН,

***Институт Морской геологии (г. Болонья, Италия),

****Геологический факультет МГУ

ВВЕДЕНИЕ

Изучение тройного сочленения Буве (ТСБ) – области взаимодействия трех литосферных плит (Американской, Африканской и Антарктической) – проводилось в соответствии с итальянской национальной программой исследования Антарктиды (проект “Периантарктические котловины”) и российским национальным проектом “Тектоносферы” в двух рейсах: российско-итальянском (18-й рейс нис “Академик Николай Страхов”, 1994 г.) и итальянском, с участием российских ученых (нис “Геленджик”, 1996 г.).

Ранее в районе проводились мелкомасштабные геолого-геофизические работы [Sclater et al., 1976] и драгировки отдельных структур [Le Roex et al., 1983, 1985, 1987; Dickey et al., 1977; Dick et al., 1984]. В 18-м рейсе нис “Академик Николай Страхов” в 1994 г. детально изучались структуры Срединно-Атлантического хребта (САХ), северной части хр. Шписс, а также сегмента Африкано-Антарктического хребта (АФАХ) между разломами Буве и Мошеш [Пейве и др., 1994, 1995; Мазарович и др., 1995; Пушаровский, 1998]. В 1995 г. английскими исследователями с помощью сонара бокового обзора изучалась область ТСБ и хр. Шписс [Mitchell, Livermore, 1998].

Дополнительный фактический материал был получен на нис “Геленджик” в 1996 г. при детальном картировании многолучевым эхолотом “Симрад EM-12S”, гравиметрической и магнитной съемке, а также в результате драгирования на 17-ти станциях [Ligi et al., 1997; Saggara et al., 1997] (рис. 1, 2). Помимо измерения глубин, многолучевой эхолот “Симрад” позволяет вести сбор данных по интенсивности отраженного сигнала, т.е. работает и как сонар бокового обзора. Анализ полученного материала позволяет отметить ряд морфоструктурных и вещественных особенностей, а также высказать некоторые соображения о тектоническом строении и эволюции региона.

МОРФОСТРУКТУРА ДНА

Сложный рельеф области тройного сочленения обусловлен наложением структур трех срединно-океанских хребтов: Срединно-Атлантического (САХ), Американо-Антарктического (АМАХ) и Африкано-Антарктического (АФАХ) (рис. 3). В результате проведенных нами исследований могут быть выделены три основные морфоструктурные провинции: а) структуры САХ (рифтовая зона и фланги); б) структуры АФАХ и район их сочленения с САХ (хр. Шписс, разлом Буве, восточная зона дислокаций, структуры палеосочленения); в) структуры АМАХ и район их сочленения с САХ (разлом Конрад, рифтовая долина, Граничный прогиб, структуры палеосочленения).

Структуры САХ представлены тремя сегментами рифтовой долины между $53^{\circ}20'$ и $54^{\circ}55'$ ю.ш. и параллельными им грядами и депрессиями ССЗ простирания (см. рис. 1 и 3).

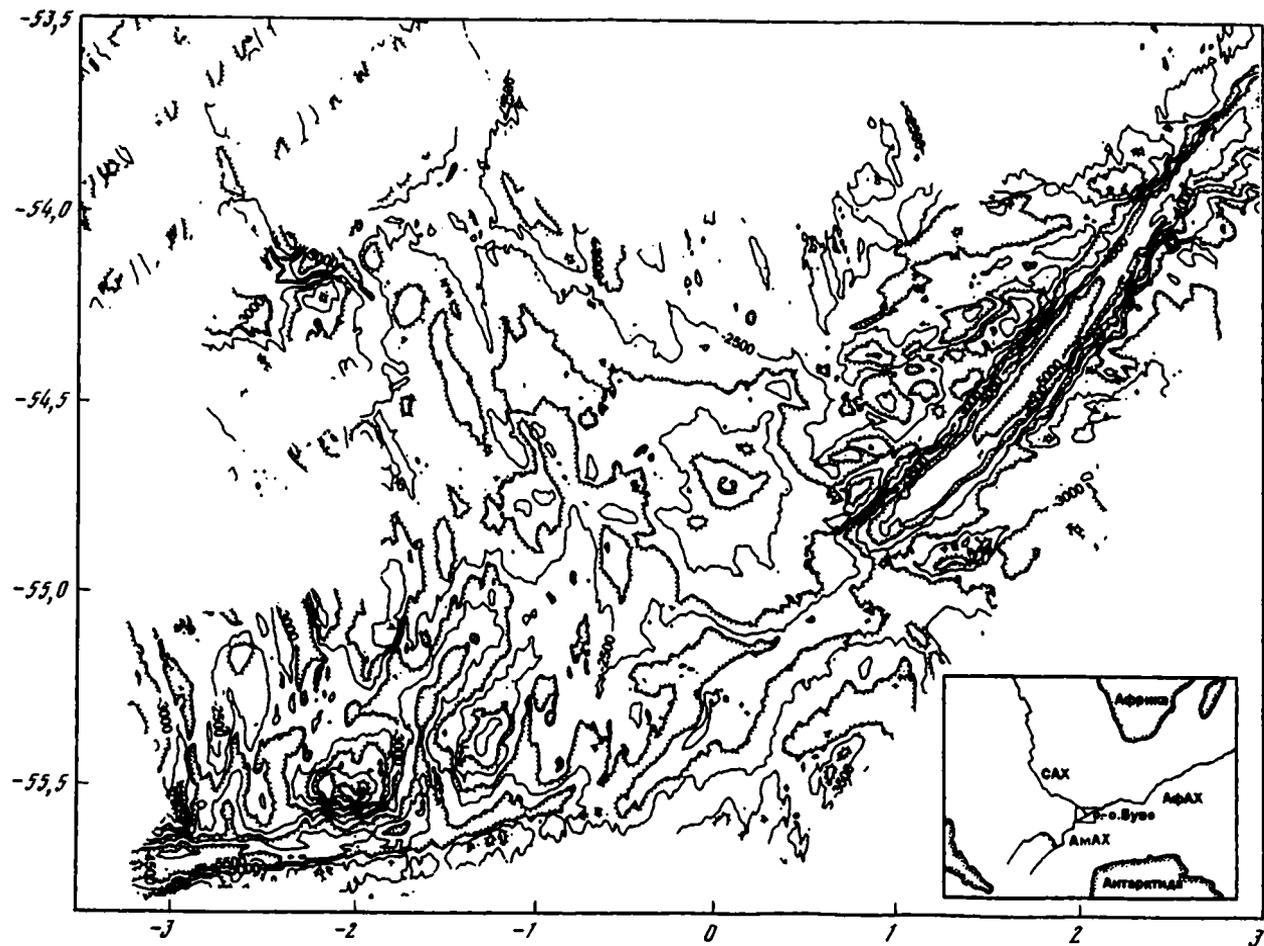


Рис. 1. Карта рельефа дна района ТСБ

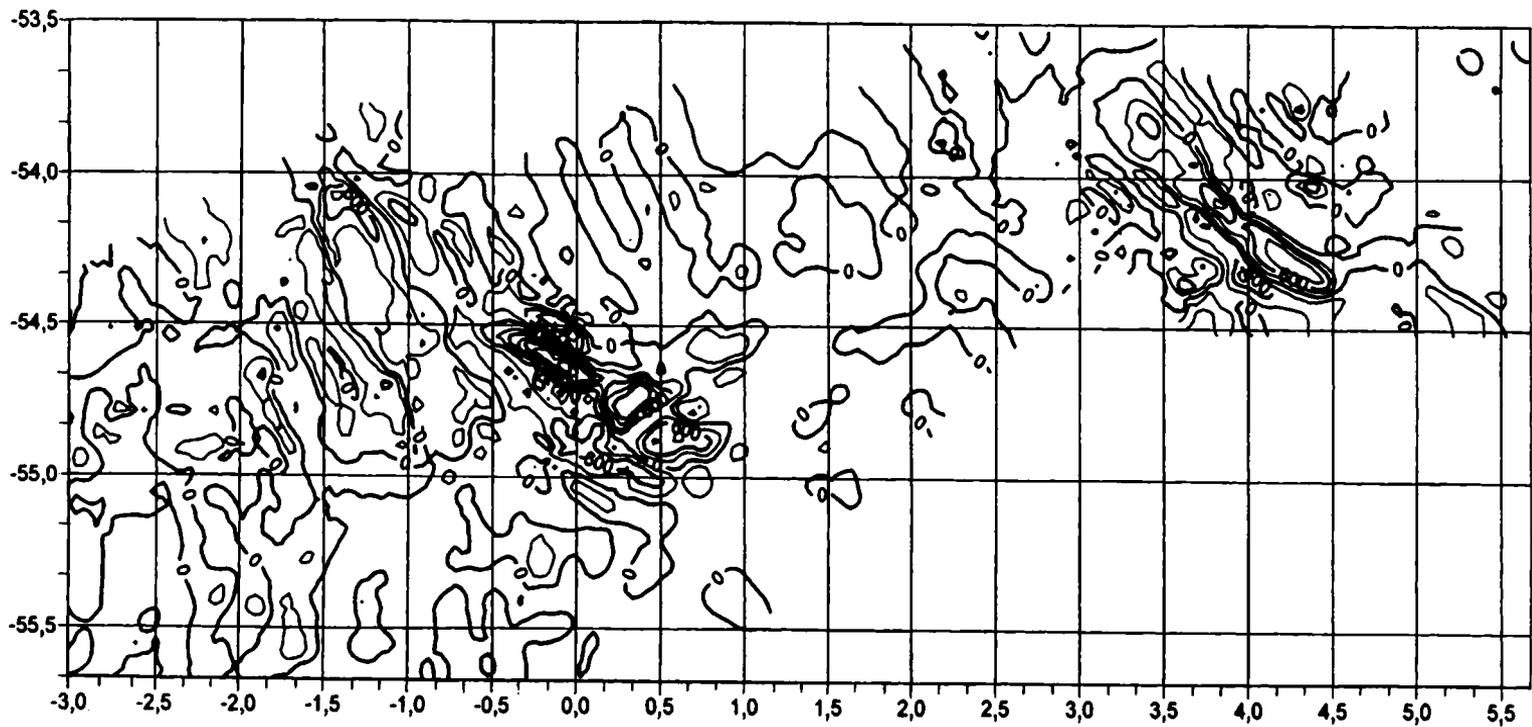


Рис. 2. Карта аномального магнитного поля района ТСБ

Центральный сегмент рифтовой долины ограничивает с запада изометричный массив, представляющий собой окончание хр. Шписс.

Южный сегмент представляет собой впадину шириной около 5 миль, ограниченную крутыми склонами. Он отделен порогом высотой около 300 м от отрезка рифтовой долины меридионального простиранья; последний углубляется к югу и отделяется от структур Граничного прогиба, имеющих СВ простиранье, серией субмеридиональных порогов. Другой порог с расположенным на нем конусовидным поднятием отделяет южный сегмент рифтовой долины от депрессии ВЮВ простиранья, которая прослеживается до подножия хр. Шписс. Именно этот район схождения трех депрессий (САХ, депрессии ВЮВ простиранья и Граничный прогиб) предполагался точкой тройного сочленения [Sclater et al., 1976]. Наши работы [Пейве и др., 1995] показали, что ТСБ не может быть аппроксимировано одной точкой, а представляет собой обширную область взаимовлияния различных структур в пространстве и времени. Кора, образованная в САХ, характеризуется достаточно закономерным чередованием линейных магнитных аномалий, которые в западном направлении прослежены нами до хроны СЗВп [Ligi et al., 1998], что соответствует возрасту около 7 млн лет [Cande, Kent, 1995]. К западу от оси САХ аномалии идентифицируются гораздо менее уверенно практически только до хроны С2Аг.

Область сочленения САХ–АФАХ включает хр. Шписс, разлом Буве, восточную зону дислокаций, структуры палеосочленения САХ/Шписс–АФАХ.

Хр. Шписс шириной до 55 км ограничен крутыми ступенчатыми склонами высотой от 900 до 1400 м. Вершинная поверхность хребта лежит на глубинах 1400–1700 м, понижаясь к югу до 2000 м. В его центральной части была открыта и обследована крупная вулканическая постройка размером более 15 км в диаметре, слегка вытянутая в ВЮВ направлении. Подножие подводного вулкана лежит на глубинах 1200–1400 м, в центре находится кальдера размером 1×2,5 км с глубинами 800–900 м. Глубины над краем кальдеры менее 400 м, размеры по внешнему краю примерно 4×5 км. На дне кальдеры отмечаются уступ ВСВ простиранья и нескольких мелких вулканических конусов.

Помимо вулкана, занимающего центральную часть хребта, к юго-западу и северо-востоку от него на расстоянии около 4 км находятся два поднятия размером примерно 7×13 км, относительной высотой соответственно выше 400 и 200 м. Они имеют асимметричный профиль с более крутыми склонами, обращенными к центральной вулканической постройке. К северо-западу от последней протягиваются гряды высотой 200–300 м. Они, как правило, имеют крутые склоны, сильно расчлененную поверхность и представляют собой лавовые потоки и вулканические гряды. Анализ данных сонара бокового обзора показал, что потоки залили желоб Буве, обтекая поднятие (трансверсивный хребет) на его северном борту. В южной части хребта вулканические гряды и потоки меняют простиранье с меридионального на субширотное. Для хр. Шписс характерно также множество конусовидных поднятий, представляющих собой, по-видимому, небольшие вулканы. Часть их образует цепочку СВ простиранья между 00°45' и 00°25' з.д., где по магнитным данным (смещение линейных магнитных аномалий), возможно, проходит разлом. Осевая часть хребта отличается исключительно высокими значениями аномального магнитного поля, существенно превышая таковые в пределах рифтовой долины САХ, что, видимо, связано с интенсивным современным вулканизмом в пределах этой структуры. Эта поло-

←
Рис. 3. Схема районирования и положение станций драгирования в районе ТСБ

1 – разломные зоны; 2 – Граничный прогиб; 3 – рифтовые долины; 4 – поднятия и хребты; 5 – тектонические эскарпы; 6 – преобладающие простиранья структур; 7 – граница восточной зоны дислокаций; 8 – структуры САХ; 9 – восточная зона дислокаций; 10 – область сочленения САХ и АФАХ и структуры АФАХ; 11 – структуры АМАХ; 12 – направления спрединга; 13–15 – станции драгирования; 13 – ранее опубликованные данные, 14 – 18-й рейс нис “Академик Николай Стрaхов” 1994 г., 15 – нис “Геленджик” 1996 г.

жительная аномалия обрамляется V-образно сходящимися отрицательными аномалиями, что, возможно, свидетельствует о проградации северо-западного окончания хр. Шписс. В юго-западной части хребта вплоть до его подножия может быть выделена еще одна хрона (С2п), простираение которой соответствует таковому хр. Шписс. Таким образом, можно допустить, что возраст этого хребта не древнее 2 млн лет.

Восточная область дислокаций, впервые выявленная по материалам наших работ, находится к северу от желоба Буве, между ним и структурами САХ (рис. 4). Граница между структурами САХ и зоной дислокаций прослеживается в виде протяженных эскарпов высотой 200–400 м (иногда до 600 м), резко обрезающих грядовой рельеф ЮВ простираения (азимут 150°). Эскарпы прослеживаются от северо-восточного подножия хр. Шписс и имеют СВ простираение, совпадающее с простираением желоба Буве. От 0°15' з.д. на восток, вплоть до сочленения разлома Буве с рифтом вблизи о-ва Буве, граница имеет субширотное простираение.

В зоне дислокаций отмечаются два преобладающих направления: субширотное и ВСВ. Рельеф представлен крутосклонными поднятиями, часто имеющими в плане форму вытянутого треугольника и разделяющими их цепочками депрессий. На дне депрессий отмечаются уступы, ограничивающие более глубокие их части, с разницей в глубинах в 300–400 м. Как правило, эти более глубокие части приурочены к южным подножиям поднятий. В северной части зоны дислокаций, как видно из данных сонара бокового обзора, прослеживаются короткие линеаменты, имеющие ЮВ простираение, аналогичное таковому структур САХ. По направлению к востоку их количество увеличивается. У края желоба субширотные поднятия более высокие и образуют прерывистый хребет вдоль желоба Буве.

Линеаменты ВСВ простираения разделяют поднятия на краю желоба и прослеживаются на его северном склоне в виде ложбин и ступеней; на южном склоне желоба они – с 55° до 54°25' ю.ш. Далее к северо-востоку как в области деформаций, так и на южном борту желоба прослеживаются субширотные простираения. В этой полосе субширотных простираений находятся ступени на северном склоне поднятия о-ва Буве, а также обследованное в 18-м рейсе нис “Академик Николай Страхов” так называемое нарушение Мошеш, состоящее из двух депрессий субширотного простираения [Мазарович и др., 1995]. Севернее 53°50' ю.ш. субширотные простираения отмечены только в непосредственной близости от желоба Буве, в частности, ограничивая его с севера. К западу от зоны деформаций субширотное простираение имеет склон хр. Шписс. В зоне деформаций есть несколько магнитных аномалий, имеющих субширотное простираение. Провести их идентификацию представляется невозможным. Видимо, часть из них связана с ареальной вулканической активностью в зоне между вулканическим о-вом Буве и хр. Шписс.

Желоб разлома Буве длиной около 100 миль протягивается от юго-восточного подножия хр. Шписс до рифтовой долины к северу от о-ва Буве. Глубина желоба увеличивается по простираению от краев (4400 м) к центру (5200 м). Дно плоское, шириной до 13 км. В его северной части отмечается медианный хребет.

Южный борт желоба достигает высоты 1800–2800 м. У его края на выровненной поверхности с глубинами 2800–3000 м находится ряд поднятий относительной высотой от 600 до 1400 м. В северной части они имеют ЮВ простираение, ортогональное оси желоба, в центральной части – ВСВ. Разлом характеризуется слабоотрицательным спокойным магнитным полем.

К области налегосочленения САХ/Шписс–АфАХ нами отнесены структуры различных простираений в области между 0°15' з.д. и западным подножием хр. Шписс, а также к югу от желобов разломов Конрад и Буве.

Желоб Конрад оканчивается субширотным порогом на 0°15' з.д., севернее которого находится котловина с глубинами 3100–3300 м, которая относится нами к структурам сочленения САХ–АфАХ.

У южного подножия хр. Шписс находится широкая (до 4 миль) ступень с глубинами около 3000 м. Она прослеживается от 0°05' з.д. в виде ступени на южном скло-

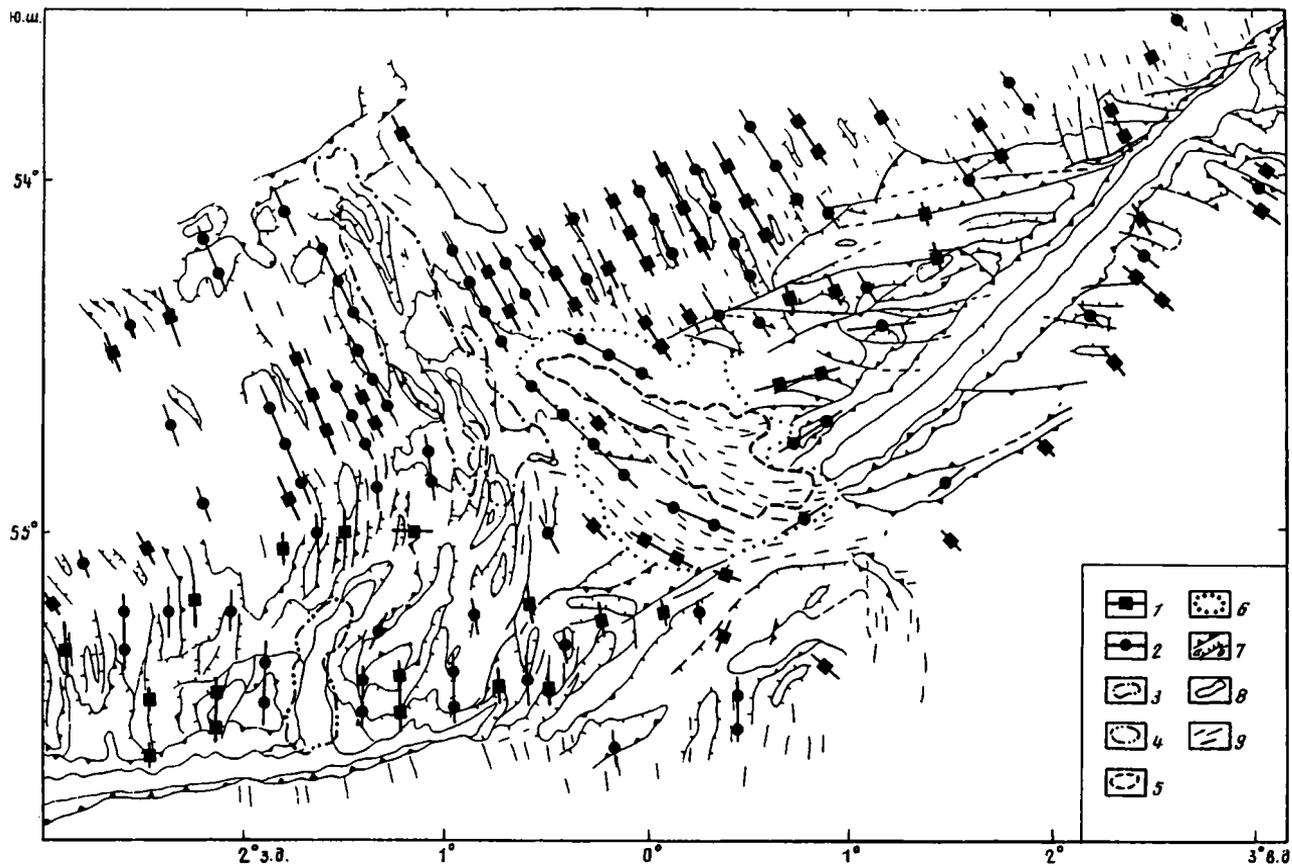


Рис. 4. Структурная схема ТСБ

1, 2 – оси магнитных аномалий: 1 – положительных, 2 – отрицательных; 3–5 – граница нулевой магнитной аномалии в пределах: 3 – САХ, 4 – АМАХ, 5 – хр. Шписс; 6 – область распространения базальтовых потоков хр. Шписс; 7, 8 – границы тектонических уступов: 7 – верхняя (а – крутых, б – пологих), 8 – нижняя; 9 – простирающиеся структуры

не трансверсивного хребта разлома Конрад. На этом участке отмечается ряд нарушений, по которым происходит смещение вершинной поверхности трансверсивного хребта, а также изменение его простирания. Простирание самого хребта северо-восточное и близко к таковому желоба Буве, а ступени – восток-северо-восточное. От этой ступени южный склон спускается к широкой депрессии того же простирания с глубинами около 3800 м. На участке смещения хребта эта депрессия, так же как и ее борта, расчленена меридиональными структурами, а глубины к востоку от 0°25' в.д. увеличиваются до 4100–4200 м.

На 1° в.д. ступень у подножия хр. Шписс ограничена депрессией ЮВ простирания, шириной около 10 миль. Депрессия лежит на продолжении хр. Шписс и ограничена с запада узким хребтом относительной высотой до 1000 м. На восточном борту депрессии и южном склоне желоба Буве находится поднятие ВСВ простирания высотой около 1200 м, на вершинной поверхности которого прослеживаются структуры СВ простирания. Другие поднятия на южном борту желоба Буве, как указано выше, также относятся к разным структурным планам.

Область структур АМАХ и район их сочленения с САХ включает рифтовую долину АМАХ, разлом Конрад, Граничный прогиб, структуры палеосочленения САХ–АМАХ (см. рис. 2). Ее границей с структурами САХ является линия смены простираний структур от юго-восточного, характерного для САХ, на меридиональное, характерное для АМАХ. Граница имеет азимут 225°.

Разлом Конрад выражен в рельефе субширотным желобом шириной до 4 миль, глубина которого увеличивается с востока на запад от 4000 до 5800 м. По морфологии как дна желоба, так и его обрамления в нем выделяется несколько участков. На западном из них, к западу от 2°30' з.д., желоб разделен медианным хребтом относительной высотой 600–700 м на северную и южную депрессии с глубинами 5800 и 5600 м соответственно. Примерно на 2°30' з.д. северная депрессия выклинивается, так как хребет приклоняется к северному борту желоба, а южная депрессия ограничена по простиранию двумя уступами высотой 300–400 м.

От 2°30' до 1°35' з.д. средняя глубина желоба 4800–4900 м. Медианный хребет протягивается через желоб от северного к южному борту, в результате чего южная депрессия выклинивается на 2° з.д. Северная депрессия протягивается до 1°50' з.д., где глубина ее уменьшается до 4500 м, и обрывается склоном нодальной впадины с глубинами свыше 5200 м. Нодальная впадина больше вытянута вдоль желоба, чем в пределы современной рифтовой долины.

Между 1°34' и 0°50' з.д. глубины в желобе 4200–4400 м, профиль его асимметричный, с более крутым южным склоном. Желоб пересечен порогом высотой свыше 300 м на 1° з.д. и ограничен крутым склоном СВ простирания, высотой около 300 м.

Крутой южный борт разбит уступами субмеридионального простирания на отдельные ступени. Высота южного трансверсивного хребта увеличивается к востоку от 3500 до 3000 м. Ширина вершинной поверхности соответственно уменьшается от до 5 км, а простирание гряд на ней меняется от участка к участку. На западе оно северо-восточное, на следующем участке – субмеридиональное, а к востоку от 1°34' з.д. – ЮЮВ, ортогонально к желобу, который также несколько меняет свое простирание.

Высота северного борта желоба, верхняя бровка которого находится на глубине 3500–3700 м на западе и 3300–3400 м на востоке, меняется в соответствии с глубиной желоба. На западном участке он наиболее крутой, в центральной части – крутой и ступенчатый, к востоку от пересечения с рифтовой долиной (1°37' з.д.) – относительно пологий. На последнем участке, в отличие от субширотного простирания самого желоба, его северный склон образует два отрезка СВ простирания, отграничивающие поднятия северного борта. Разделяющий их более пологий склон СЗ простирания соответствует выходу к желобу широкой (свыше 9 км) субмеридиональной депрессии.

Севернее желоба Конрад преобладают гряды и депрессии субмеридионального простираания. На западном отрезке желоба к нему выходят две широких депрессии, из которых восточная почти на 500 м глубже западной. Днища депрессий прослеживаются на север, постепенно повышаясь до глубин 3000 м, где замыкаются порогами СВ простираания. Депрессии разделены и ограничены асимметричными (с более крутым восточным склоном) грядами относительной высотой до 1300 м. Продолжения этих структур прослеживаются и севернее, за порогами, причем простираания меняются на параллельные оси САХ.

Внутреннее угловое поднятие возвышается над отрезком желоба между $2^{\circ}20'$ и $1^{\circ}45'$ з.д. Размеры поднятия примерно 29×36 км, относительная высота его над дном желоба более 4000 м, южный склон более крутой. В строении вершинной поверхности выделяются два блока, западный из которых представлен изометричным поднятием, а восточный – грядами СЗ простираания. С севера поднятие ограничено широкой ложбиной ВСВ простираания, разделенной порогами и грядами СВ и ССВ простирааний на отдельные депрессии.

Рифтовая долина, которая протягивается в меридиональном направлении примерно по $1^{\circ}37'$ з.д. ограничивает угловое поднятие с востока. Ширина долины с юга на север уменьшается от 7 до 2 км, а глубины – от 4600 до 4100 м. Борты долины образованы серией уступов, нижний из которых, по $1^{\circ}34'$ з.д., прослеживается через желоб и в виде глубокой субмеридиональной депрессии – на южном борту желоба.

Внешнее угловое поднятие к востоку от рифтовой долины изометричной формы с глубиной над вершиной около 1000 м. Средняя глубина его вершинной поверхности 1500–1600 м. У его южного края и на западном склоне находятся поднятия относительной высотой 400–600 м. Далее прослеживаются несколько впадин и небольших поднятий. Отчетливые линейные магнитные аномалии 175° ориентировки прослеживаются вплоть до С2п. Далее они становятся трудно диагностируемыми. Аномалии до 2 млн лет попадают на структуры угловых поднятий. Более древние отрицательные магнитные аномалии пространственно совпадают со впадинами. Восточнее углового поднятия простираание впадин отклоняется от меридионального до 185° . Далее на север они утыкаются в современные рифтовые структуры САХ.

Северо-западный склон внешнего углового поднятия является юго-восточным склоном *Граничного прогиба*. Эта депрессия с широким дном, глубиной до 4200 м, протягивается ортогонально структурам САХ от окончания рифтовой долины АМАХ на северо-восток. Его крутые склоны осложнены уступами. На северо-западном борту их простираание меняется от меридионального до северо-западного. Уступы вместе с лежащими на их продолжении по простираанию депрессиями в пределах САХ образуют рисунок, характерный для оперяющей системы левостороннего сдвига [Пейве и др., 1995]. С северо-востока депрессия ограничена крутым склоном, однако, на ее СВ продолжении до сочленения с рифтовой долиной САХ прослеживается прогиб того же простираания, дно которого лежит на глубинах до 3000 м, т.е. на 1200 м выше, чем в Граничном прогибе.

К области палеосочленения САХ–АМАХ нами отнесен восточный отрезок желоба Конрад СВ простираания между $0^{\circ}50'$ и $0^{\circ}15'$ з.д. вместе с меридиональной депрессией шириной около 30 км (к востоку от углового поднятия). Депрессия постепенно сужается к северу, а глубины в ней уменьшаются от 3300 до 3000 м. К северу от нее к рифтовой долине САХ протягивается цепочка субмеридиональных депрессий. Возможно, эти депрессии ранее являлись рифтовой долиной АМАХ. Провести однозначную идентификацию магнитных аномалий, образованных в пределах АМАХ, достаточно сложно. Более менее уверенно выделяются хроны вплоть до С2г. Далее на восток, возможно, имеются хроны вплоть до С3Ап (6,5 млн лет). Северное обрамление желоба в его самой восточной части представлено грядами и ложбинами с амплитудой рельефа 600–800 м, также изгибающимися к северу. Они отделены субширотной депрессией от выровненной поверхности у подножия

хр. Шписс, двумя ступенями погружающейся к югу. Уступ, разделяющий эти ступени, и находящийся на верхней из них выступ хр. Шписс имеют СВ простираения, соответствующие таковому разлому Буве, и условно относятся нами к структурам палеосочленения САХ–АФАХ.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ПОРОД

Структуры САХ. По данным [Le Roex et al., 1987; Dickey et al., 1977; Пейве и др., 1994, 1995], в пределах южного окончания САХ можно выделить три перекрывающихся рифтовых сегмента (рис. 5). Детальное опробование показало, что в южном сегменте преобладают плагиоклаз-оливиновые мелкопорфировые, в центральном – оливиновые микропорфировые, в северном явно доминируют крупнопорфировые, в основном плагиоклазовые с резко подчиненной ролью оливина, базальты. Несколько севернее среди них описаны и пикритовые разности [Le Roex et al., 1987]. Пористые афировые базальты в небольшом количестве были подняты в южном сегменте рифта САХ (ст. S1848).

Характер изменения данных базальтов типичен для океанических толеитов. Закалочное стекло в той или иной мере, в зависимости от времени экспонирования образца на морском дне, палагонитизировано. В относительно крупных фрагментах пиллоу можно видеть, как вдоль трещин контракции, в зоне так называемого темного гало, в порах в незначительных количествах развиты кристаллиты глауконита и гидроокислов железа, являющихся продуктами постэруптивного подводного процесса. В более измененных разностях встречены смектиты и гидроокислы железа, замещающие оливин и заполняющие поры в объеме всего образца и характеризующие стадию диагенетических преобразований базальтов.

На флангах САХ встречаются и более измененные породы. Наиболее распространенным вторичным минералом в них является хлорит, развивающийся вместе с кварцем, амфиболом, цеолитами, иногда сульфидами, пиритом, халькопиритом, бонитом и др. Эта минеральная ассоциация характеризует относительно высоко-температурные гидротермальные преобразования. Учтявая, что данные базальты часто тектонизированы, разбиты трещинами кливажа, наиболее вероятно, они были выведены к поверхности с более низких горизонтов океанической коры в результате тектонических движений. Наиболее сильно тектонизированные и более глубинные породы (дайковый комплекс) подняты на западном фланге (ст. S1857).

По данным изучения закалочных стекол [Simonov et al., 1996; Le Roex et al., 1987], магматизм, формирующийся в южной области САХ, относится главным образом к деплетированным толеитам типа TOP-2, широко развитым в пределах центральной и южной провинций САХ. Вместе с тем в отдельных станциях вблизи северного окончания хр. Шписс, где он ближе всего подходит к рифтовой долине САХ (ст. S1861, СН115-37), выявлены слабо обогащенные толеиты. Степень их обогащения по нормализованным $(K/Ti)_n$ отношениям достигает 1,7 (см. рис. 2). Надо отметить, что толеиты, драгированные на флангах (ст. S1857, S1866), также относительно обогащены. Данные вариаций $(K/Ti)_n$ по отношению к содержанию MgO показывают ограниченность дисперсии степени обогащения толеитовых расплавов САХ по сравнению с магмами прилегающих структур (АМАХ, АФАХ, хр. Шписс). Из диаграмм видно, что стекла южного окончания САХ имеют относительно небольшой разброс в степени дифференциации (вариации MgO 6–8,5%), что характерно в целом для центральной и южной частей рифтовой системы Атлантики. По содержанию $Na_2O(2,1–3,2)$ и $Fe_2O_3(8–11)$ они также достаточно стабильны и относятся к типу TOP-2.

Область сочленения САХ–АФАХ. Доминирующей структурой этой области является хр. Шписс. Проведенные новые драгировки в его пределах позволяют более полно воссоздать картину вулканизма. К числу главных особенностей вулканизма этого хребта относится широкое распространение афировых, реже O1-P1-

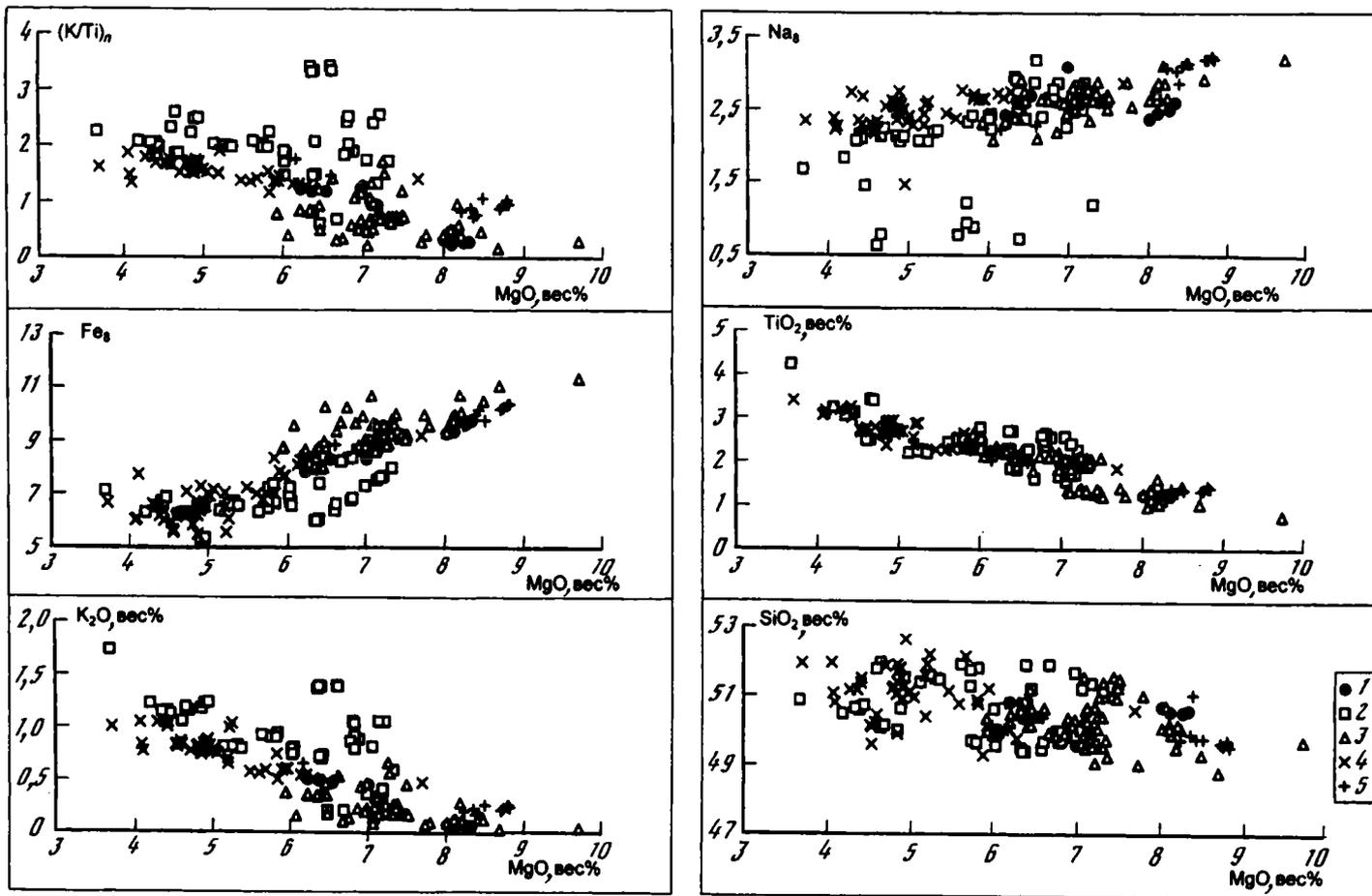


Рис. 5. Диаграммы составов закалочных стекол

1 - АМАХ; 2 - АФАХ; 3 - САХ, 4 - хр. Шписс; 5 - разлом Буве

порфировых и Срх-О1-Р1-порфировых пористых (10–30%) и сильно пористых (50–90%) базальтов (шлаков) и андезитов. Поры различного размера (от 0,2–0,5 мм до 10 мм) как округлые, так и вытянутые, причудливой формы. Пористые базальты слагают фрагменты как пиллоу, так и лавовых потоков. Пиллоу, как правило, уплощенные, с сохранившимися элементами текстуры потоков, отражающими его течение, с несколькими горизонтами закалочных зон, с крупными пустотами в приповерхностной части. Уплощенные фрагменты лавовых потоков, вероятно, характеризуют кровлевую часть потока мощностью 5–7 см. Верхняя стекловатая закалочная зона имеет “микрогрядовый” рельеф. Нижняя поверхность, напротив, образована очень сглаженными выпуклыми и вогнутыми формами, возникшими в результате того, что в лавовом потоке на этом уровне формировался горизонт крупных газовых полостей. Вытянутые поры в этих образцах располагаются субпараллельно поверхности потока, образуя флюидальную текстуру. Сильно пористые вулканиты слагают небольшие обломки угловатой, иногда причудливой формы. Среди них нередко встречаются витробазальты пемзовидного облика. В целом сильнопористые базальты, вплоть до шлаков, видимо, образуют насыпные вулканические конуса вблизи вулканического жерла. Некоторые из этих образцов при раскалывании издают запахи сероводорода.

Сильно пористые разности приурочены к обнаруженной и изученной кальдере в пределах хр. Шписс (ст. G9611, G9612). Пористые базальты, вероятно, также преобладают в пределах небольших побочных вулканических построек (ст. G9614, A11-107-34). К флангам хребта количество пористых образцов убывает, но в подчиненном количестве они продолжают встречаться. Надо отметить, что в целом пористые базальты широко развиты и в пределах подводных склонов о-ва Буве, а также в центральной части сегмента АфАХ напротив острова, где они составляют 80–90% базальтов. Касаясь особенностей их химического состава, надо подчеркнуть, что существенных отличий от непористых базальтов, по имеющимся данным, не обнаружено. В то же время в районе о-ва Буве лавы, с пористостью более 20%, сильнее дифференцированы. По-видимому, это отражает достаточно длительную дифференциацию магм, протекавшую в относительно долгоживущих очагах, а также характер их быстрого поступления на поверхность. Щелочные лавы, поднятые со склонов острова (ст. S1819), также являются пористыми. В целом магмы хр. Шписс отличаются относительная стабильность исходных составов и большая (более 60%) степень дифференциации расплавов [Le Roex et al., 1982]. Это хорошо видно из рис. 5. Средние значения $Na_8(2,2–2,8)$ в них достаточно стабильны и ниже, чем в базальтах юга САХ, что позволяет относить их к более глубинному типу TOP-1, выплавляемых на глубинах 25–45 км в ходе фракционного полибарического плавления мантии. Степень обогащения по $(K/Ti)_n$ отношению лежит в интервале 1,5–2, что отличает их от более обогащенного сегмента АфАХ вблизи о-ва Буве. Отличительная особенность расплавов хр. Шписс – повышенное содержание летучих, H_2O , достигающее в дифференцированных разностях 1–1,5% [Пушаровский и др., 1998].

Особенностью базальтов хр. Шписс, помимо их повышенной пористости, является характер их вторичных преобразований. Наряду с палагонитизацией стекла и отложением смектитов, аналогично базальтам САХ, в них нередко наблюдаются признаки высокотемпературного окисления, характеризующего этап постэруптивных преобразований, происходящих в сильно окислительных, возможно, субазеральных условиях. Окислы и гидроокислы железа в той или иной мере замещают титаномagnetит, иногда оливин и клинопироксен во всем объеме породы, придавая ей красный цвет. Имеет место опацификация оливина – выделение в нем тонкодисперсного magnetита, делающего его непрозрачным в проходящем свете. На стенках пор иногда выделяется тонкодисперсный полиминеральный агрегат желтого цвета, среди которого, вероятно, присутствуют диопсид и слюда. Структура основной массы части базальтов заметно отличается многочисленным выделением тонкодис-

персного магнетита. Последнее также свидетельствует об относительно окислительных условиях кристаллизации расплава. Характерной чертой этой группы базальтов является также чрезвычайное обилие расплавных включений во вкраплениях плагиоклаза.

Результаты опробования вулкана Шписс свидетельствуют о возможной связи пористости базальтов (но не шлаков) с глубиной излияния. Сильно пористые разности встречены в вершинной части вулкана, пористые – на вершинной части более глубоко расположенного побочного вулкана и непористые – с нижележащих участков склона вулкана.

В *восточной зоне дислокаций* в ходе рейса нис “Геленджик” (1996 г.) опробованы несколько самостоятельных субширотных поднятий (ст. G9616, G9618) и тектонический эскарп аналогичного простирания (ст. G9617).

На ст. G9616, характеризующей небольшое поднятие, слегка вытянутое параллельно хр. Шписс, получены пористые и сильно пористые базальты. При этом, если первые покрыты корочкой Fe-Mn окислов мощностью 0,5 см, то вторые лишены их. Вероятно, существовал временной интервал между формированием пористых и сильно пористых магм, так как, во-первых, сильно пористые базальты в противоположность пористым были лишены Fe-Mn корки, а во-вторых, в составе брекчии, сцементированной Fe-Mn материалом, встречены лишь измененные пористые базальты, иногда слегка окатанные.

На более южном субширотном вытянутом поднятии (ст. G9618) драгированы свежие базальты, с тонким налетом Fe-Mn окислов. Сравнительная молодость данной структуры, по-видимому, подтверждается и данными магнитной съемки. От хр. Шписс к этой структуре в восточном направлении протягивается положительная магнитная аномалия, аналогичная по амплитуде таковой центральной части хр. Шписс (см. рис. 2).

Если в качестве измерителя относительного возраста базальтов использовать мощность Fe-Mn корок, то самые молодые базальты встречены в осевой части хребта и в районе кальдеры вулкана Шписс. Структуры, удаленные от осевой части хребта к западу и востоку, а также основание вулкана Шписс сложены более древними базальтами, при этом, чем больше расстояние от оси хребта, тем древнее базальты. Это, как и данные магнитной съемки, свидетельствует о спрединговой природе хр. Шписс на ранних стадиях его образования и о последующем наложении на рифтовый вулканизм более позднего вулканизма центрального типа, который не ограничивается только осевой частью, на что указывают находки свежих базальтов к юго-востоку от хр. Шписс в зоне восточных дислокаций (ст. G9618).

Вероятно, пространственная локализация более позднего вулканизма определяется разрывными нарушениями субширотного простирания тектонической природы. В их пределах, кроме того, были подняты тектонизированные базальты с хлоритом (ст. G9617). Отсутствие Fe-Mn корок на последних свидетельствует об относительно молодом возрасте движений.

Драгировки *разлома Буве* в районе 54°20' ю.ш. в 18-м рейсе нис “Академик Николай Страхов” показали, что на южном борту разлома (ст. S1809–S1811), как и на северном [Dick et al., 1984] (ст. A107-35, 36, 39, 40) широко развиты сильно серпентинизированные перидотиты, преимущественно гарцбургиты. Измененные и/или метаморфизованные базальты, долериты и габбро также установлены в широком интервале глубин (ст. S1806–S1808, S1810). Часть из них, по всей видимости, представляет собой породы дайкового комплекса. Об этом свидетельствуют характерные для этих пород “горячие” контакты типа “дайка в дайке”, наблюдаемые непосредственно в поднятых образцах. Подобные породы, описанные под названием плагиоклаз-порфириновых диабазов [Le Roex et al., 1983], были подняты также на ст. A107-35, 36, 37, расположенных на северном борту разлома Буве вблизи его соединения с хр. Шписс. Большинство пород брекчировано и гидротермально изменено с развитием смектита, хлорита, сос-

сюрита, актинолита, пренита, эпидота (клиноцоизита), что свидетельствует об активных тектонических движениях в этом регионе, в результате которых эти породы оказались выведенными на поверхность дна.

Отличительная особенность вулканических пород, драгированных на склонах разлома Буве, – чрезвычайно разнообразие петрографических типов, хотя преобладают плагиоклаз-порфиновые базальты с подчиненным количеством микрофенокристов оливина и клинопироксена, которые были подняты практически на всех станциях, а также описаны ранее на ст. А107-35, 36, 37 [Le Roex et al., 1983].

Наряду с сильно измененными были подняты непористые базальты со свежим закалочным стеклом (ст. S1810). По составу это N-MORB с умеренными $(K/Ti)_n$ отношениями в стеклах (0,7–1,0), что существенно ниже, чем в лавах хр. Шписс. Они характеризуются высокими значениями Na_8 (около 3), аналогичными базальтам центрального рифтового сегмента САХ.

Пористые базальты встречаются в верхних частях обоих бортов разлома (ст. S1807, S1810), а также в пределах южного склона субширотного поднятия, находящегося на линии хр. Шписс–о-в Буве (ст. S1811).

В области палеосочленения САХ/Шписс–АфАХ опробованы следующие структуры: два поднятия в 15 км к югу от западной части разлома Буве меридионального (ст. G9623) и субширотного (ст. G9622) простирания; борта впадины на простирании разлома Буве в 50–70 км к югу от вершины хр. Шписс (ст. G9620 и G9621) и меридиональное поднятие на простирании САХ в 50 км к западу от вершины хр. Шписс (ст. G9610). Это более древние структуры, отвечающие несколько иной конфигурации тройного сочленения.

На поднятиях к югу от разлома Буве получены пористые базальты. Существенное отличие в том, что если на одном (ст. G9623) подняты полностью палагонитизированные сильно пористые стекла в составе брекчии, покрытой плотной коркой Fe-Mn окислов мощностью 2 см, то на другом (ст. G9622) – относительно свежие базальты с тонкой рыхлой корочкой Fe-Mn окислов. Обе эти структуры, исходя из их расположения и простирания, могут быть связаны с хр. Шписс, являясь его продолжением на юго-восток.

На северном и южном бортах впадины, представляющих собой тектонические эскарпы, широко развиты микрогаббро и тектонизированные базальты. Мощность Fe-Mn окислов на обломках и обилие материала ледового разноса (> 50%) указывают на то, что это относительно древние структуры. Здесь имеются как измененные, так и свежие базальты. Можно предположить, что первые отвечают более древней коре, на которой позднее имело место возобновление вулканической деятельности.

На меридиональном поднятии к западу от хр. Шписс были получены в основном свежие, хотя и со смектитам, непористые базальты, покрытые тонкой пленкой Fe-Mn окислов. Базальты данной структуры, судя по данным признакам, имеют несколько более древний возраст, чем современные рифтовые, что совпадает с тем фактом, что данное поднятие не располагается в области современной положительной магнитной аномалии, хотя и находится на ее простирании. Это согласуется с точкой зрения о реградации (отступлении) рифтового вулканизма САХ в северном направлении.

Область сочленения САХ–АМАХ. Граничный прогиб – глубокий трог СВ простирания, соединяет южный сегмент САХ и восточный АМАХ [Пейве и др., 1995]. Сам прогиб засыпан маломощными осадками, но с его северного борта, разбитого серией разломов, были подняты преимущественно оливин-плагиоклаз-порфиновые базальты, хорошо раскристаллизованные долеритовые порфириты и долериты, представляющие дайковый комплекс, а также габбро (ст. S1854–S1856). Тектоническое дробление и гидротермальная проработка с сосюритизацией плагиоклаза и амфиболизацией и хлоритизацией клинопироксе-

нов, с развитием кварцевых жил, часто с сульфидами, характерны не только для габбро, но и достаточно обычны для вскрытых здесь долеритов и базальтов. В то же время встречаются и совершенно свежие эффузивы. В базальтовых стеклах несколько повышенное, по сравнению с рифтовыми САХ, отношение $(K/Ti)_n$ 0,9–1,27 [Simonov et al., 1996].

В восточном сегменте *рифтовой долины АМАХ* известна только одна драгировка СН115-38, где было поднято несколько образцов свежих плагиоклаз-порфировых базальтов [Dickey et al., 1977]. К сожалению, получить материал из рифта АМАХ нам не удалось.

В западной части *разлома Конрад*, за пределами области наших исследований, на северном его борту (ст. IO11-45, IO11-47) [Le Roex, Dick, 1981] описаны измененные (от слабой хлоритизации до развития актинолита, эпидота и альбита) афировые базальты и диабазы, причем, как и на ст. S1855, часть из них имеет закалочные контакты. Наряду с ними подняты измененные оливин-плагиоклаз-пироксеновые мелкопорфировые и оливин-плагиоклаз-порфировые базальты. Непосредственно в зоне сочленения разломā Конрад и следующего к западу сегмента АМАХ были подняты и габброиды [Le Roex et al., 1985].

Нами исследована западная часть внутреннего углового поднятия, при этом ст. G9602 характеризует низы, G9605 – среднюю и ст. G9604 – верхнюю части склона. И в низах, и в верхах склона наряду с ОI-PI-порфировыми и афировыми базальтами присутствуют глубинные породы: габброиды, долериты, а на ст. G9604 и серпентинизированные гарцбургиты. Среди базальтов имеются: непористые базальты, покрытые Fe-Mn коркой мощностью до 1 см, иногда в виде окатанных обломков, пористые – без Fe-Mn корок и непористые тектонизированные, свидетельствующие наряду с фактом присутствия габброидов и ультрабазитов об интенсивных тектонических процессах, имевших место в ходе становления углового поднятия. Пористые базальты отвечают более позднему этапу вулканизма в этом районе. Эти этапы вулканизма были, видимо, разделены тектоническими движениями, в ходе которых глубинные породы были выведены в верхние горизонты океанической коры, а сама структура была поднята на уровень моря, о чем свидетельствуют окатанные обломки базальтов.

В целом океаническая кора, вскрываемая разломом Конрад, в основных чертах (исключительно широкое развитие пород дайкового комплекса, сходные петрографические типы базальтов) аналогична коре, вскрываемой системой тектонических нарушений в западном борту Граничного прогиба.

Из структуры *палеосочленения САХ–АМАХ* опробовано изометричное поднятие в 70 км к югу от вершины хр. Шписс в районе 55°18' ю.ш., 0°25' з.д. С его восточного склона (ст. G9619) получены непористые базальты, покрытые Fe-Mn коркой мощностью около 2 см, и пористые базальты либо с маломощной коркой, либо лишенные ее. Некоторые из океанических толеитов уже заметно изменены.

Таким образом, для области ТСБ наряду с вулканизмом, обусловившим формирование основной части коры и представленным в основном различными по соотношению вкрапленников непористыми базальтами, укладываемыми в рамки N-T-MORB, характерно развитие пористых базальтов. И непористые и встречающиеся с ними в одних структурах пористые базальты (поры 30–80%) не имеют принципиальных различий в мантийных источниках. Пористые базальты, если судить по степени изменения и мощности Fe-Mn корок, в различных структурах имеют различный возраст и практически чаще всего изливались позже встречаемых вместе с ними непористых базальтов, что свидетельствует о проявлении нескольких этапов вулканизма в пределах одной структурной зоны, местами разделенных тектоническими движениями, и обновлении процессов магматизма в пределах ранее сформированных структур.

ОБСУЖДЕНИЕ

В районе ТСБ доминирующими являются две системы структур: первая, связанная с движениями в системе САХ–АФАХ и вторая – в системе САХ–АМАХ. Система САХ–АФАХ включает разлом Буве, разделяющий смещенные сегменты срединно-океанических хребтов. Если считать, что разлом Буве изначально образовался как трансформный разлом с простиранием 45° , то, исходя из кинематических построений, ему должны были соответствовать рифтовые сегменты, ориентированные по азимуту 135° . Действительно, в восточной части разлома (в районе о-ва Буве) к нему подходит сегмент АФАХ с таким простиранием. На западе картина выглядит гораздо более сложной. Здесь, в районе южного окончания САХ, последний расщепляется на две ветви. Простирание структур и линейных магнитных аномалий западной ветви САХ – 175 – 170° . Восточная ветвь в пределах САХ протягивается по 135° до $54^\circ 50'$ ю.ш. Далее структуры САХ не прослеживаются, исчезая под более молодыми вулканическими структурами юго-западной части хр. Шписс. Здесь имеются две магнитные аномалии, приблизительно ориентированные по азимуту 130 – 140° (ортогонально разлому Буве). Если считать, что они отвечают этапу спрединга на начальных этапах существования хр. Шписс (что является допущением), то положительная аномалия соответствует возрасту $1,8$ – 2 млн лет, а отрицательная – $0,8$ – $1,8$ млн лет. В этом случае линейную впадину западнее хр. Шписс с простиранием 45° можно считать западным продолжением разлома Буве. В северо-восточной части хр. Шписс также имеется отрицательная линейная магнитная аномалия с простиранием 135° , возраст которой $0,8$ – $1,8$ млн лет. Вероятно, ранее область сочленения разлома Буве со структурами САХ, а позднее с хр. Шписс, который заложился восточнее как рифтовая структура, параллельная восточной ветви САХ (возможно, они существовали как перекрывающиеся спрединговые центры), была расположена приблизительно в точке $55^\circ 10'$ ю.ш. и $0^\circ 05'$ в.д.

Такая конфигурация, скорее всего, сформировалась около 2 млн лет и, как мы предполагаем, на начальных этапах своего существования была нестабильной. Нестабильность могла быть обусловлена двумя факторами. Во-первых, в начальный период возникновения данной конфигурации вблизи точки тройного сочленения приблизились друг к другу два мантийных течения, сходящиеся потоки которых имели азимуты 60° (к востоку от оси САХ) и 45° (хр. Шписс). Из-за разницы в азимутах направлений движений, которая составляла 15° , в зоне их соприкосновения возникали условия сжатия, которые отражались и на вышележащей океанической коре. Возможно, в ходе эволюции тройного сочленения действие данного процесса может ослабевать при появлении вдоль осевой (имеется в виду ось спрединга) компоненты мантийного течения, так как для ТСБ известны периоды существования устойчивой конфигурации типа хребет–хребет–хребет [Sclater et al., 1976]. Однако в рассматриваемый временной интервал из-за возникновения второго дестабилизирующего фактора – зарождения мощной вулканической системы хр. Шписс – этого не произошло. Данная вулканическая система возникла приблизительно $1,5$ – 2 млн лет и, вероятно, связана с аномальным подтоком разогретого глубинного мантийного вещества (плюм), что привело к неустойчивости ранее существовавших мантийных течений и вызвало усложнение кинематики движений в этом районе около $0,8$ млн лет. Поступление базальтовых расплавов не компенсировалось спредингом в хр. Шписс, что привело к резкому нарастанию по вертикали самой вулканической постройки, состоящей в настоящее время из лавовых потоков и многочисленных отдельных вулканических аппаратов разного размера. Относительное превышение хребта в настоящее время составляет 2 – $2,5$ км от среднего уровня структур, на которых он расположен. Зона ареального вулканизма продвинулась также значительно южнее, залив трог разлома Буве. С этого времени отсутствуют какие-либо морфологические признаки трансформных перемещений по разлому Буве.

С этим же этапом связано формирование восточной зоны сдвиговых дислокаций. Здесь, в зонах тектонических эскарпов, соответствующих зонам сдвигов, выведены к поверхности дна тектонизированные и гидротермально измененные (хлорит, сульфиды) непористые базальты.

Магнитные аномалии этого района, как правило, имеют изометричную форму, либо слегка вытянуты по $70\text{--}80^\circ$. Отрицательные либо вытянуты по $55\text{--}60^\circ$, либо по 150° . По всей видимости, они отражают магнитное поле блоков коры, сформированной когда-то в пределах САХ, и в настоящее время развернутых и смещенных относительно исходного положения, в результате чего потеряли линейную ориентировку. Кроме того, часть аномалий отражает собственно этап магматизма, связанный с формированием зоны сдвиговых дислокаций. Это субширотные аномалии над изометричными поднятиями, видимо, вулканическими постройками, схожими с таковыми хр. Шписс, ориентированными в соответствии со сдвигами, возраст которых не древнее 0,8 млн лет. Структуры, вытянутые по $70\text{--}80^\circ$, прослеживаются и на южном борту разлома Буве, но в значительно редуцированном виде.

Как мы уже отмечали, сдвиги образовались в результате того, что азимуты спрединга в САХ и в АфАХ не совпадали. В результате образовались сколовые (сдвиговые) деформации, последовательно смещающие по азимуту 60° структуры САХ, прилегавшие к северному борту разломного трога Буве. При этом общий сдвиг сопровождается некоторым разворотом разбитых сдвигами второго порядка структур, поэтому последние имеют ориентировку не 60° , а $70\text{--}75^\circ$. В ходе движения по 60° происходит последовательное проскальзывание более северных блоков относительно более южных, что привело к последовательному уменьшению ширины зоны сдвиговых дислокаций в восточном направлении. К востоку от восточного интересекта практически исчезает трог разлома Буве. Более того, след разлома постепенно изгибается в восточном направлении. К востоку от тройного сочленения спрединг в отдельных сегментах АфАХ имел азимут 45° . В то же время результирующее смещение всей коры было близко к 60° .

Западная ветвь ТСБ построена иначе. Одна из главных структур этого района – разлом Конрад – простирается по азимуту 85° . Разделяемые им рифтовые зоны имели азимут около 175° . Структуры такого простирания ($170\text{--}175^\circ$) и соответствующие им магнитные аномалии имеются непосредственно в районе сочленения с разломом и в пределах южной части САХ и могут быть подразделены на 2 группы. Первая – это структуры и магнитные аномалии, образованные в пределах западной, имеющей ориентировку 175° , ветви САХ. Они следятся в южном направлении от $54^\circ 40'$ ю.ш., где рифтовая долина САХ расходитя на 2 ветви. В юго-западном направлении прослеживается система поднятий и прогибов, разделенных крутыми эскарпами меридионального простирания. Изгиб структур и магнитных аномалий соответствует линии распространения мелких отрицательных магнитных аномалий, выявленной ранее [Пейве и др., 1995] и имеющей простирание около 60° .

Таким образом, ранее 2 млн лет рифтовая долина САХ доходила приблизительно до $55^\circ 30'$ ю.ш. и $0^\circ 30'$ з.д. Кора, образованная в южной части этой ветви, как бы наталкивалась на препятствие в виде коры, образованной в пределах АфАХ. Это привело к разрыву оси САХ и смещению его южной части к западу, вплоть до его современного положения. При этом образовалась специфичная структура – Граничный прогиб, соединявший расходившиеся концы некогда единого сегмента САХ и представлявший одновременно зону сдвига.

ВЫВОДЫ

Область ТСБ характеризуется сложной геодинамикой развития трех спрединговых зон, обусловивших пестрый и противоречивый современный геодинамический облик региона. В районе южного окончания центрального сегмента САХ наблюдается изгиб простираний структур от юго-восточных (параллельных оси

ОБСУЖДЕНИЕ

В районе ТСБ доминирующими являются две системы структур: первая, связанная с движениями в системе САХ–АФАХ и вторая – в системе САХ–АМАХ. Система САХ–АФАХ включает разлом Буве, разделяющий смещенные сегменты срединно-океанических хребтов. Если считать, что разлом Буве изначально образовался как трансформный разлом с простиранием 45° , то, исходя из кинематических построений, ему должны были соответствовать рифтовые сегменты, ориентированные по азимуту 135° . Действительно, в восточной части разлома (в районе о-ва Буве) к нему подходит сегмент АФАХ с таким простиранием. На западе картина выглядит гораздо более сложной. Здесь, в районе южного окончания САХ, последний расщепляется на две ветви. Простирание структур и линейных магнитных аномалий западной ветви САХ – 175 – 170° . Восточная ветвь в пределах САХ протягивается по 135° до $54^\circ 50'$ ю.ш. Далее структуры САХ не прослеживаются, исчезая под более молодыми вулканическими структурами юго-западной части хр. Шписс. Здесь имеются две магнитные аномалии, приблизительно ориентированные по азимуту 130 – 140° (ортогонально разлому Буве). Если считать, что они отвечают этапу спрединга на начальных этапах существования хр. Шписс (что является допущением), то положительная аномалия соответствует возрасту 1,8–2 млн лет, а отрицательная – 0,8–1,8 млн лет. В этом случае линейную впадину западнее хр. Шписс с простиранием 45° можно считать западным продолжением разлома Буве. В северо-восточной части хр. Шписс также имеется отрицательная линейная магнитная аномалия с простиранием 135° , возраст которой 0,8–1,8 млн лет. Вероятно, ранее область сочленения разлома Буве со структурами САХ, а позднее с хр. Шписс, который заложился восточнее как рифтовая структура, параллельная восточной ветви САХ (возможно, они существовали как перекрывающиеся спрединговые центры), была расположена приблизительно в точке $55^\circ 10'$ ю.ш. и $0^\circ 05'$ в.д.

Такая конфигурация, скорее всего, сформировалась около 2 млн лет и, как мы предполагаем, на начальных этапах своего существования была нестабильной. Нестабильность могла быть обусловлена двумя факторами. Во-первых, в начальный период возникновения данной конфигурации вблизи точки тройного сочленения приблизились друг к другу два мантийных течения, сходящиеся потоки которых имели азимуты 60° (к востоку от оси САХ) и 45° (хр. Шписс). Из-за разницы в азимутах направлений движений, которая составляла 15° , в зоне их соприкосновения возникали условия сжатия, которые отражались и на вышележащей океанической коре. Возможно, в ходе эволюции тройного сочленения действие данного процесса может ослабевать при появлении вдоль осевой (имеется в виду ось спрединга) компоненты мантийного течения, так как для ТСБ известны периоды существования устойчивой конфигурации типа хребет–хребет–хребет [Sclater et al., 1976]. Однако в рассматриваемый временной интервал из-за возникновения второго дестабилизирующего фактора – зарождения мощной вулканической системы хр. Шписс – этого не произошло. Данная вулканическая система возникла приблизительно 1,5–2 млн лет и, вероятно, связана с аномальным подтоком разогретого глубинного мантийного вещества (плюм), что привело к неустойчивости ранее существовавших мантийных течений и вызвало усложнение кинематики движений в этом районе около 0,8 млн лет. Поступление базальтовых расплавов не компенсировалось спредингом в хр. Шписс, что привело к резкому нарастанию по вертикали самой вулканической постройки, состоящей в настоящее время из лавовых потоков и многочисленных отдельных вулканических аппаратов разного размера. Относительное превышение хребта в настоящее время составляет 2–2,5 км от среднего уровня структур, на которых он расположен. Зона ареального вулканизма продвинулась также значительно южнее, залив трог разлома Буве. С этого времени отсутствуют какие-либо морфологические признаки трансформных перемещений по разлому Буве.

С этим же этапом связано формирование восточной зоны сдвиговых дислокаций. Здесь, в зонах тектонических эскарпов, соответствующих зонам сдвигов, выведены к поверхности дна тектонизированные и гидротермально измененные (хлорит, сульфиды) непористые базальты.

Магнитные аномалии этого района, как правило, имеют изометричную форму, либо слегка вытянуты по $70\text{--}80^\circ$. Отрицательные либо вытянуты по $55\text{--}60^\circ$, либо по 150° . По всей видимости, они отражают магнитное поле блоков коры, сформированной когда-то в пределах САХ, и в настоящее время развернутых и смещенных относительно исходного положения, в результате чего потеряли линейную ориентировку. Кроме того, часть аномалий отражает собственно этап магматизма, связанный с формированием зоны сдвиговых дислокаций. Это субширотные аномалии над изометричными поднятиями, видимо, вулканическими постройками, схожими с таковыми хр. Шписс, ориентированными в соответствии со сдвигами, возраст которых не древнее 0,8 млн лет. Структуры, вытянутые по $70\text{--}80^\circ$, прослеживаются и на южном борту разлома Буве, но в значительно редуцированном виде.

Как мы уже отмечали, сдвиги образовались в результате того, что азимуты спрединга в САХ и в АфАХ не совпадали. В результате образовались сколовые (сдвиговые) деформации, последовательно смещающие по азимуту 60° структуры САХ, прилегавшие к северному борту разломого трюга Буве. При этом общий сдвиг сопровождается некоторым разворотом разбитых сдвигами второго порядка структур, поэтому последние имеют ориентировку не 60° , а $70\text{--}75^\circ$. В ходе движения по 60° происходит последовательное проскальзывание более северных блоков относительно более южных, что привело к последовательному уменьшению ширины зоны сдвиговых дислокаций в восточном направлении. К востоку от восточного интересекта практически исчезает трог разлома Буве. Более того, след разлома постепенно изгибается в восточном направлении. К востоку от тройного сочленения спрединг в отдельных сегментах АфАХ имел азимут 45° . В то же время результирующее смещение всей коры было близко к 60° .

Западная ветвь ТСБ построена иначе. Одна из главных структур этого района – разлом Конрад – простирается по азимуту 85° . Разделяемые им рифтовые зоны имели азимут около 175° . Структуры такого простирания ($170\text{--}175^\circ$) и соответствующие им магнитные аномалии имеются непосредственно в районе сочленения с разломом и в пределах южной части САХ и могут быть подразделены на 2 группы. Первая – это структуры и магнитные аномалии, образованные в пределах западной, имеющей ориентировку 175° , ветви САХ. Они следятся в южном направлении от $54^\circ40'$ ю.ш., где рифтовая долина САХ расходится на 2 ветви. В юго-западном направлении прослеживается система поднятий и прогибов, разделенных крутыми эскарпами меридионального простирания. Изгиб структур и магнитных аномалий соответствует линии распространения мелких отрицательных магнитных аномалий, выявленной ранее [Пейве и др., 1995] и имеющей простирание около 60° .

Таким образом, ранее 2 млн лет рифтовая долина САХ доходила приблизительно до $55^\circ30'$ ю.ш. и $0^\circ30'$ з.д. Кора, образованная в южной части этой ветви, как бы наталкивалась на препятствие в виде коры, образованной в пределах АфАХ. Это привело к разрыву оси САХ и смещению его южной части к западу, вплоть до его современного положения. При этом образовалась специфичная структура – Граничный прогиб, соединявший расходившиеся концы некогда единого сегмента САХ и представлявший одновременно зону сдвига.

ВЫВОДЫ

Область ТСБ характеризуется сложной геодинамикой развития трех спрединговых зон, обусловивших пестрый и противоречивый современный геодинамический облик региона. В районе южного окончания центрального сегмента САХ наблюдается изгиб простираний структур от юго-восточных (параллельных оси

ОБСУЖДЕНИЕ

В районе ТСБ доминирующими являются две системы структур: первая, связанная с движениями в системе САХ–АФАХ и вторая – в системе САХ–АМАХ. Система САХ–АФАХ включает разлом Буве, разделяющий смещенные сегменты срединно-океанических хребтов. Если считать, что разлом Буве изначально образовался как трансформный разлом с простиранием 45° , то, исходя из кинематических построений, ему должны были соответствовать рифтовые сегменты, ориентированные по азимуту 135° . Действительно, в восточной части разлома (в районе о-ва Буве) к нему подходит сегмент АФАХ с таким простиранием. На западе картина выглядит гораздо более сложной. Здесь, в районе южного окончания САХ, последний расщепляется на две ветви. Простирание структур и линейных магнитных аномалий западной ветви САХ – 175 – 170° . Восточная ветвь в пределах САХ протягивается по 135° до $54^\circ 50'$ ю.ш. Далее структуры САХ не прослеживаются, исчезая под более молодыми вулканическими структурами юго-западной части хр. Шписс. Здесь имеются две магнитные аномалии, приблизительно ориентированные по азимуту 130 – 140° (ортогонально разлому Буве). Если считать, что они отвечают этапу спрединга на начальных этапах существования хр. Шписс (что является допущением), то положительная аномалия соответствует возрасту $1,8$ – 2 млн лет, а отрицательная – $0,8$ – $1,8$ млн лет. В этом случае линейную впадину западнее хр. Шписс с простиранием 45° можно считать западным продолжением разлома Буве. В северо-восточной части хр. Шписс также имеется отрицательная линейная магнитная аномалия с простиранием 135° , возраст которой $0,8$ – $1,8$ млн лет. Вероятно, ранее область сочленения разлома Буве со структурами САХ, а позднее с хр. Шписс, который заложился восточнее как рифтовая структура, параллельная восточной ветви САХ (возможно, они существовали как перекрывающиеся спрединговые центры), была расположена приблизительно в точке $55^\circ 10'$ ю.ш. и $0^\circ 05'$ в.д.

Такая конфигурация, скорее всего, сформировалась около 2 млн лет и, как мы предполагаем, на начальных этапах своего существования была нестабильной. Нестабильность могла быть обусловлена двумя факторами. Во-первых, в начальный период возникновения данной конфигурации вблизи точки тройного сочленения приблизились друг к другу два мантийных течения, сходящиеся потоки которых имели азимуты 60° (к востоку от оси САХ) и 45° (хр. Шписс). Из-за разницы в азимутах направлений движений, которая составляла 15° , в зоне их соприкосновения возникали условия сжатия, которые отражались и на вышележащей океанической коре. Возможно, в ходе эволюции тройного сочленения действия данного процесса может ослабевать при появлении вдоль осевой (имеется в виду ось спрединга) компоненты мантийного течения, так как для ТСБ известны периоды существования устойчивой конфигурации типа хребет–хребет–хребет [Sclater et al., 1976]. Однако в рассматриваемый временной интервал из-за возникновения второго дестабилизирующего фактора – зарождения мощной вулканической системы хр. Шписс – этого не произошло. Данная вулканическая система возникла приблизительно $1,5$ – 2 млн лет и, вероятно, связана с аномальным подтоком разогретого глубинного мантийного вещества (плюм), что привело к неустойчивости ранее существовавших мантийных течений и вызвало усиление кинематики движений в этом районе около $0,8$ млн лет. Поступление базальтовых расплавов не компенсировалось спредингом в хр. Шписс, что привело к резкому нарастанию по вертикали самой вулканической постройки, состоящей в настоящее время из лавовых потоков и многочисленных отдельных вулканических аппаратов разного размера. Относительное превышение хребта в настоящее время составляет 2 – $2,5$ км от среднего уровня структур, на которых он расположен. Зона ареального вулканизма продвинулась также значительно южнее, залив трог разлома Буве. С этого времени отсутствуют какие-либо морфологические признаки трансформных перемещений по разлому Буве.

С этим же этапом связано формирование восточной зоны сдвиговых дислокаций. Здесь, в зонах тектонических эскарпов, соответствующих зонам сдвигов, выведены к поверхности дна тектонизированные и гидротермально измененные (хлорит, сульфиды) непористые базальты.

Магнитные аномалии этого района, как правило, имеют изометричную форму, либо слегка вытянуты по $70\text{--}80^\circ$. Отрицательные либо вытянуты по $55\text{--}60^\circ$, либо по 150° . По всей видимости, они отражают магнитное поле блоков коры, сформированной когда-то в пределах САХ, и в настоящее время развернутых и смещенных относительно исходного положения, в результате чего потеряли линейную ориентировку. Кроме того, часть аномалий отражает собственно этап магматизма, связанный с формированием зоны сдвиговых дислокаций. Это субширотные аномалии над изометричными поднятиями, видимо, вулканическими постройками, схожими с таковыми хр. Шписс, ориентированными в соответствии со сдвигами, возраст которых не древнее 0,8 млн лет. Структуры, вытянутые по $70\text{--}80^\circ$, прослеживаются и на южном борту разлома Буве, но в значительно редуцированном виде.

Как мы уже отмечали, сдвиги образовались в результате того, что азимуты спрединга в САХ и в АфАХ не совпадали. В результате образовались сколовые (сдвиговые) деформации, последовательно смещающие по азимуту 60° структуры САХ, прилежавшие к северному борту разломного трога Буве. При этом общий сдвиг сопровождается некоторым разворотом разбитых сдвигами второго порядка структур, поэтому последние имеют ориентировку не 60° , а $70\text{--}75^\circ$. В ходе движения по 60° происходит последовательное проскальзывание более северных блоков относительно более южных, что привело к последовательному уменьшению ширины зоны сдвиговых дислокаций в восточном направлении. К востоку от восточного интересекта практически исчезает трог разлома Буве. Более того, след разлома постепенно изгибается в восточном направлении. К востоку от тройного сочленения спрединг в отдельных сегментах АфАХ имел азимут 45° . В то же время результирующее смещение всей коры было близко к 60° .

Западная ветвь ТСБ построена иначе. Одна из главных структур этого района – разлом Конрад – простирается по азимуту 85° . Разделяемые им рифтовые зоны имели азимут около 175° . Структуры такого простирания ($170\text{--}175^\circ$) и соответствующие им магнитные аномалии имеются непосредственно в районе сочленения с разломом и в пределах южной части САХ и могут быть подразделены на 2 группы. Первая – это структуры и магнитные аномалии, образованные в пределах западной, имеющей ориентировку 175° , ветви САХ. Они следятся в южном направлении от $54^\circ 40'$ ю.ш., где рифтовая долина САХ расходится на 2 ветви. В юго-западном направлении прослеживается система поднятий и прогибов, разделенных крутыми эскарпами меридионального простирания. Изгиб структур и магнитных аномалий соответствует линии распространения мелких отрицательных магнитных аномалий, выявленной ранее [Пейве и др., 1995] и имеющей простирание около 60° .

Таким образом, ранее 2 млн лет рифтовая долина САХ доходила приблизительно до $55^\circ 30'$ ю.ш. и $0^\circ 30'$ з.д. Кора, образованная в южной части этой ветви, как бы наталкивалась на препятствие в виде коры, образованной в пределах АфАХ. Это привело к разрыву оси САХ и смещению его южной части к западу, вплоть до его современного положения. При этом образовалась специфичная структура – Граничный прогиб, соединявший расходившиеся концы некогда единого сегмента САХ и представлявший одновременно зону сдвига.

ВЫВОДЫ

Область ТСБ характеризуется сложной геодинамикой развития трех спрединговых зон, обусловивших пестрый и противоречивый современный геодинамический облик региона. В районе южного окончания центрального сегмента САХ наблюдается изгиб простираний структур от юго-восточных (параллельных оси

САХ) к южным. Линия изгиба прослеживается от рифтовой долины САХ вдоль борта Граничного прогиба и далее на юго-запад вплоть до разлома Конрад. Ее можно считать условной границей структур САХ и АМАХ.

Хр. Шписс в центральной части венчается изометричной вулканической постройкой с хорошо развитой кальдерой. Хребет представляет собой сочетание вулканических гряд и лавовых потоков. В южной его части они залили желоб разлома Буве.

К востоку от хр. Шписс впервые выявлена зона дислокаций. На севере ее границей является система эскарпов СВ простирания (совпадающего с направлением спрединга в САХ) между $54^{\circ}30'$ и 54° ю.ш. и субширотные структуры на 54° ю.ш. до восточного интерескта разлома Буве. На юге она ограничена разломом Буве. В пределах самой зоны преобладают структуры ВСВ и субширотного простираний. Простирания уступов и общий структурный план зоны дислокаций характерны для системы правостороннего сдвига.

По петрохимическому составу магмы сегмента АфАХ вблизи о-ва Буве и хр. Шписс идентичны. Это свидетельствует о распространении области аномально разогретой мантии, характерной для плюмовых районов, от о-ва Буве в северо-восточном направлении до хр. Шписс. Эта область прослеживается под корой САХ и АфАХ и проявляется в спорадическом появлении более обогащенных лав типа Шписс и поднятия Буве, которые формируют самостоятельные структуры, на фоне N-MORB, характерных для ранее сформированных участков коры САХ и АфАХ. Их отличает от типичного TOP-2, кроме того, пониженное содержание железа в наиболее примитивных расплавах (Fe_8 6-9). Глубокая степень дифференцированности этих магм свидетельствует о существовании долгоживущих промежуточных очагов, не типичных для медленно-спрединговых срединно-океанических хребтов.

Современная конфигурация тройного сочленения не соответствует ни одному из ранее описанных. Не существует и самой точки, которая может быть названа Точкой тройного сочленения. Тройное сочленение Буве представляет собой область, в которой отсутствуют классические сочленения типично разломных и рифтовых структур. Вместо этого имеются сложно построенные переходные зоны со своей геодинамикой и вулканизмом.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (РФФИ) (грант № 97-05-64737), а также частичной поддержке РФФИ (гранты № 96-05-65569 и 96-05-64292).

ЛИТЕРАТУРА

- Мазарович А.О., Пейве А.А., Зителлини Н., Перфильев А.С., Разницин Ю.Н., Турко Н.Н., Симонов В.А., Аверьянов С.Б., Бортолуци А., Бульчев А.А., Гасперини Л., Гилод Д.А., Гладун В.А., Евграфов Л.М., Ефимов В.Н., Колобов В.Ю., Лиджи М., Лодоло Э., Перцев А.Н., Соколов С.Ю., Шутто Ф. Морфоструктура района острова Буве // Докл. РАН. 1995. Т. 342. № 3. С. 354–357.
- Пейве А.А., Зителлини Н., Перфильев А.С., Мазарович А.О., Разницин Ю.Н., Турко Н.Н., Симонов В.А., Аверьянов С.Б., Бортолуци Д., Бульчев А.А., Гасперини Л., Гилод Д.А., Гладун В.А., Евграфов Л.М., Ефимов В.Н. и др. Строение Срединно-Атлантического хребта в районе тройного сочленения Буве // Там же. 1994. Т. 338, № 5. С. 645–648.
- Пейве А.А., Перфильев А.С., Пуцаровский Ю.М., Симонов В.А., Турко Н.Н., Разницин Ю.Н. Строение района южного окончания Срединно-Атлантического хребта (тройное сочленение Буве) // Геотектоника. 1995. № 1. С. 51–68.
- Пуцаровский Ю.М. Тектоника и геодинамика спрединговых хребтов Южной Атлантики // Там же. 1998. № 4. С. 41–52.
- Пуцаровский Ю.М., Симонов В.А., Пейве А.А., Колобов В.Ю., Тикунов Ю.В., Мельгунов М.С. Взаимосвязь геохимических особенностей базальтов с геодинамическими обстановками в районе тройного сочленения Буве (Южная Атлантика) // Докл. РАН. 1998. Т. 361, № 2. С. 1–4.
- Cande S.C., Kent D.V. Revised calibration of geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic // J. Geophys. Res. 1995. Vol. 100, № B4. P. 6093–6095.
- Carrara G., Bortoluzzi G., Zitellini N., Bonatti E., Brunelli D., Cipriani A., Fabretti P., Gasperini L., Ligi M., Penitenti D., Sciute F., Mazarovich A., Peyve A., Turko N., Skolotnev S., Gilod D. The Bouvet triple junction

- region (South Atlantic): a report on two geological expeditions // *Giorn. geol. Ser. 3a*. 1997. Vol. 59, № 1/2. P. 19–33.
- Dick H.J., Fisher R.L., Bryan W.B.* Mineralogical variability of the uppermost mantle along mid-ocean ridges // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1984. Vol. 69, № 1. P. 88–106.
- Dickey J.S., Frey F.A., Hart S.R., Watson E.B.* Geochemistry and petrology of dredged basalts from the Bouvet triple junction: South Atlantic // *Geochim. et cosmochim. acta*. 1977. Vol. 41. P. 1105–1118.
- Le Roex A.P., Dick H.J.* Petrography and geochemistry of basaltic rocks from the Conrad fracture zone on the America–Antarctica ridge // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1981. Vol. 54. P. 117–138.
- Le Roex A.P., Dick H., Erlank A.J., Reid A.M., Frey F.A., Hart S.R.* Geochemistry, mineralogy and petrogenesis of lavas erupted along the Southwest Indian Ridge between the Bouvet triple junction and 11 degrees East // *J. Petrology*. 1983. Vol. 24, Pt 3. P. 267–318.
- Le Roex A.P., Dick H., Gulen L., Reid A.M., Erlank A.J.* Local and regional heterogeneity in MORB from the Mid-Atlantic Ridge between 54, 5S and 51 S: Evidence for geochemical enrichment // *Geochim. et cosmochim. acta*. 1987. Vol. 51. P. 541–555.
- Le Roex A.P., Dick H., Reid A.M., Frey F.A., Erlank A.J.* Petrology and geochemistry of basalts from the American–Antarctic Ridge, Southern Ocean: implications for the westward influence of the Bouvet mantle plume // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1985. Vol. 90. P. 367–380.
- Ligi M., Bonatti E., Bortoluzzi G., Carrara G., Fabretti P., Penitenti D., Gilod D., Peyve A., Skolotnev S., Turko N.* Death and transfiguration of a triple junction in the South Atlantic. // *Science*. 1997. Vol. 276. P. 243–245.
- Ligi M., Bonatti E., Bortoluzzi G., Carrara G., Fabretti P., Zliellini N., Gilod D., Peyve A., Skolotnev S., Turko N.* Bouvet triple Junction in the South Atlantic: Geology and evolution // *J. Geophys. Res.* 1999.
- Mitchell N.C., Livermore R.A.* Spiess ridge: An axial high on the slow spreading Southwest Indian ridge // *Ibid.* 1998. Vol. 103, № B7. P. 15457–15471.
- Sclater J.G., Bowin C., Hey R., Haskins H., Peirce J., Phillips J., Tapscott C.* The Bouvet triple junction // *Ibid.* 1976. Vol. 81. P. 1857–1869.
- Simonov V.A., Peyve A.A., Kolobov V.Yu., Milosnov A.A., Kovyazin S.V.* Magmatic and hydrothermal processes in the Bouvet triple junction region (South Atlantic) // *Terra Nova*. 1996. Vol. 8. P. 45–424.

СТРУКТУРНЫЙ ФАКТОР В ДИАГНОСТИКЕ И ОЦЕНКЕ АМПЛИТУД КРУПНЫХ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЕРЕМЕЩЕНИЙ

А.И. Суворов

Геологический институт РАН

ВВЕДЕНИЕ

Согласно господствующим современным представлениям, важнейшая роль в формировании тектонических структур принадлежит крупным горизонтальным перемещениям, амплитуда которых составляет многие сотни и первые тысячи километров. В виде литосферных плит, разной величины континентальных глыб, блоков, пластин и т.д. отдельные части верхних оболочек Земли находятся в состоянии непрерывно-прерывистых перемещений, двигаясь то на север, то на запад или восток с теми или иными отклонениями и вращаясь при этом по часовой или против часовой стрелки. При расхождении они образуют океанические палеобассейны, при сближении между ними возникают смятые сутурные зоны, сложенные фрагментами океанической коры. Общая картина движений, как показали выполненные реконструкции, выглядит очень сложно, нередко противоречиво или вовсе хаотически, поскольку многие параметры, как направление, амплитуда, скорости и возраст перемещений, а также механизмы и действующие силы определяются по-разному и остаются в общем неясными. Положение усугубляется еще и тем, что в реконструкциях часто происходит смешение гетерогенных понятий (например, палеогеографических, климатических, вещественных и др.) и подмена ими понятий собственно структурно-тектонических, хотя очевидно, что все они являются содержанием разных методик исследования, приводящих к разным результатам.

Фактической основой для установления глобальных горизонтальных перемещений служат преимущественно палеомагнитные данные. Их анализ направлен в основном на отыскание полюсов вращения соседствующих пар литосферных плит и установление движений этих пар относительно условно неподвижной какой-либо третьей плиты. При этом методика требует “чистки” и “отбраковки” образцов горных пород, которые ранее были подвергнуты действию либо высоких температур, либо сильной складчатости, либо интенсивным тектоническим подвижкам. Структурные данные из кинематического анализа, таким образом, практически выпадают, если не считать скурых упоминаний о зонах “торошения”, горообразования и складчатости перед фронтом двигающихся плит или о “горячих точках” под этими плитами, которые, оставаясь на месте, их “прожигают” и трассируют направление их движений.

Между тем структурные данные в установлении горизонтальных подвижек как, например, веерообразное строение некоторых горных хребтов, S-образные и лежащие складки, складчатые дуги, горизонтальные сдвиги, асимметрия горных цепей и т.д. успешно использовались в прошлом (Г.Б. Соссюр, А. Дюмон, А. Эшер, Э. Зюсс, И.Д. Черский, И.В. Мушкетов и др.). Неоднократно предпринимались попытки количественного подсчета амплитуд горизонтальных перемещений. В 1878 г. А. Гейм подсчитал, что в Юрских горах складки уменьшили окружность Земли на 5200 м, а складчатость всей Альпийской системы – на 120 км. Позже Г. Штилле (1913 г.) вычислил, что в Гларнских Альпах сокращение земной поверхности составило 1/6 часть первоначальной их ширины, а размеры общего сокращения Аппалач, по А. Кейсу (1923 г.), составили 320 км. В это же время Р. Штауб (1924 г.) сделал попытку “расправить” альпийские складки и покровы между Шварцвальдом и Африкой и пришел к выводу, что по сравнению с современным расстоянием (1800 км) дистанция разделения составила от 3000 до 3500 км; это им было связано с перемещением Африки на север.

В последние десятилетия структурные исследования получили развитие в двух направлениях – расширенной комплексной детализации и укрупнения структур до глобальных размеров. На первом пути [Структурные парагенезы..., 1997] анализ структур стал многоранговым, от крупных ансамблей до микроструктурных форм. Была выявлена ведущая роль тектонического течения и стресс-метаморфизма, а механическая деформация предстала в виде химико-механической, с растворением, перекристаллизацией и переотложением вещества. Наметились многочисленные и самые разнообразные структурные парагенезы с их многофакторной организацией. Соответственно возникли новые проблемы – генезиса внутренних структур и парагенеза в целом, наложения парагенезов друг на друга, ранжирования парагенезов, взаимодействия разного типа движений и химико-механических состояний деформируемого вещества, сочетания объемных, плоскостных и вихревых тектонических потоков и т.д. (А.В. Лукьянов, М.А. Гончаров, М.Г. Леонов, Ю.В. Мюллер, Е.И. Паталаха, В.В. Эз и др.). В итоге задача количественного определения дислоцированности и амплитуд горизонтальных и связанных с ними вертикальных движений оказалась весьма затруднительной, хотя понимание самого процесса деформаций стало более совершенным и перспективным аналитически.

Второй путь изучения структур, которому много внимания уделил А.В. Пейве, был направлен на выявление комплексными геолого-геофизическими методами тех элементов, которые можно считать “свидетелями” крупнейших литосферных перемещений как на континентах, так и в океанском дне. Сюда вошли тектонические покровы и надвиги с суммарной амплитудой в десятки и сотни километров, горизонтальные сдвиги в сотни и первые тысячи километров, раздвиговые и грабени-рифтовые структуры в десятки и сотни километров, наконец, крупные парагенезы “сдвиг–надвиг”, “надвиг–раздвиг”, тектонопары типа “поднятие–депрессия” и т.д. Особое внимание было уделено явлениям послыйного перетекания вещества земной коры и верхней мантии на многие сотни километров, вызывающие увеличение мощности земной коры до 70 км и более или ее адекватное сокращение.

Глобальные закономерности распространения и геокинематические соотношения всех этих элементов земной структуры в целом далеко еще не выявлены и не охарактеризованы, но подходы к реальным оценкам амплитуд крупных литосферных перемещений по ним отчетливо намечаются.

Ниже приводятся необходимые примеры, которые иллюстрируют качественную и количественную подвижность отдельных участков литосферы, а также многообразие ее морфотектонического выражения и действующих механизмов.

ОСНОВНЫЕ ФОРМЫ СТРУКТУРНОГО ВЫРАЖЕНИЯ ДВИЖЕНИЙ В ЛИТОСФЕРЕ

Механизм “тисков”. Этот механизм преобладающего сжатия выражен лучше всего в подвижных геосинклинальных областях и обусловлен сближением литосферных плит и крупных глыб или блоков, при столкновении которых возникают протяженные, чаще всего прямолинейные и сильно деформированные пояса. Каждый из них состоит из серии чередующихся зон и подзон, сложенных резко отличными литолого-стратиграфическими комплексами, сформированными в гетерогенных депрессионно-орогенных условиях; неотъемлемой частью разрезов являются залежи, линзы и толщи олистостромов, меланжа, динамосланцев и зеленокаменно-измененных пород.

Интенсивная складчатость представлена многообразием форм и повсеместно сочетается с крупными шарьяжами, надвигами и поддвигами, а также сдвигами, направление и характер которых контролируются гипсометрическими уровнями кровли сближающихся литосферных блоков и азимутами их движений. Некоторые из продольных разломов имеют облик сутурных швов, которые и намечают линии столкновения блоков. Нередки также сквозные поперечные разломы сбросо-сдви-

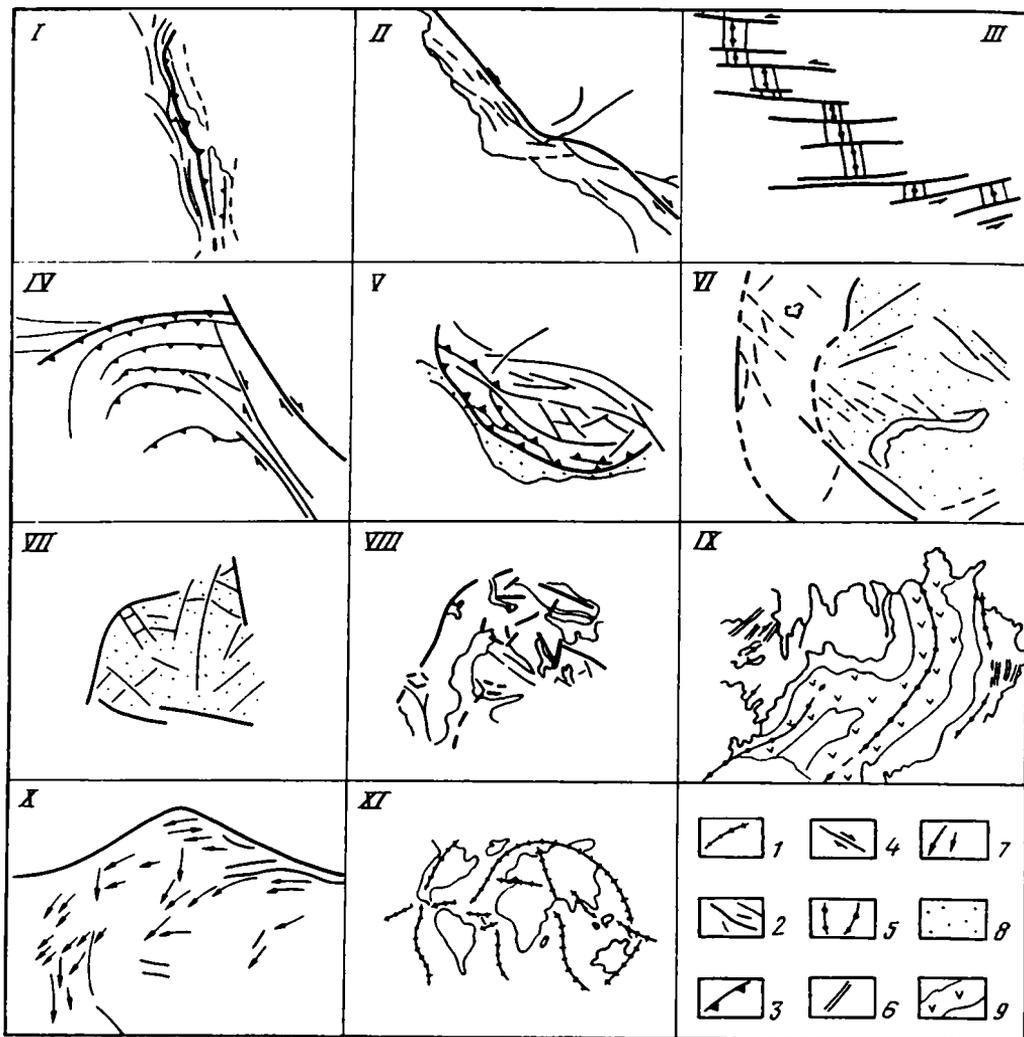


Рис. 1. Основные механизмы движений в земной коре

1 – крупные шовные зоны; 2 – разломы без подразделений; 3 – надвиги; 4 – сдвиги; 5 – оси спрединга; 6 – рои даек; 7 – оси складок; 8 – зоны осадочной и вулканогенно-осадочной седиментации; 9 – неовулканические зоны. I–XI – названия механизмов (см. в тексте)

гового или надвиго-сдвигового характера, дополнительно фиксирующие крупные горизонтальные перемещения масс с амплитудой в десятки и первые сотни километров. Характерны также существенные орогенные движения.

Линейным поясам свойственны эпизодические проявления вулканизма, высокие тепловые потоки и сейсмичность. В историческом плане сближение литосферных блоков не было перманентным – ему могли предшествовать длительное растяжение и последующие (сопутствующие) локальные и кратковременные проявления рифтинга.

В качестве наиболее типичного примера линейного складчато-покровного пояса в континентальной коре назовем Урал (рис. 1, I). Этот пояс, возникший при сближении докембрийско-палеозойских блоков Русской плиты и Зауралья, имеет

длину до 2700 км и ширину в среднем около 500 км, включая в себя, как известно, несколько продольных зон: Предуральский краевой молассово-флишевый прогиб, Западноуральскую карбонатно-терригенно-кремнистую зону с наиболее крупными, нередко чужеродными аллохтонными пластинами, Уралтаускую зону с преобладающими выходами докембрия, Главный Уральский глубинный разлом типа сутурного шва, Тагило-Магнитогорскую зеленокаменную зону с породами симатического облика и, наконец, Урало-Тобольское поднятие с преобладанием гранитоидов [Дымкин и др., 1984].

Сжатие и сокращение Уральского пояса относится в основном к позднему палеозою и отчасти к мезозою и кайнозою, что нашло выражение в образовании разного типа складок, чешуйчатых надвигов и шарьяжей с суммарной амплитудой перекрытий от 50 до 150 км [Камалетдинов, 1974; Тектоника..., 1974], а также сбросов, взбросов и местных грабен-рифтов, возникавших на фоне длительно развивавшихся и мигрирующих тектонопар “подняtie–депрессия” [Суворов, 1990]; характерны в отдельных участках секущие (поперечные и диагональные) сдвиги с амплитудами, близкими к покрóвным [Плюснин, 1977], средняя скорость движений около 1,8 см/год.

Согласно геофизическим данным [Беляевский, 1974; Тектоника..., 1974; и др.], мощности глубинных слоев, как и приповерхностных, изменяются от поднятий к депрессиям. Гранитный слой, например, в приподнятой Зилаиро-Башкирской глыбе имеет мощность 15–18 км, а в соседней Магнитогорской (опущенной) она сокращается до 10–12 км; базальтовый слой, наоборот, резко увеличен в Магнитогорской глыбе (до 27–30 км) и сильно сокращен в Зилаиро-Башкирской. Одновременно поверхность Мохоровичича на Свердловском профиле в Центральной части Урала приподнята до 38 км, а восточнее она опущена до 46 км.

На разных глубинах [Краснопевцева, 1978] отмечены волноводы, близкие к поверхностям М и К, которые могут быть интерпретированы под Уралом как поверхности тектонического срыва и скольжения масс. Поражает обилие отражающих сейсмических площадок, однообразно воздымающихся с востока на запад или расположенных горизонтально; их несогласие с линиями равных скоростей позволили высказать предположение о существенной роли глубинных надвигов [Нечухин и др., 1986].

Таким образом, давление плит на Уральский пояс с запада и востока вызвало целый ряд структурных и кинематических последствий – это расслоенность земной коры вплоть до поверхности М, скольжение пластин на разных глубинных уровнях, перетекание пород из-под депрессий в поднятия, сопряженность структур сжатия со структурами растяжения, неоднократная трансформация горизонтальных движений в вертикальные. Все это затрудняет точный подсчет амплитуд горизонтальных перемещений. Указанные выше пределы в 50–150 км являются, очевидно, минимальными. На разных глубинах, от одной пластины к другой, амплитуда может существенно изменяться.

В переходной от континента к океану области примером аналогичного пояса может служить западный край Северо-Американского материка, где этот пояс возник при поддвиго-надвиговом сближении Тихоокеанской и Северо-Американской плит в позднем палеозое и продолжал развитие в мезозое и кайнозое. Размеры пояса более значительны – длина до 6000 км, ширина около 1000 км. Также характерна меридиональная зональность, например, между 50 и 60° с.ш. выделяются [Монгер и др., 1974] миогеосинклинальная зона Скалистых гор, кристаллическая зона Оминка (метаморфиты, гранитоиды), эвгеосинклинальная межгорная зона с океанической корой в основании, Береговая зона метаморфитов и вулканитов, наконец, Островная зона эвгеосинклинальных вулканических и осадочных пород. Все домезозойские образования Канадских Кордильер возможно аллохтонны с движением в основном к западу, с чем связано значительное увеличение мощности коры. Суммарная амплитуда горизонтальных перемещений превосходит 500 км при ско-

ростях от 1,1 до 3,6 см/год [Кучай, Вэссон, 1980; Пушаровский, Меланхолина, 1992]. Известны поперечные сдвиги с амплитудой от 190 до 400 км [Монгер и др., 1974].

В отличие от Уральского пояса, в переходной от континента к океану области морфологическое и геодинамическое выражение механизма “тисков” более масштабно и по размеру охваченных площадей, и по амплитуде, и скорости горизонтальных движений. Возможно, это связано с большим прогревом и подвижностью литосферы по мере приближения к океанической коре.

В собственно океанической области подобные структуры пока не выявлены, но признаки их былого существования с достаточной достоверностью были установлены А.В. Пейве [1975]. Он показал, что на месте Срединно-Атлантического хребта в дорифтовую стадию развития существовал тектонический пояс с многочисленными следами сжатия в виде полосчатых стресс-амфиболитов, плейчатых зеленосланцевых базальтов, милонитизированных перидотитов и плагиогранитов и т.д., поднятых в обломках при драгировании.

Механизм горизонтального сдвига. Горизонтальные сдвиги (см. рис. 1, II) получили глобальное распространение. В виде относительно широких и глубоких вертикальных швов они протягиваются на многие сотни и первые тысячи километров, пересекая с большим смещением крупные структурно-фациальные зоны; обусловлены сдвиги действием сжимающих или растягивающих напряжений, приложенных к этим зонам под косыми углами.

Структурные рисунки сдвиговых зон довольно однообразны: от главного шва в обе стороны под острыми углами отходят, постепенно затухая, складки и полускладки волочения, сопровождающиеся надвигами (по ходу смещения), сбросами (против хода смещения) и многочисленными, нередко заполненными магматическим материалом, трещинами отрыва и скалывания. При конседиментационном развитии присдвиговые складки, а также участки прогибания или поднятий мигрируют в направлении движения и нередко дугообразно изгибаются, а системы трещин с их магматическим выполнением поворачиваются по часовой или против часовой стрелки.

По всем этим данным общую амплитуду сдвигания определить невозможно, лишь по интенсивности и размерам площадей, охваченных такой деформацией, можно предполагать, велика ли амплитуда или незначительна. Критерием точных определений являются разрывы и смещения структурно-фациальных зон, генетически не связанных со сдвигами, но рассеченных и по-разному передвинутых в разных литосферных оболочках.

В континентальной коре амплитуды сдвигов измеряются десятками и первыми сотнями километров. По различным оценкам, сведенным в работах автора [Суворов, 1994; и др.], наибольшие значения, порядка 150–200–250 км, установлены лишь для некоторых разломов (Таласо-Ферганский, продольный Мурзинский на Урале, Сихотэ-Алиньский, Чингизский с продолжением в Западно-Сибирскую плиту и др.). Протяженность этих нарушений несколько превосходит 1000 км, ширина зоны влияния около 50 км, глубина ограничивается поверхностями К или М, а средняя скорость смещения составляет 0,5–2 см/год.

В переходных от континента к океану областях картина несколько изменяется. Протяженность сдвиговых зон возрастает до 1000–3000 км, ширина до 100 км (Сан-Андреас, Альпийский сдвиг Н. Зеландии и др.). Наибольшая величина смещения по разлому Сан-Андреас составляет 500–560 до 720 км с меняющейся скоростью от 0,5 до 4 см/год [Никонов, 1975]. В Н. Зеландии амплитуда равна 480 км при наибольшей скорости до 4,6 см/год. Таким образом, в направлении к океану намечается увеличение масштабов и скоростей смещения (примерно в 2–3 раза). Интересно, что глубина сдвигов в приокеанических частях [Кожурин, Трифонов, 1982] ограничивается гранитно-метаморфическим слоем, тогда как глубже сдвиги сменяются структурами сжатия, которым соответствуют наклонные сейсмофокальные зоны или, реже системы рифтово-трансформного типа.

В собственно океанском дне горизонтальные сдвиги еще более грандиозны. Так, в северо-восточной части Тихого океана магнитной съемкой еще в 1952 г. Г. Менардом и Р. Дитцем была открыта система субпараллельных широтных швов длиной в несколько тысяч километров, шириной 100–200 км с перепадом глубин в местах их проявления в дне океана до 3 км. Длина наиболее крупного разлома Мендосино, вытянутого от Императорского и Гавайского хребтов до северной части Калифорнии, составляет 5800 км, амплитуда сдвига, установленного по смещению магнитных аномалий, 1140 км, средняя скорость в этой части океана около 5 см/год.

Ступенчато-сдвиговый механизм. Многие системы субпараллельных разломов отличаются однообразным, в виде ступеней, сдвижением структурно-фациальных зон. В одних из них, например в Центральном Казахстане, они отстоят друг от друга на 100–150 км и при северо-западном простираии все характеризуются правосторонним сдвижением на десятки километров. В других, чаще всего в пределах протяженных грабен-рифтовых поясов разного возраста, разломы образуют более густую поперечную сеть. Первоначально они возникают как сбросы в эпохи всеобщего расширения Земли, затем трансформируются либо в сдвиги, либо в сдвиго-надвиги, либо в сдвиго-поддвиги.

В континентальной коре наиболее характерны поперечные рифейско-раннепалеозойские разломы, например, Уральского пояса (в то время рифтогенного [Коротеев и др., 1994]), которые затем были перекрыты среднепалеозойским чехлом и в позднем палеозое и мезозое проявили себя в разных местах как сдвиги с амплитудой в первые десятки километров [Плюснин, 1977; и др.].

В океанской коре системы поперечных ступенчатых сдвигов хорошо известны на всем протяжении срединных хребтов (см. рис. 1, III). Они понимаются и как трансформные разломы, и просто как сдвиги, и как зоны растяжения, сформированные, как полагают В.Н. Ларин и И.А. Соловьева [1979], при продольном растяжении хребтов. Так или иначе ступенчато-сдвиговая компонента этих разломов отчетливо просматривается на всех картах срединно-океанических хребтов, причем амплитуды горизонтальных смещений очень велики. В Срединно-Атлантическом хребте, например, [Пушаровский, 1994; Удинцев, 1987; и др.] в экваториальной зоне, разлом Чейн имеет амплитуду до 300 км, Романш – 950 км, а в сумме, по разломам всей экваториальной системы, сдвигово-ступенчатое смещение, с дугообразным “выпячиванием” хребта к западу, составляет не менее 3300 км.

Примечательно, что на профиле Срединно-Атлантического хребта по 20° ю.ш. в слое 3 (полосчатое габбро) отмечено большое количество секущих отражающих площадок, полого наклоненных к востоку, а мощность этого слоя на поднятиях составляет 3 км, тогда как под прогибами около 1 км (что, возможно, связано с направленным течением материала с востока на запад).

Здесь мы снова сталкиваемся с фактом возрастания мобильности масс и пространственной масштабности горизонтальных перемещений океанической коры по сравнению с корой континентальной.

Сдвиго-надвиговый механизм. Во многих регионах крупные горизонтальные перемещения литосферных пластин осуществляются по системе сколов двух разных направлений – пологих по фронту движения и крутых по одному из флангов, сочленяющихся на поверхности, как показывает рис. 1, IV, под прямыми или тупыми углами.

В континентальной коре наиболее крупная система сдвиг-надвиг выявлена в Памиро-Гималайском секторе Азии [Пейве и др., 1964]. Во внешней северной зоне Памира варисские зоны по Вахшскому и Каракульскому надвигам последовательно перекрываются чешуями и шарьяжами мезозойских и кайнозойских отложений (в новейшее время со скоростью около 2 см/год). Величина перекрытий составляет не менее 100 км. Аналогичное смещение в тех же северных румбах прослежено по структурам Центрального и Юго-Восточного Памира, по

метаморфическим породам Гиндукуша и Юго-Западного Памира, а также Каракорума и Трансгималаев. Все эти структурно-фациальные зоны дугообразно изогнуты и смещены по нескольким надвиговым поверхностям приблизительно на 250 км. При этом общая мощность земной коры, по геофизическим данным, была увеличена до 70 км (удвоена).

Расслаиваясь и деформируясь, литосферная пластина одновременно скользила вдоль вертикального Памиро-Каракорумского сдвига, ограничившего ее с северо-восточной стороны. Сдвигом отсекается антиклинорий Каракорума от метаморфической полосы Чанг-Чен-Мо и Трансгималаев, расчленяется надвое единая зона мезозойской седиментации Памир-Агыл, разделяются палеозойские поднятия Северного Памира-Куьнлуна: смещение по этим зонам не менее 220–250 км, и оно такого же порядка, как смещение по Памирским надвигам.

В увеличенном виде сдвиго-надвиговые системы намечаются по континентальным окраинам и в дне океанов. Такая динамопара известна, например, на севере России, получившая название Новоземельско-Байдарацкой [Межвилк, 1994]. Она образована надвиговой зоной по северо-западному краю о-ва Новая Земля и Байдарацкой левосторонней зоной северо-западного простирания, отделившей Новую Землю от Уральского пояса, сместив ее в позднем палеозое и мезозое к северо-западу на 900 км. Мощность земной коры характеризуется здесь повышенными значениями (до 45 км), базальтовый же слой утолщен почти до 30 км при мощности в тыловой Карской плите до 20 км [Беляевский, 1974].

Среди океанических сдвиго-надвиговых систем наиболее четко выделяется система к востоку от Австралии. Надвиговую фронтальную часть составляет зона субдукции Кермадек-Тонга, сдвиговую – разлом по север-северо-восточному краю Меланезии, известный как левосторонний экваториальный сдвиг. Вся область к югу от этого разлома, включая Австралию, считается многими классическим примером миграции геосинклинального процесса в направлении с запада на восток, к краевой субдукционной зоне. Э. Шайбнер объяснил миграцию смещением австралийской платформы в палеозое на расстояние более 1500 км [Хаин, 1979]. Эта величина превышает континентальные амплитуды при сдвиго-надвиговом механизме в 5–6 раз, а переходные к океану в два раза.

В мезозое и кайнозое в пределах рассматриваемой океанической литопластины в разное время возникали рифтогенные структуры с изменявшимся положением относительно зон субдукции. Их происхождение связывается с расщеплением, главным образом, энсиматических островных дуг (Южно-Фиджийский бассейн). Некоторые же из них были заложены одновременно на коре энсиматического и континентального типа (например, рифтовая система Лау-Хавр-Таупо) [Миронов, Зорина, 1994].

Механизм структурных дуг. Дугообразные в плане искривления структур земной коры привлекли внимание исследователей еще в прошлом веке, причем уже тогда их происхождение было связано с тангенциальными напряжениями и движениями масс (Э. Зюсс и др.). В наше время тезис о вторичности структурных дуг был подтвержден геолого-геофизическими и палеомагнитными исследованиями, причем было показано, что дуги имеют разный возраст (каледонские, герцинские, мезозойские, альпийские). Как выяснилось на примерах Евразии, они проходят все стадии геосинклинального развития с превращением океанической коры в континентальную и с трансформацией преобладающих горизонтальных движений в вертикальные. С ними же часто бывают связаны вращательные движения структур (см. рис. 1, IV–VI, X).

Для количественной характеристики движений при формировании дуг важны, главным образом, три параметра – длина дуги, величина радиуса кривизны (“стрелы дуги”) и превышение над гипсометрическими поверхностями разного уровня.

В континентальной коре наиболее характерна Гималайская структурная дуга между Тибетским нагорьем и Индо-Гангской равниной (см. рис. 1, V). Длина

ее свыше 2400 км, ширина до 350 км, наибольшая высота около 9 км (Эверест), толщина земной коры около 70 км. По А. Гансеру [1967], Высокие Гималаи представляют собой чешуйчато-складчатую пластину толщиной 15–20 км, с общим латеральным сокращением земной коры в 150–200 км (Низкие Гималаи) плюс 90-километровая амплитуда покрова офиолитов в Тибетских Гималаях. Стрела же дуги имеет длину 700–800 км, что, видимо, и отвечает действительной величине юго-западного перемещения всей пластины. Это движение часто связывается с поддвигом Индийской плиты под кору Гималаев со скоростью в новейшее время 0,41 см/год (К.С. Вальдия, 1984 г.), однако это не противоречит сделанному выводу.

В переходной к океану коре среди многих структурных дуг отметим Индонезийскую (о-ва Суматра, Ява и др.), выпуклую к юго-западу, с увеличенными параметрами по сравнению с Гималайской дугой – ее длина 3800 км, ширина до 600 км, высота около 4 км, стрела дуги 1200 км. На это расстояние Индонезийская пластина должна была переместиться на юго-запад.

В океанах дугообразно изогнутые поднятия также не являются редкостью. Обычно они представлены фрагментами срединно-океанических хребтов и характеризуются повсеместно увеличенной мощностью земной коры. В последние годы, вопреки прежним представлениям, установлено, что в ряде случаев хребты построены асимметрично. Так, например, в пределах Срединно-Атлантического хребта имеет место неодинаковое строение земной коры и верхней материи западного и восточного флангов: рельеф там и тут беспорядочный, в разрезе на западе преобладают базальты, на востоке мантийные гипербазиты и метагабброиды, причем наращивание коры констатировано в основном на западном фланге; в литосферных плитах к западу и востоку от Срединно-Атлантического хребта коэффициенты корневой зависимости рельефа дна от возраста коры также разные, как и средне-волновые аномалии поля силы тяжести и средние значения теплового потока [Пущаровский, 1994; Мащенко, Погребницкий, 1995].

Отмеченные выше пологопадающие к востоку отражающие сейсмические площадки в 3-м слое в сочетании с искривлением части Срединно-Атлантического хребта к западу наводят на мысль о перетекании в этом же направлении и глубинных масс с последующим их подъемом в осевой зоне и образованием здесь рифтовых структур. Количественные параметры возможных однонаправленных горизонтальных перемещений в пределах этого хребта еще более велики – длина фрагментарной дуги 8000 км, ширина до 1000 км, а стрела дуги 3000 км; соответственно скорости здесь средние и высокие.

Механизм парагенеза “поднятие–депрессия”. Многие из структурных дуг сопряжены в своих тыловых частях с одновозрастными им депрессиями (см. рис. 1, VI). В ряде наших работ было показано, что поднятия характеризуются утолщенной консолидированной корой и тонким осадочным слоем, широким развитием пережатых линейных складок, взбросов и сдвига-надвигов, а также интенсивным динамометаморфизмом и интрузивным магматизмом, депрессии же, наоборот, сокращенной по мощности консолидированной корой, мощным осадочным слоем, мозаичным расположением простых глыбовых скадок, сбросов и сбросо-раздвигов при усиленной эффузивной деятельности; ширина депрессий оказалась близка суммарной амплитуде фронтальных дуговых надвигов. Все это позволило сделать вывод, что подобный парагенез обусловлен “оттоком глубинного вещества из-под депрессий и нагнетанием в пределы поднятий” [Суворов, 1978. С. 4]. Соответственно, их совокупные площадные размеры (ширина вкрест простирания) как раз и отражают действительную величину латерального перемещения в каждом данном месте. Во многих случаях эта величина оказывается большей, чем при анализе других механизмов движения.

Так, например, суммарная ширина позднепалеозойской Центрально-Казахстанской тектонопары, включающей Атасу-Илийское дугообразное поднятие и

Токрау-Баканасскую депрессию, равна почти 600 км, тогда как подсчеты смещения по фронтальным Успенскому и Спасскому надвигам дают величину 75–100 км, по Джалаир-Найманскому сдвигу на фланге около 150 км, величина же перекрытия каледонских структур герцинскими в Атасуйском районе не превышает 150–200 км.

В переходной к океану области, например, в Японской тектонопаре (островная дуга и Япономорская депрессия) при ее общей ширине порядка 1000 км (и, очевидно, такой же амплитуде горизонтального движения в сторону Тихого океана) отдельные зоны сжатия имеют ширину до 260 км при скорости около 5 см/год, поперечные секущие сдвиги при скорости до 8 см/год создают зоны по ширине не более 200 км [Кропоткин, Шахварстова, 1965], а принимаемый многими по палеомагнитным данным поворот о-ва Хонсю на 40° против часовой стрелки, создавший дугу, при ее “выпрямлении” дает уже амплитуду горизонтального смещения более 500 км.

В океанской коре, как показывает пример дугообразно изогнутой приэкваториальной части Срединно-Атлантического хребта в пределах от 0° до 40° с.ш., возможная горизонтальная амплитуда перемещения на запад (если ее принять по ширине дуги и прилегающей Канарской депрессии) окажется равной 3500 км, тогда как крупнейший левосторонний сдвиг Романш (см. выше) имеет амплитуду до 950 км. И только суммарная амплитуда по всем поперечным разломам в этой части Атлантики показывает близкие к действительности размеры смещения литосферы (3300 км). Заметим, что эта реальная амплитуда, по сравнению с континентальными и переходными, увеличена соответственно в пять и в три раза.

Кроме парагенетически взаимосвязанных поднятий и депрессий, обусловленных горизонтальными движениями и их трансформацией в вертикальные, в литосфере известны крупные структурные формы, возникающие при длительных подвигах вниз или вверх без видимой связи с движениями по латерали. Им свойственны свои геолого-структурные особенности.

Депрессии (см. рис. 1, VII), например Прикаспийская синеклиза [Фоменко, 1972; Иогансон, 1997; и др.], имеют округлые или изометричные очертания и отличаются огромными мощностями слабо дислоцированного осадочного слоя (до 23 км), радиально-концентрическим или мозаичным структурным рисунком, сокращенной мощностью консолидированной коры (до 22 км), нередко при отсутствии гранитного слоя. Неоднократно высказывалось мнение, что они возникают при уплотнении мантийного вещества и имеют наложенный характер.

Поднятия также характеризуются изометричными в плане контурами с сокращенным или почти отсутствующим осадочным слоем, утолщенной до 40 км и более консолидированной корой при мощном гранитном слое, мозаичным структурным планом на поверхности с несколькими, от 3-х до 8, направлениями разломов. В качестве примера назовем Балтийский щит (см. рис. 1, VIII), возвышавшийся на протяжении всего времени накопления платформенного чехла Восточно-Европейской платформы.

Структурные особенности автономно развивающихся крупных поднятий и депрессий отражают лишь вертикальную составляющую движений коры. Нисходящие движения по сравнению с восходящими более значительны (до 23 км) и легче определяемы по мощностям осадочного разреза. Следует подчеркнуть, что континентальные депрессии по площади значительно уступают океаническим, как и в других случаях, что свидетельствует о большей мобильности океанической коры [Геофизические поля..., 1990].

Рифтогенный механизм. Линейным рифтовым зонам, имеющим, как правило, глобальное распространение, посвящено огромное число публикаций. Выявлено многообразие их проявления в разные эпохи тектогенеза от архея до современности: на растущих сводовых поднятиях в континентальной (Байкал) или океанической (срединно-океанические хребты) коре, внутри эпигерцинских континенталь-

ных плит (Западная Сибирь), в пределах древних платформ (различные авлакогены), между подвижными плитами с промежуточной континентально-океанической корой (Красноморский рифт), на месте древних зеленокаменных или вулканогенных поясов (Африка, Восточная Сибирь, Монголия), рифты над эвгеосинклиналями (Китай), в тыловых частях крупных надвигов (Казахстан) или между сдвигами одного или двух направлений (депрессия Калифорнийского залива).

Высказано много точек зрения на механизм рифтообразования. Наиболее часто принимаются: первичное глобальное горизонтальное растяжение при увеличении радиуса Земли; первичное восходящее движение и последующее горизонтальное раздвигание; одновременное действие горизонтальных и вертикальных движений в двух смежных зонах; раздвигание коры при внедрении интрузий; рифтогенез в фазы глобального сжатия при укорочении радиуса Земли.

По-разному определяются также амплитуды раздвиговых движений и их скорости. Наиболее часто применяемый метод, – когда вычисленная для какого-то небольшого интервала времени скорость (см/год) умножается на предполагаемое время проявления рифтинга – далеко не всегда убедителен, поскольку начало процесса выбирается и удревняется произвольно, а скорость, как хорошо известно, не является постоянной, да и движения, как правило, импульсивны, с продолжительными остановками.

Структурные параметры практически не используются, так как при разных механизмах морфология и соотношения структур растяжения существенно разнятся, а методы их анализа пока не разработаны. Некоторое представление об амплитудах дают подсчеты ширины и количества (десятки тысяч) параллельных базальтовых даек или внутренних зон грабен-рифтового оседания. Более существенны конечные значения размеров рифтовых зон в целом, особенно их ширины, хотя они отражают всего лишь видимые и, скорее всего, неполные амплитуды. Приведем их по примерам двух наиболее распространенных механизмов – сводо-щелевого и межплитного.

В океанической коре (первый механизм), например, в пределах Срединно-Атлантического хребта при его высоте в 2–3 км ширина дна рифтовой долины достигает 30–40 км, а глубина 1–2 км. Ширина неовулканической зоны Исландии, продолжающей хребет (см. рис. 1, IX), находится в тех же пределах [Пушаровский, 1994; Трифионов, 1983].

В континентальной коре при этом же механизме значения раздвиговых амплитуд другие. Например, в Байкальской рифтовой зоне с высотами окружающих хребтов до 3 км протяженность грабен-рифтов составляет 100–670 км, ширина до 80 км, глубина 5–7 км [Проблемы..., 1975]. По-видимому, величина раздвигания коры при сводо-щелевом механизме зависит от размеров сводового поднятия, главным образом, его высоты и ширины.

При втором, межплитном механизме, амплитуды раздвигания коры соотносятся иначе. В континентальной коре, например, в пределах Западно-Сибирской плиты, наиболее крупная меридиональная Колтогорско-Уренгойская рифтовая зона, по В.С. Суркову и др. [Разломы и горизонтальные движения..., 1977], имеет длину до 1800 км, ширину в 100 км; она заполнена триасовыми базальтами и имеет глубину до 5 км и более. На половину своей ширины зона рассечена и сдвинута поперечными разломами. В переходной к океану области, например, в Красноморской рифтовой зоне, сложенной, по данным В.Г. Казьмина, Е.Е. Милановского и др., в осевой части породами, близкими по составу к океаническим, а по периферии – континентальными, параметры движения более значительны – протяженность зоны около 2400 км, ширина 200–400 км, глубина до 3 км. Здесь это связано, очевидно, с большей мобильностью океанической коры.

Глобальный литослитный механизм. Латеральное передвижение литосферных плит, намечаемое по глобальным тектоническим структурам, представляется более организованным и не таким хаотическим, как это получается при использовании палеомагнитных данных.

В течение нескольких последних лет автор занимался проблемой глобальной тектонической зональности [Суворов, 1998, 1999]. Было выяснено, что в динамике литосферы опорная роль принадлежит двум категориям структур – протяженным линейным зонам и ареальным поясам.

В первую категорию входят узкие шовные зоны, которые прослеживаются по всей сфере Земли. Таких зон несколько, и все они обладают как в акватории океанов, так и на континентах одинаковыми или близкими морфоструктурными, историко-геологическими и геодинамическими особенностями. Основу каждой из них составляют один или несколько продольных разломов глубокого заложения, а на поверхности они выражены в виде горных хребтов, сводовых поднятий, увалов, что придаст им облик своеобразных тектонических рубцов. На гребнях всюду прослеживаются продольные рифтовые долины или цепочки грабенных и горстов широкого возрастного диапазона, а также многочисленные поперечные нарушения сбросового, сбросо-раздвигового, сдвигового и сдвиго-надвигового типа. В разрезе широко представлены разнообразные интрузии, протрузии, эффузивы, в меньшей степени вулканогенно-осадочные породы, неодинаковые по возрасту, но строго подчиненные линейному расположению. В разной степени они активны и в новейшем тектоническом развитии, отличаясь повышенной сейсмичностью, повышенными тепловыми потоками, воздыманием и дальнейшей деструкцией сводовых поверхностей.

По современным данным (см. рис. 1, XI; рис. 2), намечаются четыре меридиональные глобальные зоны, расположенные одна от другой на близких к 90° расстояниях – Восточнотихоокеанская, Срединноатлантическая, Урало-Срединноиндийская и Верхояно-Западнотихоокеанская.

Срединноатлантическая зона является продолжением Верхояно-Западнотихоокеанской; вблизи Северного полюса они соединяются, образуя почти сплошное глобальное (по меридианам) кольцо. Восточнотихоокеанская и Урало-Срединноиндийская зоны намечают второе меридиональное кольцо, под прямым углом к первому, которым в северных широтах оно и прерывается. Оба кольца, возможно, продолжались и к Южному полюсу, но позже они вблизи Антарктиды были оборваны широкой раздвиговой или сдвиго-раздвиговой полосой океанских структур.

Кроме четырех меридиональных линейных зон в истории Земли существовала еще одна, широтная зона, простиравшаяся по экватору, но разрушенная впоследствии горизонтальными движениями литосферных плит. Ее намечают группировки экваториальных и среднеширотных глубинных разломов в трех обширных сегментах (см. прилагаемую схему): первый – разломы Восточной Пацифики и экваториальные разломы Атлантики, второй – разломы альпийско-герцинского пояса Европы и Малой Азии, третий – субширотные разломы Западной Пацифики к северу от Австралии.

Меридиональные шовные зоны расчленили литосферу Земли, соответственно, на четыре широких глобальных, вытянутых аналогичным образом, пояса древних платформ и окружающих их складчатых областей, представляющих вторую категорию глобальных структур, – Американский (Северная и Южная Америка), Европско-Африканский, Сибирско-Австралийский (включая Индию) и Тихоокеанский. Экваториальная же зона, в свою очередь, разделила четыре меридиональных ряда еще на два – северный (Лавразия) и южный (Гондвана), поделив также и Пацифику на две океанические плиты. Следует подчеркнуть, что в рядах платформенных структур с севера на юг и с запада на восток отмечаются одинаково как черты сходства, так и черты отличий.

Закономерное расположение линейных шовных зон и платформенных литолитных площадей между ними позволяет воссоздать геометрический образ Земли и, несколько идеализируя, представить ее фигуру в форме октаэдра (как это делалось раньше и в разных трактовках по географическим данным). До настоящего времени в первично октаэдрической модели Земли сохранились и довольно отчет-

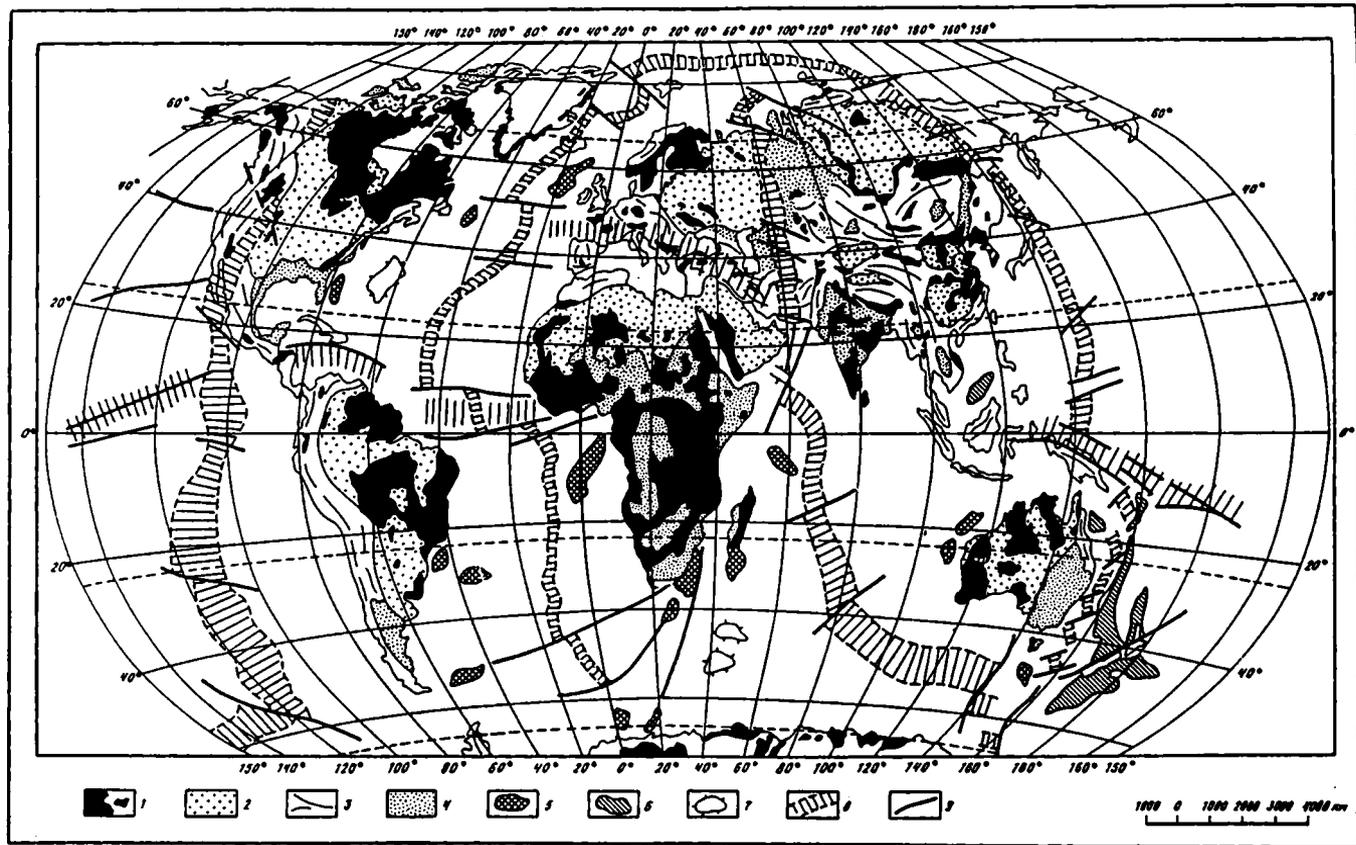


Рис. 2. Схема глобальной тектонической зональности

1 – выступы докембрийского фундамента; 2 – фанерозойский чехол древних платформ; 3 – главные структурные направления в фанерозойских складчатых поясах; 4 – верхнепалеозойский и мезозойско-кайнозойский чехол молодых платформ и участков древних платформ; 5 – погруженные блоки с докембрийской континентальной корой в океанах; 6 – то же, с фанерозойской континентальной корой; 7 – изометричные поднятия океанического дна; 8 – линейные шовно-рубцовые зоны континентов и океанов; 9 – крупные разломы

ливо намечаются: 8 граней, которым отвечают 6 древних континентальных платформ северного и южного ряда и две, северная и южная, океанические, плиты в Тихом океане; 12 ребер – это фрагменты линейных шовных зон, 4 меридиональных на северной полусфере, 4 меридиональных на южной полусфере и 4 по экватору между ними; 6 вершин октаэдра, которым соответствуют Северный и Южный полюсы и 4 узла пересечений широтной шовной зоны с меридиональными.

В современной структуре эта идеальная октаэдрическая форма Земли местами в разной степени нарушена горизонтальными движениями, что хорошо видно на прилагаемой схеме. Однако именно по этим местам возможно установление наиболее правдоподобных, как нам представляется, основных кинематических параметров – направления литосферных движений и их амплитуд.

Намечается, в частности, три главных азимута перемещений литосферных плит – западный, восточный и северный. Движение на запад осуществляется, главным образом, по экваториальной сдвиговой шовной зоне от Атлантики до восточной Пацифики; его амплитуда составляет 3–4 тыс. км. Движение на восток, намечаемое по парагенезам “фронтальное поднятие–тыловая депрессия” (например, в Японской тектонопаре) и по системе сдвиг–надвиг вдоль левого экваториального сдвига восток–юго-восточного направления, колеблется от 1 до 3 тыс. км. Движение на север, восстанавливаемое по разрыву экваториальной шовной зоны на востоке Атлантики и ее смещению вдоль Срединноатлантической шовной зоны, находится в пределах 5–5,5 тыс. км; по амплитуде оно более или менее соответствует северному дрейфу Африканской плиты, рассчитанному по палеомагнитным данным. В южной полусфере Земли это движение вызвало образование широкого (до 4 тыс. км) раздвиг между Африкой и Антарктидой, а по его северному фронту были сформированы зоны смятия и альпийской складчатости Европы и Малой Азии.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Кратко изложенные структурные данные по разным регионам и в глобальном масштабе в целом указывают на широкие возможности их использования для диагностики и определения амплитуд крупных литосферных перемещений. Тектонические структуры того или иного типа, формы и размера, их расположение и рисунок на дневной поверхности, разнообразные группировки и парагенезы, а также механизмы формирования и другие особенности являются наглядным отражением этих перемещений. Они показывают их направленность (горизонтальные, вертикальные или совместного действия), глубинность (коровые, коро-мантийные, подкоровые) и как в связи с этим изменяются ареалы их проявления и амплитуды.

Как показывает прилагаемая таблица, в континентальной коре величины горизонтальных перемещений ограничиваются десятками и сотнями километров, изменяясь в структурах разного типа, в зависимости от механизма формирования, от 50–80 до 700–800 км. В переходной от континента к океану коре амплитуды колеблются от 200–400 до 1000–1200 км. В океанической коре они возрастают до 3300–3500 км. Это увеличение масштабов перемещений прослеживается как в структурах с однотипным механизмом формирования, так и в целом, по всем механизмам сразу, что свидетельствует о большей подвижности океанической коры, местами в 3–5 раз, а иногда и более (ступенчато-сдвиговой механизм). На это же указывает резкое увеличение размерности структур с переходом от континентальной коры к океанической, например, при механизме тисков в 2 раза и более, при механизме сдвига в 4–5 раз, при механизме структурных дуг в 2–3 раза и т.д.

Максимальное значение амплитуд горизонтальных перемещений по структурным данным устанавливается при действии глобального литоплитного механизма – в этом случае они достигают 3–4 до 5–5,5 тыс. км. Принято считать, что это движение наиболее глубокое и осуществляется по астеносфере. При таких огромных амплитудах оно представляется “чистым” горизонтальным движением без какой-ли-

**Амплитуды горизонтальных движений литосферы
по структурным данным**

Механизм	Амплитуды, км		
	Континентальная кора	Переходная кора	Океаническая кора
I. Тисков	150	500	–
II. Сдвига	200–250	560–720	1140
III. Ступенчато-сдвиговый	100–200	–	3300
IV. Сдвигово-надвиговый	250	900	> 1500
V. Структурных дуг	700–800	1200	3000
VI. Фронтального поднятия–тыловой депрессии	600	1000	3500
IX. Рифтогенный:			
а) сводо-щелевой,	80	–	30–40
б) межплитный	50	200–400	–
XI. Литоплитный		от 3000–4000 до 5000–5500	

бо существенной роли движений по вертикали. Однако эта составляющая повсеместно присутствует. Трансформация горизонтальных движений в вертикальные наблюдается, например, при механизме тисков, структурных дуг, в парагенезах “фронтальное поднятие–тыловая депрессия” и наиболее наглядна в континентальной коре. Кроме того, известны факты проявления вертикальных движений вне видимой связи с горизонтальными, – когда возникают округлые или изометрические в плане очертаний депрессии или поднятия с простыми глыбовыми внутренними структурами и с мозаичным или радиально-концентрическим структурным рисунком. В других случаях происходит трансформация вертикальных движений в горизонтальные (сводо-щелевой рифтинг).

При всем этом, однако, нельзя не прийти к выводу о ведущей роли в тектогенезе Земли горизонтальных движений. Направленное увеличение их амплитуд, а также ареальное укрупнение возникающих структур от континентальной коры к океанической позволяют предположить, что такие же закономерности вполне возможны и с переходом от верхних оболочек литосферы к нижним в пределах континентов; это следует учитывать при любых динамокинематических обобщениях.

ЛИТЕРАТУРА

- Беляевский Н.А.* Земная кора в пределах территории СССР. М.: Недра, 1974. 280 с.
Гансер А. Геология Гималаев. М.: Мир, 1967. 362 с.
 Геологическое строение СССР. Т. 2. Тектоника. М.: Недра, 1968. 533 с.
 Геофизические поля и строение дна океанских котловин. М.: Наука, 1990. 220 с.
Дыркин А.М., Иванов С.Н., Камалетдинов М.А., Попов Б.А., Пучков В.Н. и др. Геология Урала // XXVII Междунар. геол. конгр.: Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1984. Т. 1: Геология Советского Союза. С. 51–59.
Иогансон Л.И. Типы впадин Северной Евразии и их связь с эндогенными режимами // Проблемы эволюции тектоносферы. М., 1997. С. 178–188.
Камалетдинов М.А. Покровные структуры Урала. М.: Наука, 1974. 230 с.
Кожурин А.И., Трифонов В.Г. Молодые сдвиги обрамления Тихого океана // Геотектоника. 1982. № 2. С. 3–18.
Коротеев В.А., Иванов К.С., Маслов А.В. Рифтогенез восточного края Восточно-Европейской платформы и заложение Урала // Тектоника и магматизм Восточно-Европейской платформы / Фонд “Наука России”, Гео-инвекс. М., 1994. С. 155–160.

- Краснопевцева Г.В.* Геолого-геофизические особенности строения слоев с пониженными скоростями в земной коре: (Обзор). М.: ВИЭМС, 1978. 38 с.
- Кропоткин П.Н., Шахарстова К.А.* Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1965. 365 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 134).
- Кучай В.К., Вэссон Р.Л.* Фиксированные горячие зоны, типы орогенеза и кайнозойская тектоника запада США // *Геотектоника*. 1980. № 2. С. 49–62.
- Ларин В.Н., Соловьева И.А.* Морфологические свидетельства продольного растяжения срединно-океанических хребтов // *Докл. АН СССР*. 1979. Т. 235, № 5. С. 938–941.
- Мащенко С.П., Погребницкий Ю.Е.* Симметрия и асимметрия САХ по материалам комплексных геофизических исследований на атлантических геотраверсах // *Геология и минеральные ресурсы Мирового океана*. СПб.: ВНИИОкеанология, 1995. С. 64–79.
- Межвилк А.А.* Надвиговые и сдвиговые зоны на севере России // *Геотектоника*. 1994. № 4. С. 27–34.
- Миронов Ю.В., Зорина Ю.Г.* Эволюция вулканизма рифтогенных структур окраинных морей Западно-Тихоокеанской переходной зоны // *Там же*. 1994. № 4. С. 15–26.
- Монгер Дж.У.Х., Саутер Дж.Г., Габриель Х.* Эволюция канадских Кордильер в свете тектоники плит // *Там же*. 1974. № 2. С. 15–39.
- Нечехин В.М., Берлянд А.Г.* и др. Глубинное строение, тектоника, металлогения Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. 106 с.
- Никонов А.А.* Кайнозойские тектонические движения по системе разломов Сан-Андреас в Калифорнии // *Геотектоника*. 1975. № 2. С. 98–113.
- Пейве А.В.* Тектоника Срединно-Атлантического хребта // *Геотектоника*. 1975. № 5. С. 3–17.
- Пейве А.В., Буртман В.С., Руженцов С.В., Суворов А.И.* Тектоника Памиро-Гималайского сектора Азии // XXII Междунар. геол. конгр.: Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1964. С. 156–172.
- Плюснин К.П.* Урал // *Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР*. М.: Наука, 1977. С. 5–16.
- Проблемы рифтогенеза (материалы к симпозиуму по рифтовым зонам Земли). Иркутск: АН СССР, 1975. 154 с.
- Пуцаровский Ю.М.* Тектоника Атлантики с элементами нелинейной геодинамики. М.: Наука, 1994. 85 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 481).
- Пуцаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н.* Тектоническое развитие Земли: Тихий океан и его обрамление. М.: Наука, 1992. 284 с.
- Разломы и горизонтальные движения платформенных областей СССР. М.: Наука, 1977. С. 133–141.
- Система рифтов Земли. М.: Мир, 1970. 280 с.
- Структурные парагенезы и их ансамбли. Материалы совещания. М.: ГЕОС, 1997. 272 с.
- Суворов А.И.* Новейшая глобальная кинематика литосферы (на основе региональных тектопар) // *Геотектоника*. 1978. № 2. С. 3–18.
- Суворов А.И.* Соотношения глыбовых поверхностных и глубинных структур Урало-Монгольского складчатого пояса // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1990. № 7. С. 3–16.
- Суворов А.И.* История мобилизма в геотектонике. М.: Наука, 1994. 224 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 494).
- Суворов А.И.* Глобальная тектоническая зональность как отражение первичного строения Земли. Ст. 1. Глобальные линейные зоны // *Бюл. МОИП. Отд. геол.* 1998. Т. 73, вып. 6. С. 25–32.
- Суворов А.И.* Глобальная тектоническая зональность как отражение первичного строения Земли. Ст. 2. Двухмерные ареальные пояса // *Там же*. 1999. Т. 74, вып. 2. С. 24–30.
- Тектоника и магматизм Южного Урала. М.: Наука, 1974. 290 с.
- Трифонов В.Г.* Позднетвертичный тектогенез. М.: Наука, 1983. 224 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 361).
- Удинцев Г.Б.* Рельеф и строение дна океанов. М.: Недра, 1987. 240 с.
- Фоменко К.Е.* Глубинное строение Прикаспийской впадины по геолого-геофизическим данным // *Бюл. МОИП. Отд. геол.* 1972. Т. 17, вып. 5. С. 103–111.
- Хаин В.Е.* Региональная геотектоника: Внеальпийская Азия и Австралия. М.: Недра, 1979. 356 с.

ПРОБЛЕМА ДОРИФЕЙСКИХ ПАЛЕООКЕАНОВ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ (ЮЖНАЯ СИБИРЬ, МОНГОЛИЯ, СЕВЕРНЫЙ КИТАЙ)

Г.И. Макарычев

Геологический институт РАН

Проблема происхождения и эволюции палеоокеанов в истории Земли остается до сих пор важной в современной геологической науке. Возникновение складчатых поясов на месте палеоокеанов было впервые обосновано А.В. Пейве [Пейве, 1969]. Основанием для этого послужило большое сходство пород океанского дна современных океанов с офиолитовой ассоциацией мезозойских складчатых поясов. Позднее аналогичная офиолитовая ассоциация была установлена в палеозойских и рифейских складчатых поясах, что привело к господствующему в современной литературе представлению о появлении первых палеоокеанов в истории Земли в рифее в результате распада суперконтинента Пангеи I. Такую точку зрения неоднократно высказывал В.Е. Хаин [Хаин, 1994; Хаин, 1998; и др.]. Вместе с тем, протоофиолиты (древняя океаническая кора) установлены на Украинском щите [Бибикова, Баадсгард, Бойко, 1985] и в Северо-Восточной Финляндии [Kontinen, 1987], а также в дорифейских выступах Урало-Монгольского складчатого пояса [Макарычев, 1992]. Эти данные свидетельствуют о том, что уже в дорифейское время на Земле были океаны, реликты которых сохранились фрагментарно в виде протоокеанической коры. Новое подтверждение этому следует из анализа геологического строения Центральной Азии (рис. 1).

Центральная Азия является уникальным геологическим объектом. Здесь расположен Центрально-Азиатский складчатый пояс в полном поперечном сечении (восточная часть Урало-Монгольского пояса), ограниченный с севера Сибирской, а с юга Северо-Китайской платформами. Исторически сложилось так, что дорифейская история развития Сибирской платформы и Центрально-Азиатского пояса изучались многими поколениями геологов вне связи друг с другом. По нашему мнению, происхождение Центрально-Азиатского пояса следует рассматривать в тесной связи с дорифейской эволюцией окраинных частей Сибирской и Северо-Китайской платформ. В последнее десятилетие в дорифейском складчатом обрамлении этих платформ выявлены породы протоофиолитовой ассоциации, подвергшиеся метаморфизму и гранитизации в позднем архее и раннем протерозое. Аналогичная ассоциация пород протоокеанической коры установлена автором [Макарычев, 1997] в Северной Монголии, в центральной части Центрально-Азиатского пояса. Опираясь на эти данные, автор связывает заложение Центрально-Азиатского пояса на протоокеанической коре с распадом Сибирско-Северо-Китайского суперконтинента, возможно, части раннеархейской Пангеи 0.

Ниже анализируется строение дорифейского складчатого обрамления этих платформ, структурное положение протоофиолитов и их соотношение с наложенной гранитизацией, время проявления которой позволяет косвенно судить о времени раскрытия протоокеана в Центральной Азии. Строение дорифейских структурно-вещественных комплексов в обрамлении платформ, а также выступов глубокого докембрия в Центрально-Азиатском поясе с учетом новых данных по изотопной геохронологии и петрохимии сведены в таблицы 1 и 2.

СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА И ЕЕ СКЛАДЧАТОЕ ОБРАМЛЕНИЕ

Фундамент Сибирской платформы, как и других древних платформ, сложен архейскими и нижнепротерозойскими образованиями. В их пределах традиционно выделяются два типа структур: гранулито-гнейсовые области (ареалы) и гранит-зе-

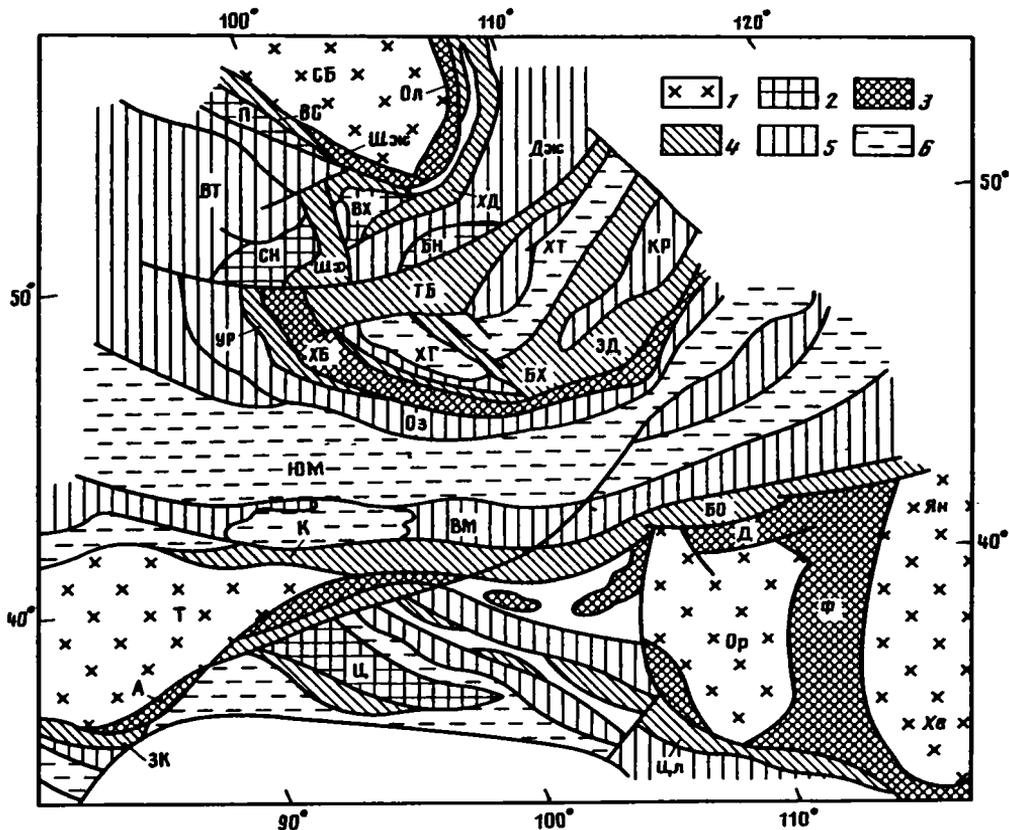


Рис. 1. Схема тектонического строения Центрально-Азиатского складчатого пояса

1 – платформы раннеархейского возраста (СБ – Сибирская, Т – Таримская; ядра Северо-Китайской платформы: Ор – Ордосское, Ян – Янляо, Хе – Хехуайское); 2 – докембрийские срединные массивы в фанерозойских складчатых областях (П – Протеросаянский, ВХ – Восточно-Хубсугульский, СН – Сангеленский, БН – Бутулиннуринский, Ц – Цайдамский); 3–6 – складчатые зоны: 3 – позднеархейско-раннепротерозойского возраста (Шж – Шарыжалгайская, Ол – Ольхонская, ХБ – Хунгуй-Бумбугэрская, А – Алтынгагская, Ф – Фупинская, Д – Дагингшанская), 4 – ранне-среднерифейские (ВС – Восточный Саян, ХД – Хамар-Дабанская, Шх – Шишидская, УР – Ургамальская, ТБ – Тарбагатайская, БХ – Баянхонгорская, ЭД – Эрэн-Дабанская, БО – Баян Обо, ЗК – Западно-Куньлуньская, Цл – Цинлинская), 5 – каледонские (ВТ – Восточно-Тувинская, Дж – Джидинская, Оз – Озерная; КР – Керуленская, ВМ – Внутренняя Монголия); 6 – герцинские (ХГ – Хангайская, ХТ – Хэнтейская, ЮМ – Южная Монголия)

ленокаменные пояса. В последних, в свою очередь, выделяются собственно зеленокаменные пояса и обрамляющие их гранито-гнейсовые купола. Древнейшими считаются гранулитогнейсовые области, в которых доминируют гранулитовые комплексы типа “серых гнейсов” с возрастом свыше 3 500 Ма. Зеленокаменные пояса несколько моложе. Их образование связывают с деструкцией (раздвигом) первичной “серогнейсовой” коры в интервале 3 000–2 500 Ма. Такое общепринятое разделение фундамента древних платформ Земли, по мнению многих исследователей, находит подтверждение и на Алданском щите Сибирской платформы.

Алданский щит характеризуется блоковым строением. В его пределах выделяют Центрально-Алданский, Тимптоно-Учурский, Олекминский, Становой, Ботогомский блоки [Глебовицкий, 1996; Моралев, 1986]. Первые два блока расположены в центральной части щита. Блоки сложены нижнеархейскими образованиями гранулитовой

Таблица 1. Этапы эволюции докембрийских блоков Южной Сибири и Северного Китая

Возраст, млн лет	Сибирская платформа и ее южное обрамление			Северо-Китайская платформа и ее северное обрамление	
	Алданский щит	Шарыжалгайский гранит-зеленокаменный пояс	Северная Монголия	Янляо-Хехуайский щит	Внутренняя Монголия
Рифей	Терригенно-карбонатный платформенный чехол		Дабханский наземный вулканический комплекс – R ₃ Туингольский вулканогенно-терригенный комплекс. Строматолиты – R ₂ . Граниты 1 200 Ma [Макарычев, 1997]	Группа Сибяо. Платформенный чехол. Цикл Лулян. Группа Вулин: вулканы субщелочной серии; граниты – 1 700–1 800 Ma [Ma Xingyun, Wu Zheangwen, 1981]	Складчатый пояс Баян Обо. Базиты и ультрабазиты, толситовые базальты, кварциты, известняки. Перидотиты 1470 Ma [Hu Daogong et al., 1996]
1650 Ранний протерозой	Удоканская вулканогенно-терригенная серия. Возраст вулканитов 2 100 Ma, габброидов 2 040 Ma [Бережная и др., 1987]. Троги и внутриплитные прогибы	Ангинская вулканогенно-терригенно-карбонатная серия: апотолитовые амфиболиты, парагнейсы, кварциты, мраморы. Гранито-гнейсовые купола [Петрова и др., 1981]	Гоби-Алтайский комплекс: амфиболиты, кварциты, мраморы, парагнейсы. Хунгуйский комплекс: пироксен-роговообманковые гнейсы, амфиболиты, граниты 1 900 Ma [Макарычев, 1997]	Цикл Вутай. Группа Хутуо: андзиты, базальты, терригенные породы, доломиты. Образование троговых структур. Группа Вутай: метавулканиты от основных до кислых, турбидиты, кварциты, конгломераты. Граниты – 2 300 Ma [Ma Xingyun, Wu Zheangwen, 1981; Wang Rizheng et al., 1996]	
2600 Поздний архей	Олекминская серия: биотитовые, амфиболовые гнейсы, амфиболиты, кварциты. Плагногнейсы – 2 840 Ma, граниты – 2 400–2 600 Ma [Алданский щит, 1988; Глуховский, 1990]	Шарыжалгайский комплекс: метаультрабазиты и базиты, пироксен-роговообманковые гнейсы и кристаллические сланцы	Меланократовый комплекс: ультрабазиты, базиты и продукты их преобразования	Цикл Фупин. Группа Фупин: коматититы, дунироксенные гранулиты, амфиболиты, кварциты, плагногнейсы. Возраст метавулканитов 2 800 Ma, гранитов – 2 560±9 Ma [Liu et al., 1985]	Дагиншанский гранит-зеленокаменный пояс Группа Вуланшан: дунироксенные гранулиты, горнблендит-плагноклазовые, гранатовые плагногнейсы, мраморы

Таблица 1 (окончание)

Возраст, млн лет	Сибирская платформа и ее южное обрамление			Северо-Китайская платформа и ее северное обрамление	
	Алданский щит	Шарыжалгайский гранит-зеленокаменный пояс	Северная Монголия	Янляо-Хехуайский щит	Внутренняя Монголия
2600					
Поздний архей	Олондинская серия: метабазиты и ультрабазиты (дуниты, гарцбургиты, лерцолиты); метаэффузивы коматитового и толеитового состава. Метаэффузивы – 2 960±70, 2 966±16, 2 998±9 Ma [Бибикова и др., 1984; Глебовицкий, 1996; Журавлев и др., 1989]	Теневые мигматиты тоналитового состава протоокеаническая кора). Метаморфизм (гранулитовой фации 2 700–2 600 Ma, гранитизация 2 050 Ma [Петрова и др., 1981]	Горнблендиты, эклигитоподобные породы, габбро-амфиболиты. Плаггиомигматиты 2 437±35 Ma [Макарычев, 1992], 2 650±30 Ma [Козаков, 1986]	Заложение позднеархейских гранит-зеленокаменных поясов	Возраст метаморфизма 2 571 Ma [Gan Shengfei, 1991; Li Shuxun et al., 1996]
3000					
Ранний архей	Алданский гранулитогнейсовый комплекс (ненгская, тимптоно-желтулинская серии). Метаморфизм гранулитовой фации 3 300–3 500 Ma [Бибиков и др., 1986]			Цикл Цзянси. Гранулитогнейсовые комплексы групп Цзянси и Санган (пр. Хэбэй): пироксеновые гранулиты, гиперстен-биотит плаггиоклазовые гнейсы, железистые кварциты. Метавулканогенно-осадочная толща Chentaigou (пр. Ляонин) – 3 400–3 600 Ma [Sony Bido et al., 1996; Xu Hongcai et al., 1996]. Завершение образования Северо-Китайского кратона	
3500					
Катархей	Тоналитогнейсовый фундамент. Гиперстеновые плаггиогнейсы – 3 400–3 700; 3 570 Ma [Левченко и др., 1987; Морозов и др., 1989]			Тоналитогнейсовый фундамент. Тоналитовый (Anzilling) гнейс – 3 700–3 800 Ma [Xu Hongcai et al., 1996], метатрондьемитовый гранит – 3 810 Ma [Lu Songnian et al., 1996; Shen Qihan, Geng Yuansheng, 1996; Sony Biao et al., 1996]	

Таблица 2. Строеие Станового гранит-зеленокаменного пояса

Курультино-Зверевско-Сутамская зона			
Курультинская подзона [Алданский щит, 1988; Моралев, 1986; Эволюция..., 1987]	Зверевская подзона [Ветлужских и др., 1966; Эволюция..., 1987]	Сутамская подзона [Глуховский, 1990; Глуховский и др., 1977; Эволюция..., 1987]	Структурно-вещественные комплексы и стадии становления континентальной коры
Амфибол-биотит-плагноклазовые кристаллические сланцы; биотит-гранатовые плагногнейсы, кварциты. Плагнограниты 2 700 Ма [Эволюция..., 1987]	Биотитовые, биотит-амфиболовые, гиперстен-силлиманитовые гнейсы, гранатовые амфиболиты, кварциты Зверевская серия	Гиперстен-силлиманитовые, гранат-кордиеритовые, биотит-гранатовые гнейсы, кварциты	Вулканогенно-осадочный комплекс. Вулканиты толеитовой и известково-щелочной серий. Метаморфизм амфиболитовой фации. Океаническая и переходная стадии
Основные кристаллические сланцы: перидотиты, пироксениты, габбро-амфиболиты, горнблендиты; пироксеновые плагногнейсы (эндербиты) – 2 930±60 Ма [Эволюция..., 1987]	Основные кристаллические сланцы (двупироксеновые и амфибол-гиперстен-плагноклазовые); пироксениты, гарцбургиты, эклогитоподобные породы Тантракская и Аммунактинская свиты Эндербиты – 2 660 Ма [Эволюция..., 1987]	Основные кристаллические сланцы (пироксеновые, двупироксен-плагноклазовые), пироксениты, горнблендиты, лерцолиты. Плагногранитизация – 2 900 Ма [Глуховский и др., 1977]	Ультрабазит-базитовая (прото-офиолитовая) ассоциация. Метаморфизм гранулитовой и амфиболитовой фаций; эндербитизация основных кристаллических сланцев. Прото-океаническая кора, возникшая после распада Сибирско-Китайского суперконтинента 3 000 Ма назад
Центрально-Становая зона			
Ньюжинский блок [Кострыкина и др., 1979; Эволюция..., 1987]	Ларбинский блок [Кострыкина и др., 1979; Эволюция..., 1987]	Иликанский блок [Глуховский, 1990; Кострыкина и др., 1979; Эволюция..., 1987]	Структурно-вещественные комплексы и стадии становления континентальной коры
		Карбонатно-вулканогенно-терригенная желтулакская серия 2 208±44 Ма [Эволюция..., 1987]	Протоплатформенный троговый комплекс
	Амфиболовые, амфибол-биотитовые плагногнейсы; гранат-биотит-коордиерит-силлиманитовые гнейсы, кварциты. Иликанская серия	Амфиболовые, амфибол-биотитовые гнейсы, амфиболиты, кварциты Талгинский комплекс	Вулканиты бимодельной андезит-базальтовой серии Метаморфизм амфиболитовой фации. Океаническая и переходная стадии
Основные кристаллические сланцы (двупироксеновые, гиперстен-рогообманковые). Метагаббро, гипербазиты. Эклогитоподобные породы (Элькаганский комплекс). Ортогнейсы – 2 960±40 Ма [Эволюция..., 1987]	Гиперстеновые, гиперстен-биотитовые сланцы и гнейсы; метаультрабазиты, эклогитоподобные породы. Эндербито-гнейсы 2 670±60 и 2 640±40 Ма [Эволюция..., 1987]	Основные кристаллосланцы: двупироксен-амфибол-плагноклазовые, двупироксен-оливиновые эндербито-гнейсы. Плагногранито-гнейсы 2 910±70 Ма; гнейсограниты – 2 420±50 Ма [Эволюция..., 1987]	Ультрабазит-базитовая ассоциация и продукты ее преобразования. Выступы протоокеанической коры позднеархейского возраста

фации метаморфизма. Среди них выделяются два комплекса. Нижний, инфракрустальный, образован тоналитовыми и гиперстен-плагиоклазовыми гнейсами (эндербитами). Верхний супракрустальный комплекс представлен разнообразными гнейсами, кристаллическими сланцами, кварцитами енгрской и тымптоно-джелтулинской серий. Возраст метаморфизма пород верхнего комплекса 3 300–3 500 Ма [Бибикина и др., 1986], нижнего – 3 700 Ма [Левченков и др., 1987; Морозова и др., 1989]. Эти два комплекса принадлежат гранулит-гнейсовой области щита (см. табл. 1). Три других блока образуют складчатое обрамление Алданского щита и, по своей сути, соответствуют трем ветвям единого гранит-зеленокаменного пояса. Структурное положение их различно. Становая и Ботогомская ветви пояса занимают краевое положение. Олекминская ветвь пояса находится в окружении Центрально-Алданской с востока и Чарской (Ангарской) с запада гранулит-гнейсовых областей, что позволяет относить ее к внутрикратонным поясам. Строение фундамента гранит-зеленокаменных поясов, а также тектонические условия их заложения имеют принципиальное значение для решения проблемы происхождения Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Становой краевой гранит-зеленокаменный пояс. Этот пояс в виде широкой дуги с юга оконтурирует Алданский щит. Северная граница пояса обычно проводится по Предстановому разлому. С юга пояс ограничен Южно-Алданским разломом, который отделяет его от Монголо-Охотской складчатой системы.

На историю развития Станового пояса в настоящее время сформировались две точки зрения. Согласно первой, предложенной Д.С. Коржинским [Коржинский, 1939], Становой пояс слагают разнообразные гнейсы, мигматиты и “древнестановые” плагиограниты. Образование станового комплекса он связывал с регрессивным метаморфизмом гранулитов под влиянием раннепротерозойской гранитизации, подтверждением этому, по его мнению, служат реликты минералов гранулитовой фации метаморфизма в гнейсах станового комплекса. Другую точку зрения высказал Ю.Г. Дзевановский [Дзевановский, 1958], согласно которой породы амфиболитовой фации метаморфизма принадлежат самостоятельному верхнеархейскому становому комплексу, слагающему складчатое обрамление Алданского щита. Обе точки зрения до сих пор имеют своих сторонников. Фундамент, на котором сформировался этот комплекс, в то время вообще не обсуждался.

Новые геологические, петрологические и геохронологические исследования, проведенные в зоне БАМ, выявили множество реликтовых тел габброидов и гипербазитов среди основных кристаллосланцев гранулитового комплекса. Эти новые данные позволяют пересмотреть существующие представления на историю развития Станового пояса с позиций стадийного формирования земной коры в регионе (см. табл. 2).

В Становом поясе среди метаморфических образований обособляются три структурно вещественных комплекса. Нижний – гранулит-базитовый – слагает меланократовый фундамент, средний – вулканогенно-осадочный – служит кровлей фундамента и верхний – терригенный – развит в шовных прогибах – трогах. Гранулит-базитовый комплекс обнажается в двух протяженных зонах субширотного простираения. Северная зона по Предстановому разлому граничит с Центрально-Алданским блоком щита, а с юга она ограничена Становым межформационным разломом. В эту зону обычно включают Курультинскую, Зверевскую и Сутамскую подзоны или блоки. Другая зона развития гранулит-базитового комплекса расположена в центральной части Станового пояса. Этот комплекс обнажается в Нюкжинском, Ларбинском, Иликанском и других блоках (рис. 2). Ниже приводится характеристика их разрезов.

Зверевская подзона многими исследователями принимается за тектонотип строения всей Северной зоны [Ветлужских и др., 1966; Глуховский и др., 1977]. Здесь в ядре Тангракского купола обнажаются кристаллосланцы и гнейсы основного состава преимущественно гиперстеновые и двупироксен-плагиоклазовые, часто с гранатом. Среди них установлено множество тел гипербазитов: лерцолитов, гарцбургитов и пироксенитов, а также метагабброидов и продукты их преобразования ультраосновные кристаллосланцы, горнблендиты, эклогитоподобные породы со шпинелью и гра-

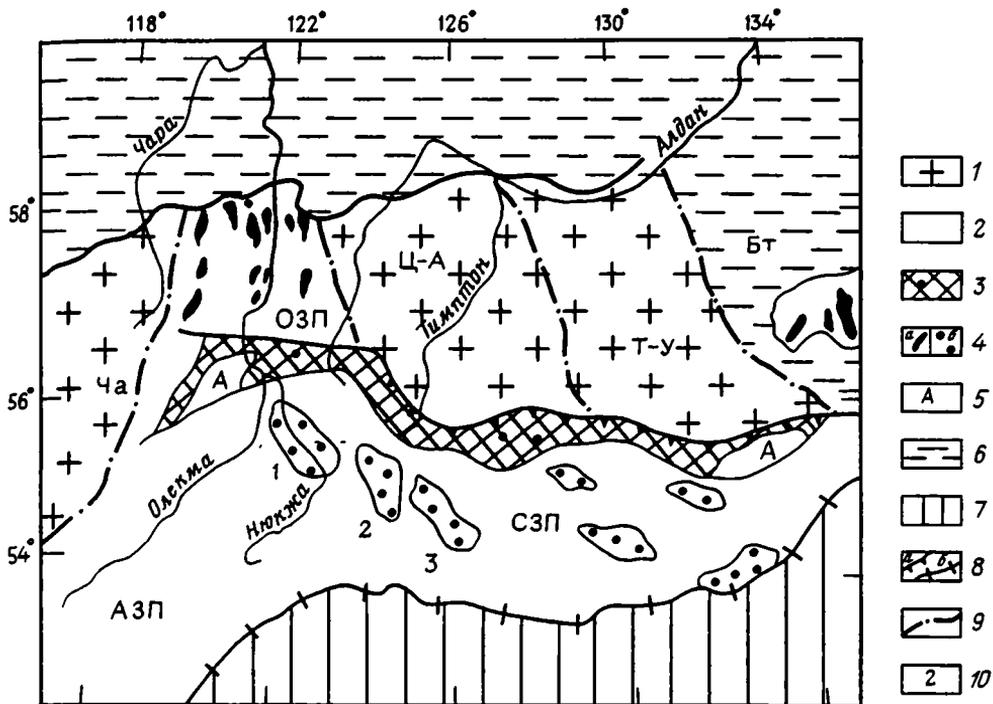


Рис. 2. Схема геологического строения Алданского щита и его складчатого обрамления (составлена по [Алданский щит, 1988; Глуховский и др., 1977; Кострыкина и др., 1979; и др.]

1 – гранулитогнейсовые блоки Алданского щита: Ча – Чарский, Ц-А – Центрально-Алданский, Т-У – Тимптоно-Учурский; 2 – позднерехейские гранит-зеленокаменные пояса: ОЗП – Олекминский, СЗП – Становой, АЗП – Алмазарский, Бт – Ботогомский; 3 – Курультино-Зверевско-Сутамская зона с анортозитами; 4 – протоофиолитовая ассоциация пород гранит-зеленокаменных поясов, метаморфизованная в амфиболитовой (а) и гранулитовой (б) фациях; 5 – анортозиты и габбро-анортозиты; 6 – платформенный чехол; 7 – Монголо-Охотский складчатый пояс; 8 – Предстановая зона надвигов (а) и Монголо-Охотский глубинный разлом (б); 9 – межблоковые разломы; 10 – номера блоков: 1 – Нюкжинский, 2 – Ларбинский, 3 – Иликанский

натом. В ряде мест отмечается чередование метаультрабазитов и эклогитоподобных пород, характерное для расслоенной серии офиолитов фанерозоя. В этом меланократовом субстрате отсутствуют элементы стратификации, на коротком расстоянии наблюдаются взаимопереходы одних пород в другие.

Выше залегает толща разнообразных плагигнейсов, амфиболитов и кварцитов. Среди плагигнейсов преобладают амфиболитовые, амфибол-биотитовые разновидности и биотитовые в верхней части разреза. В подчиненном количестве присутствуют силлиманитовые гнейсы. Амфиболиты по петрохимическим данным соответствуют толеитовым океаническим базальтам, кварциты – хемогенным кремнистым осадкам, а силлиманитовые гнейсы – метапелитам. В целом первичный состав исходных пород отвечает вулканогенно-осадочной толще.

Близким строением характеризуется разрез метаморфических образований в Центральной зоне Станового пояса [Кострыкина и др., 1979]. Особенность строения этой части пояса состоит в том, что выступы гранулит-базитового основания не имеют четких ограничений, так как находятся среди обширных полей мигматитов и гранито-гнейсов и связаны с ними постепенными переходами. Другая особенность заключается в присутствии среди толеитовых базальтов вулканогенно-осадочной толщи высокомагнезиальных коматиитовых базальтов. Обычно эти породы считаются индикатором рифтовых зон гранит-зеленокаменных поясов.

Породы меланократового субстрата и его чехла в Становом поясе, судя по ра-

диологическим данным, испытали два этапа гранитизации. Первый связан с эндрбитизацией пород основного и ультраосновного состава, поскольку линзовидные обособления эндрбито-гнейсов находятся только среди них. Возраст проявления эндрбитизации 2 900–2 700 Ма. Второй этап характеризуется становлением массивов гранито-гнейсов (куполов) раннестанового комплекса в интервале 2 600–2 400 Ма [Глуховский и др., 1993; Эволюция раннедокембрийской литосферы..., 1987].

Приведенное выше краткое описание строения Станового пояса позволяет сделать вывод о его протоокеанической природе. Такой вывод подтверждается составом структурно-вещественных комплексов. В совокупности оба комплекса составляют протоофиолитовую ассоциацию с характерным для нее набором пород: лерцолиты, гарцбургиты, пироксениты, габброиды, толеитовые базальты и кварциты. Отличие протоофиолитовой ассоциации от фанерозойских офиолитов состоит в интенсивном их преобразовании в результате метаморфизма и гранитизации. Судя по времени проявления ранней гранитизации (эндрбитизации), заложение Станового гранит-зеленокаменного пояса произошло в позднем архее в результате деструкции раннеархейского Сибирского кратона.

Олекминский внутрикратонный гранит-зеленокаменный пояс. Этот пояс с запада ограничен Чарской, а с востока Центрально-Алданской гранулитогнейсовыми областями. В многочисленных публикациях по Олекминскому поясу за древнейшие образования принимается комплекс олекминских “серых гнейсов”, состоящих из ортоамфиболитов, биотит-амфиболовых и биотитовых плагиогнейсов и интрузивных гранитоидов. В этом “серогнейсовом” субстрате заключены многочисленные троговые структуры, заполненные верхнеархейскими супракрустальными образованиями [Алданский щит, 1988; Глуховский, 1990; Моралев, 1986]. Среди троговых структур, а их здесь выделено более тридцати, по формационному выполнению обособляются два типа. Первый из них характеризуется исключительно вулканогенным составом коматитовой, толеитовой и известково-щелочной сериями, ассоциирующими с лерцолитами, гарцбургитами, дунитами и габброидами. Ультрабазиты и вулканы коматитовой и толеитовой серий распространены в низах разреза, известково-щелочная серия с прослоями метасадков слагает верхнюю часть разреза [Журавлев и др., 1989]. Такой разрез установлен в Олондинском трого (олондинская серия), расположенном в центральной части Олекминского гранит-зеленокаменного пояса. Формационный состав Олондинского трога полностью соответствует протоофиолитовой ассоциации или протоокеанической коре. Образование этого трога обычно объясняют деструкцией (рифтогенезом) “серогнейсовой” коры (олекминская серия), из чего делается вывод о более молодом возрасте олондинской серии. Между тем, протоофиолиты этой серии распространены во многих местах пояса среди плагиогнейсов олекминской серии, что свидетельствует о площадном распространении их в Олекминском гранит-зеленокаменном поясе.

Другим формационным составом характеризуются трого второго типа. Формационное выполнение Итчелякского, Тунгурчинского, Борсалинского и других трогов представлено преимущественно метасадочными образованиями – метаграувакками, метапелитами, карбонатными породами и железистыми кварцитами. Вулканы играют резко подчиненную роль и представлены только известково-щелочной серией. Резко различный формационный состав трогов, вероятно, свидетельствует об их разновозрастности, что косвенно подтверждается распространением метасадочных трогов в непосредственной близости от гранулитогнейсовых областей, служивших источником сноса метаграувакк и других терригенных осадков. На месте трогов с терригенным выполнением в результате метаморфизма образовались протяженные парагнейсовы зоны [Алданский щит, 1988].

Охарактеризованная выше общепринятая схема тектонической эволюции Олекминского гранит-зеленокаменного пояса не подтверждается новыми данными радиологического возраста пород олекминской и олондинской серий. Возраст плагиогнейсов олекминской серии оказывается моложе возраста метазффузивов олондинской серии, т.е. возраст пород рамы моложе пород трога [Бибикова и др., 1984; Журавлев и др., 1989; Nutman et al., 1992]. Отсюда напрашивается вывод, что фундамент

Олекминского гранит-зеленокаменного пояса слагают не плагиогнейсы и амфиболиты олекминской серии, а протофиолиты олондинской серии. Реликты протофиолитов установлены среди плагиогнейсов во многих местах вдали от Олондинского трога, что свидетельствует о протоокеанической природе всего пояса. Такой вывод подтверждается петрохимическими данными по метаэффузивам, отвечающим составу толеитовых базальтов палеоокеанов [Эволюция раннедокембрийской литосферы..., 1987]. Что же касается олекминской серии, то по формационному составу ее следует рассматривать в качестве океанического чехла (амфиболиты, кварциты), метаморфизованного в амфиболитовой фации. Породы серии не несут следов гранулитового метаморфизма. Породы олондинской и олекминской серий испытали два этапа гранитизации. Первый этап проявился в интервале 2 800–2 700 Ма, второй этап ознаменовался становлением аллохтонных массивов каундинского комплекса, аналога древнестанового на рубеже 2 400–2 200 Ма [Глуховский, 1990]. Таким образом, по совокупности всех существующих данных, Олекминский гранит-зеленокаменный пояс является субмеридиональной ветвью Станового гранит-зеленокаменного пояса, возникшего одновременно с последним в результате деструкции Сибирского кратона в позднем архее, в результате чего произошло обособление Алданского щита и его складчатого обрамления. В Олекминской ветви пояса в конце позднего архея сформировалась энзиматическая островная дуга (Олондинский трог), к востоку и западу от которой происходило накопление терригенно-карбонатных осадков, характерных для окраинно-континентальных бассейнов. Возраст метаморфизма глиноземистых сланцев из Тунгурчинского трога U-Pb изохронным методом по циркону равен $2\ 570 \pm 50$ Ма [Алданский щит, 1988].

Шарыжалгайский краевой гранит-зеленокаменный пояс. Этот пояс расположен на юго-западном краю Сибирской платформы. На современном эрозионном срезе он прослеживается от северо-западного берега оз. Байкал в северо-западном направлении до бассейна р. Оки в виде полосы протяженностью в 300 км при ширине от 80 до 15 км. С юго-запада пояс ограничен зоной Главного Саянского разлома, а на северо-востоке надвинут на чехольный комплекс Сибирской платформы. В литературе этот пояс широко известен как выступ фундамента Сибирской платформы, аналогичной Алданскому щиту.

Геологическое изучение Шарыжалгайского пояса связано с именами И.Д. Черского, В.А. Обручева, М.М. Тетяева, Е.В. Павловского и других выдающихся геологов. В последние три десятилетия, благодаря применению методов изотопии и петрохимии, была разработана достаточно обоснованная схема последовательности формирования докембрийских комплексов этого пояса. Наиболее важными в этот период явились исследования А.С. Ескина и В.А. Летникова [Ескин, Летников, 1981], З.И. Петровой, В.И. Левницкого, Е.В. Бибиковой [Петрова и др., 1981]. В свете новых данных Шарыжалгайский выступ слагают три комплекса метаморфических образований дорифейского возраста. Первый комплекс представлен основными кристаллосланцами и гнейсами, метаультрабазидами и метабазидами. Наиболее широко распространены гиперстеновые, двупироксеновые и гиперстен-роговообманковые плагиосланцы. Гнейсы имеют тот же состав, что и кристаллосланцы, отличаясь от них присутствием граната и гнейсовидностью. Метаультрабазиты и базиты пространственно ассоциируют с основными кристаллосланцами и не встречаются среди парагнейсов и мраморов. Обычно это скиалиты и линзовидные тела в первые десятки метров среди мигматитов и плагиогнейсов. Их состав варьирует от пироксенитов и дунитов до перидотитов. Наиболее крупное тело ультрабазитов, расположенное в районе Крутой Губы, залегает в гнейсово-мигматит-гранитной матрице, образовавшейся в результате гранитизации ультрабазит-базитового субстрата, на что указывает высокое содержание в гнейсах хрома, никеля, кобальта [Глазунов и др., 1981]. Высокая концентрация этих же элементов выявлена при геохимическом изучении основных кристаллосланцев. Химический состав и концентрация редких элементов в сланцах оказались близкими океаническим толеитам [Петрова и др., 1981].

В составе второго комплекса преобладают плагиоклазовые и микроклиновые мигматиты, реже присутствуют эндербиты и чарнокиты. Породы второго компле-

кса образовались в результате гранитизации пород первого комплекса. Разные по происхождению породы этих двух комплексов встречаются в любых сочетаниях среди полей мигматитов.

В строении Шарыжалгайского пояса кроме пород гранулитовой фации метаморфизма, носителем которой являются пироксеносодержащие магматические породы, а также продукты их гранитизации, участвуют породы, испытавшие одноактный метаморфизм амфиболитовой фации. Они представлены амфиболитами с реликты структуры эффузивов, парагнейсами, кварцитами и мраморами. Эти породы сохранились только в межкупольных перемычках гранито-гнейсовых куполов. Вероятно, они принадлежат нижнепротерозойской вулканогенно-осадочной ангинской серии, широко развитой в смежном районе Приольхонья [Ескин, Летников, 1981]. Более молодые отложения, которые могли бы соответствовать платформенному чехольному комплексу, здесь не установлены.

Вышеизложенные новые данные, полученные в результате комплексного изучения шарыжалгайской серии, позволили установить первичный домигматит-гранитный субстрат, соответствующий коре океанического типа. Радиологический возраст гранитизации субстрата в 2 900–2 800 Ма оказывается тождественным гранитизации субстрата Станового гранит-зеленокаменного пояса. Превращение первичного мафит-ультрамафитового субстрата океанической коры в сиалический мигматит-гранитный произошло в результате проявления двух тектоно-метаморфических этапов. Ранний этап проявился в гранулитовой фации метаморфизма основных кристаллосланцев и образованием эндербитов и чарнокитов. Верхний возрастной предел гранулитового метаморфизма, установленный изохронным уран-свинцовым методом по циркону из дупироксен-роговообманкового и биотит-гранатового плаггиогнейса, 2 700–2 600 Ма. Второй этап проявлен амфиболитовой фацией и сопровождался гранитизацией пород первого этапа и интенсивным ростом гранито-гнейсовых куполов. Время его проявления, установленное тем же методом по циркону из мигматитов, соответствует 2 050–1 900 Ма [Петрова и др., 1981].

Таким образом, Шарыжалгайский краевой гранит-зеленокаменный пояс по многим признакам сформировался на протоокеанической коре в позднем архее. В дальнейшем, в результате неоднократного проявления процессов метаморфизма и гранитизации океаническая кора была преобразована в континентальную и в конце раннего протерозоя аккреционным способом нарастила южный край Сибирского кратона. Судя по радиологическим данным, формирование континентальной коры гранит-зеленокаменных поясов было длительным и охватывало интервал времени около 700 Ма.

На основании всего изложенного правомерен вывод о том, что Шарыжалгайский гранит-зеленокаменный пояс представляет собой юго-восточную ветвь Станового пояса. Оба эти пояса расположены на краю Сибирской платформы. Вероятно, они составляли ее складчатое обрамление и были разобщены в раннем рифее Витимо-Муйской складчатой областью в результате новой деструкции Сибирской платформы.

СЕВЕРО-КИТАЙСКАЯ ПЛАТФОРМА И ЕЕ СЕВЕРНОЕ ОБРАМЛЕНИЕ

Северо-Китайская платформа является полным аналогом Сибирской платформы, что было подтверждено новыми данными китайских геологов на 30-м Международном Геологическом конгрессе в Пекине в 1996 г.

В фундаменте платформы выделяются архейские гранулито-гнейсовые области и гранит-зеленокаменные пояса, близкие по возрасту аналогичным тектоническим ансамблям Сибирской платформы (см. рис. 1; табл. 1).

Древнейшими породами гранулито-гнейсовых областей являются метатрондьемитовые граниты, обнаруженные в Аньшаньском районе провинции Ляонин, и тоналитовые гнейсы в северо-восточной части провинции Хэбэй. Радиологический возраст этих пород, установленный изохронным уран-свинцовым методом, равен 3 700–3 800 Ма. Эти основные гранулиты, по мнению китайских геологов, произошли от ТТГ-формации и являются типичными “серыми гнейсами”, которые

сформировали самую древнюю катархейскую континентальную кору Северо-Китайского кратона.

Другой комплекс, развитый в этих же районах, представлен вулканогенно-осадочными толщами, метаморфизованными в гранулитовой фации. К ним относятся группы Цзянси и Санган в Восточном Хэбэе и группа Чентайгоу в Аньшаньском районе. Эти группы слагают пироксеновые гранулиты, гиперстен-плагноклазовые гнейсы, железистые кварциты. Исходными породами для них служили толеитовые базальты и вулканы бимодальной серии, а также хемогенные кремнистые осадки. Изотопный возраст по циркону гранулитов группы Цзянси 3 430–3 670 Ма, а парапород группы Чентайгоу – 3 340 Ма [Lu Songnian et al., 1996; Shen Qihan, Geng Yuansheng, 1996; Sony Biao et al., 1996; Xu Hongcat et al., 1996]. Эти два комплекса слагают древние ядра (щиты) Северо-Китайской платформы: Янляо, Хехуай и Ордос [Wang Horgzhen, Qiao Xiufu, 1984], хотя для Ордосского ядра столь древние определения возраста пород пока неизвестны.

Другой структурный тип в фундаменте платформы представляют гранит-зеленокаменные пояса. Фрагменты их присутствуют в провинциях Хэбэй, Хенань, Ляонин и во Внутренней Монголии. Пояса сложены преимущественно верхнеархейскими образованиями: группа Фупин в Хэбэе, Тайхуа в Хенани, Аньмань в Ляонине и Вуланшан во Внутренней Монголии. Как и на Сибирской платформе здесь выделяются два типа гранит-зеленокаменных поясов: внутрикратонные и краевые.

Фупинский внутрикратонный гранит-зеленокаменный пояс¹. Этот пояс простирается в субмеридиональном направлении, разделяя Ордосское и Янляо-Хехуайское ядра Северо-Китайской платформы. Территориально пояс охватывает восточную часть провинции Шанси и западную часть провинции Хэбэй. На севере этот пояс сопрягается с Дагингшанским краевым гранит-зеленокаменным поясом.

Фупинский гранит-зеленокаменный пояс характеризуется полициклическим развитием. Древнейшие образования пояса представлены породами группы Фупин, одноименного тектонического цикла: преимущественно двупироксеновыми гранулитами, амфиболитами, магнетитовыми кварцитами и парагнейсами. Исходными породами для основных гранулитов послужили лавы ультраосновного состава со структурами спенифлекс и силлы, а для амфиболитов толеитовые базальты, сохранившие черты подушечных лав. Парагнейсы, развитые в средней и верхней частях группы Фупин, возникли в процессе метаморфизма флишондной формации кластических и известково-кремнистых пород. Аналогичный состав и строение установлены и для группы Тайхуа в южной части пояса в провинции Хенань. Важной особенностью для этих групп является приуроченность ультраосновных и основных лав к нижним частям разрезов, а отсутствие пород сиалической коры свидетельствует о заложении Фупинского пояса на протоофиолитовом основании. Для образований группы Фупин известны датировки 2 800 Ма из парагнейсов и 2 560 Ма из гранита, прорывающего группу Фупин [Liu et al., 1985]. Для биотитовых плагногнейсов группы Тайхуа установлен возраст в 2 850 Ма. Эти древние изотопные даты возраста групп Фупин и Тайхуа тождественны шарыжалгайскому комплексу Сибирской платформы, что указывает на одно и то же время образования этих гранит-зеленокаменных поясов. Фупинская фаза диастрофизма на рубеже 2 600–2 500 Ма сопровождалась массовым внедрением гранитоидов, что привело к спаиванию древних континентальных ядер в единый Северо-Китайский кратон [Ma Xinguan, Wu Zheangwen, 1981].

В утайский цикл ознаменовал начало раздробления только что консолидированного Северо-Китайского кратона. Возникли протяженные мобильные пояса. Один из них образовался на северо-западной стороне Фупинского свода в горах Тайханьшань и Вутайшань. Вутайскому циклу соответствуют две группы пород: Вутай и Хутуо, разделенных перерывом и несогласием. Вутайская группа делится на две части. Нижняя с угловым несогласием залегает на породах группы Фупин и пред-

¹ В ранних публикациях этот пояс описывался как Ци-Цзиньшаньская протогеосинклиналь Вутайского цикла развития Северо-Китайской платформы [Ma Xinguan, Wu Zheangwen, 1981; Хаин, Божко, 1998].

ставлена преимущественно терригенными отложениями с базальными конгломератами, содержащими гальку кварца, мигматитов и плагиогнейсов. Верхняя сложена мощной толщей вулканитов, от основных до кислых, турбидитами, граувакками и железистыми кварцитами. Изотопный возраст кислых эффузивов равен 2 520 Ма, а прорывающих толщу Вутай гранитов 2 300 Ма. Последняя цифра принимается за тектонический рубеж между группами Вутай и Хутуо и отвечает ранней фазе Вутайского диастрофизма [Wang Rizheng et al., 1996; Wilde Simon et al., 1996].

Приуроченность вулканитов группы Вутай к рифтовым зонам, зеленосланцевый и низкотемпературный амфиболитовой фации метаморфизм этих пород служил основанием для отнесения этих образований к типичным зеленокаменным поясам, аналогичным поясам позднего архея [Tian Yong, Yu Keren, 1996]. Подобная аналогия неправомерна в силу ограниченности размеров таких поясов, отсутствия среди вулканитов коматитов и больших мощностей осадочных отложений. Процесс рифтогенеза в это время не сопровождался спредингом с раздвижением блоков континентальной коры и образованием океанической коры, как это имело место в позднем архее. Примечательным также является тот факт, что раннепротерозойские подвижные пояса распространены только в пределах позднеархейских зеленокаменных поясов как на Сибирской, так и на Северо-Китайской платформах.

В конце цикла Вутай произошла консолидация Северо-Китайской платформы, что подтверждается угловым несогласием между группами Вутай и Хутуо. Породы группы Хутуо накапливались в обширных внутриплитных осадочных бассейнах. Они представлены терригенными, карбонатными и кремнистыми осадками, лишь местами метаморфизованными в зеленосланцевой фации метаморфизма. По сути они сформировали протоплатформенный чехол Северо-Китайской платформы подобно удоканской серии на Сибирской платформе.

В Луляньский цикл на Северо-Китайской платформе формируются протоавлакогены, в которых накапливались преимущественно терригенные и карбонатные отложения. Вулканиты имеют подчиненное значение и представлены породами наземной субщелочной серии. Луляньский цикл завершился одноименной фазой складчатости и внедрением гранитоидов на рубеже 1 800–1 700 Ма. С этого времени Северо-Китайская платформа была окончательно консолидирована [Ma Xingyuan, Wu Zheangwen, 1981].

Дагингшанский краевой гранит-зеленокаменный пояс. В северном обрамлении Северо-Китайской платформы в последнее время выделяют несколько мобильных поясов субширотного простираения. Эти пояса, по мнению китайских геологов, возникли в результате откола от края архейского кратона в позднем архее, протерозое и венде–кембрии. Наблюдается последовательное омоложение возраста поясов по латерали в северном направлении к Сибирской платформе. Дагингшанский позднеархейский пояс сменяется протерозойским поясом Баян Обо. Далее следуют палеозойские пояса Ондор Сум-Хар Морон, Хилин-Хот во Внутренней Монголии [Tang, 1990; Wu Changhua et al., 1996]. Границами поясов служат протяженные зоны покровно-надвигового строения, в которых наряду с вулканогенно-осадочными отложениями участвуют в разной степени метаморфизованные породы офиолитовой ассоциации. В целом северное обрамление платформы представляет собой сложно построенную коллизионную область.

Дагингшанский пояс, расположенный на краю платформы, прослеживается на 1000 км из Внутренней Монголии в Восточный Хэбэй. Древнейшие образования пояса представлены верхнеархейскими метаморфическими породами группы Вуланшан. Как и в других поясах этого возраста, здесь развиты основные гранулиты: дупироксен-плагиоклазовые, а также гранат-биотит-плагиоклазовые, горнблэндит-плагиоклазовые гнейсы и гранито-гнейсы. Протолитом для этих пород послужили ультраосновные и основные магматические породы. Присутствие в их составе граната, биотита, плагиоклаза и особенно горнблэндита, являющегося индикатором преобразования пироксенитов, указывает на наложенный характер процесса метаморфизма и гранитизации. Изотопный возраст гранулитового метаморфизма равен

2 571 Ma [Gan Shengfei, 1991; Li Shuxun et al., 1996]. В горах Дагинг гранулитовый комплекс пород с несогласием перекрывается вулканогенно-осадочной толщей, в которой преобладают высокоглиноземистые гнейсы, силлиманитовые сланцы и мраморы. В разных местах пояса эта толща описывается под разными названиями. В районе Хох Хот она представлена группой Эрдова и датирована возрастом в 2 372 Ma [Wang Huichu et al., 1996]. Возраст метаморфизма амфиболитовой фации и синхронной гранитизации равен 1 962–1 812 Ma [Gan Shengfei, 1991]. Таким образом, Дагингшанский пояс оказывается близким по строению и возрасту Становому и Шарыжалгайскому краевым гранит-зеленокаменным поясам юга Сибирской платформы.

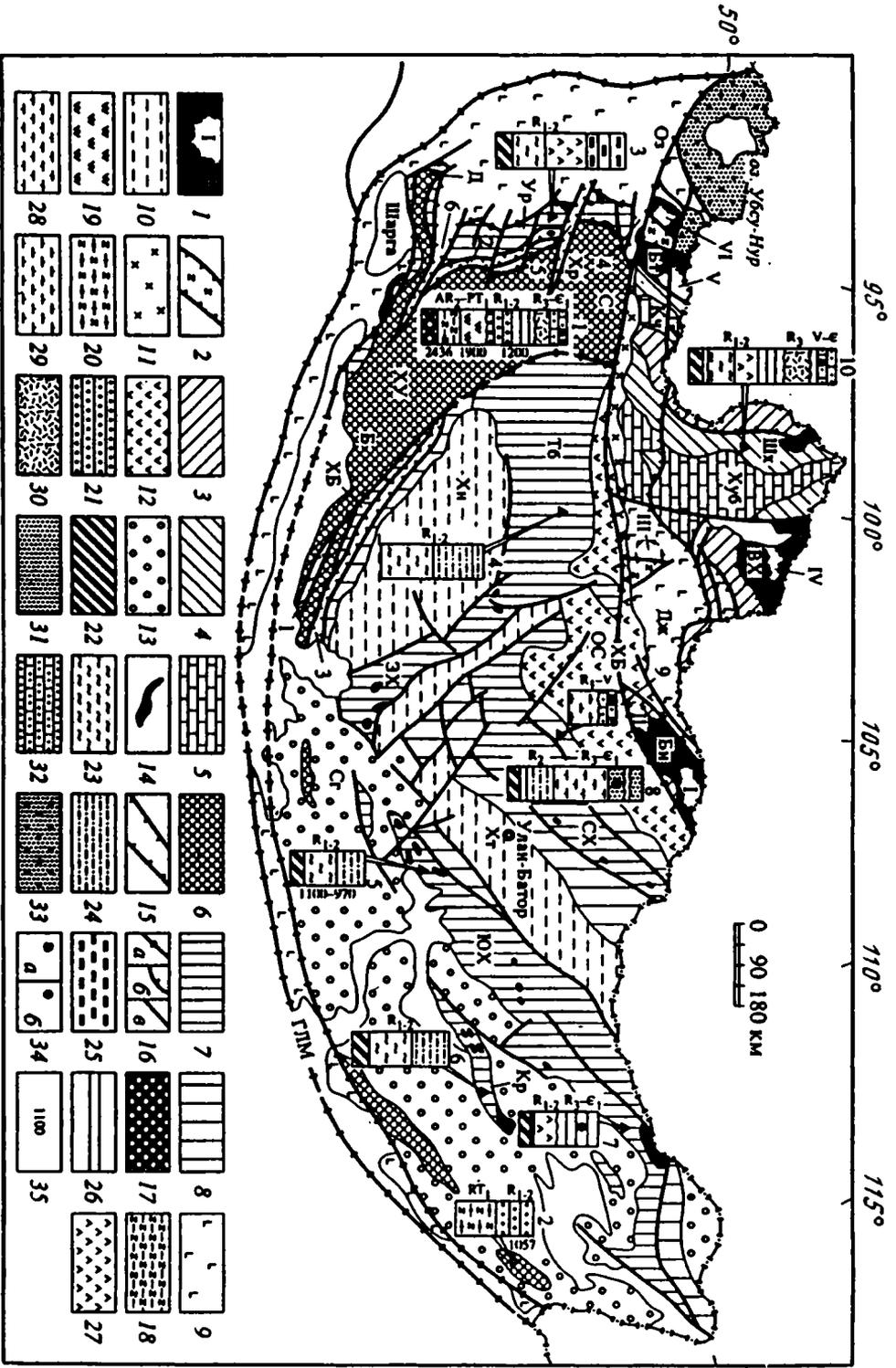
Непосредственно к северу от Дагингшанского пояса, параллельно ему, во Внутренней Монголии расположен пояс Баян Обо. Этот пояс до недавнего времени считался протерозойским авлакогеном или недоразвитым рифтом на краю Ордосского ядра, хотя допускалось и иное его происхождение. Дело в том, что у этого пояса отсутствует северный край континентальной рамы. На его месте располагался исчезнувший древний Внутримонгольский палеоокеан [Wang Horgzhen, Qiao Xiufu, 1984]. Это предположение нашло подтверждение благодаря открытию во Внутренней Монголии (район Хуанерку) офиолитового пояса протяженностью свыше 100 км. Офиолитовая серия здесь подразделяется на три части: нижняя – мафический и ультрамафический кумулятивный комплекс; средняя – расслоенный комплекс и верхняя – базальты и коматиты со спинифекс текстурой. По петрохимии базальты относятся к океаническому толентовому базальту. Изотопный возраст перидотита равен 1 470 Ma, коматитита – 1 146 Ma и базальта – 1 003 Ma (Sm–Nd метод, [Hu Daogong et al., 1996]). Эти новые данные свидетельствуют о существовании во Внутренней Монголии среднепротерозойского океанического бассейна.

Далее к северу, за поясом Баян Обо, по латерали расположены пояса Ондор Сум-Хар Морон и Хелин Хот. В первом установлены венд-кембрийские (Ондор Сум) и ордовикские (Хар Морон), а во втором – силурийско-девонские офиолиты.

Таким образом, в свете новых данных по строению северного обрамления Северо-Китайского кратона, наблюдается омоложение возраста пород офиолитовой ассоциации в развитых здесь складчатых поясах от верхнего архея до среднего палеозоя. Сходная картина наблюдается в южном обрамлении Сибирского кратона. В Байкало-Муйском складчатом поясе Н.Л. Добрецовым [Добрецов, 1990] установлены офиолиты с возрастом 1 400–1 600 Ma. Рифейские офиолиты установлены автором [Макарычев, 1997] в Северной Монголии. Офиолиты венд-кембрийского возраста давно известны в Джидинской и Озерной зонах. В целом омоложение океанической коры происходит от краев Сибирской и Северо-Китайской платформы к центру Центрально-Азиатского складчатого пояса, что вряд ли является простой случайностью. В связи с этим возникает вопрос о соотношении разновозрастных палеоокеанических бассейнов друг с другом. Являются ли они реликтовыми от позднеархейского палеоокеана, образовавшегося при деструкции Сибирско-Северо-Китайского суперкратона, или новообразованными, возникавшими каждый раз при дроблении вновь образованной континентальной коры в рифее, венде–кембрии, среднем палеозое? Чтобы ответить на этот не простой вопрос, обратимся к анализу геологического строения Монголии, расположенной в центре Центрально-Азиатского складчатого пояса, являющегося восточным сегментом Урало-Монгольского пояса М.В. Муратова [Муратов, 1965].

МОНГОЛИЯ

Территория Монголии, кроме своего географического положения в центре Центрально-Азиатского пояса, интересна прежде всего тем, что в ее пределах наряду с древними микроконтинентами находятся складчатые зоны, сформировавшиеся на океанической коре в позднем архее, рифее и венде–кембрии. Строение и геологическое развитие этих зон подробно охарактеризованы автором в отдельных



статьях [Макарычев, 1992, 1997]. Здесь мы кратко напомним о строении Хунгуй-Бумбугэрской зоны, являющейся ключевой для определения возраста зарождения первичного позднеархейского палеоокеана на месте Центрально-Азиатского складчатого пояса (рис. 3).

Основание дорифейского разреза зоны слагает меланократовый комплекс пород, представленный метаморфизованными и гранитизированными гипербазитами и базитами, лишенными элементов стратификации. Обычно эти породы находятся в виде реликтов среди полей мигматитов и ортогнейсов. Там, где они менее преобразованы, удается установить двупироксеновые различия, иногда с оливином и хромшпинелидом (гарцбургит), пироксениты, переходящие в горнблендиты, габбро-амфиболиты, эклогитоподобные породы, основные ортогнейсы, гранатовые амфиболиты. Выше без перерыва залегает толща амфиболовых и биотитовых гнейсов, слюдяных сланцев, кварцитов и мраморов. Исходными отложениями для них послужили хемогенные кремнистые, пелитовые и карбонатные осадки. Оба комплекса пород испытали метаморфизм в амфиболитовой фации и гранитизацию. Изотопный возраст плагиогранитизации протоофиолитов в Бумбугэрском блоке равен $2\ 437 \pm 35$ Ма [Макарычев, 1992] и $2\ 650 \pm 30$ Ма [Козаков, 1986]. Массовое внедрение гранитоидов в этой зоне произошло в конце раннего протерозоя (1 800–1 900 Ма).

Таким образом, протоофиолитовый меланократовый фундамент и дорифейские океанические формации указывают на протоокеаническую природу этой зоны. Она сформировалась на позднеархейской океанической коре одновременно с краевыми гранит-зеленокаменными поясами Сибирской и Северо-Китайской платформ.

Хунгуй-Бумбугэрская зона по латерали с запада и востока граничит с ранне-среднерифейскими зонами, океаническая природа которых доказывается широким развитием в них офиолитовых комплексов, метаморфизованных в зеленосланцевой фации. Становление континентальной коры в этих зонах произошло после внедрения гранитоидов в среднем рифее в 1 100–1 200 Ма. Приведенные данные о разном времени преобразования океанической коры в континентальную позволяют



Рис. 3. Схема тектонической зональности Северной, Западной и Центральной Монголии

1–5 – Северная Монголия (Тувино-Монгольский микроконтинент): 1 – выступы дорифейского основания с гранито-гнейсовыми куполами; 2 – рифтогенные прогибы раннего протерозоя, 3 – ранне-среднерифейский чехольный комплекс выступов, 4, 5 – складчатые зоны (4 – среднерифейские на коре океанического типа, 5 – позднеархейско-кембрийские на месте унаследованно развивавшихся прогибов); 6–16 – Западная и Центральная Монголия: 6–9 – складчатые области, сформировавшиеся на месте фрагмента Урало-Монгольского протоокеана (6 – позднеархейско-раннепротерозойская на протоокеанической коре, 7 – ранне-среднерифейские на коре океанического типа, 8 – позднеархейско-раннекембрийские переходной стадии развития, 9 – венд-кембрийские на коре океанического типа), 10 – варисские остаточные прогибы, 11, 12 – вулканоплутонические пояса (11 – девонский, 12 – пермский), 13 – мезозойские наложенные структуры, 14 – офиолиты вне масштаба, 15 – рифтогенные зоны разного возраста, 16 – разломы (а – межзональные: ХБ – Ханхухэй-Бутулинуринский, ГЛМ – Главный лениамент Монголии; б – надвиги; в – сдвиги, сбросы и взбросы); 17–35 – колонки вне масштаба: 17–32 – формации складчатых зон (17 – протоофиолитовая, 18 – ортоамфиболитовая, мигматизированная, 19 – кварцитокарбонатная хемогенная, 20 – гнейсово-амфиболитовая, 21 – метатерригенная со слюдяными сланцами, 22 – метаофиолитовая, 23 – аподиабазовая зеленосланцевая, 24 – кремнисто-сланцевая, 25 – кремнистокарбонатная, 26 – карбонатно-сланцевая, 27 – вулканогенно-кремнистая, 28 – андезитово-базальтовая, 29 – андезитовая, 30 – наземная вулканогенно-терригенная, 31 – терригенная, 32 – карбонатная), 33 – золотые пески, 34 – органические остатки (а – скелетная фауна, б – онколиты), 35 – радиологический возраст гранитизации. Колонки 1, 3, 4, 10 – по автору, 2, 5–9 – по данным [Благонравов и др., 1977]

Выступы Тувино-Монгольского массива: Бн – Бутулинуринский, ВХ – Восточно-Хубсугульский, Бт – Барунтурунский, С – Сонгинский, Хр – Харанурский, Д – Дариби, Б – Бумбугэрский. Важнейшие рифейские и палеозойские складчатые зоны: Шх – Шишхидская, Хуб – Хубсугульская, Кч – Качинская, Оз – Озерная, Дж – Джидинская, Ур – Ургамальская, ХУ – Хунгуйская, Тб – Тарбагатайская, ЗХ – Западно-Хэнтэйская, СХ – Северо-Хэнтэйская, ЮХ – Южно-Хэнтэйская, Хн – Хангайская, Хт – Хэнтэйская, Кр – Керуленская, ОС – Орхон-Селенгинская, Сг – Средне-гобийская. Гранито-гнейсовый купол: I – Сундуйский, II – Эйгингольский, III – Селенгинский, IV – Хубсугульский, V – Сангиленский, VI – Марцингольский. Рифты: 1 – Туингольский, 2 – Хутульский, 3 – Баянхонгорский, 4 – Ханхухэйский, 5 – Дзабхан-Мандальский, 6 – Хасагтинский

сделать вывод о том, что раннерифейские океанические бассейны Северной Монголии являются фрагментами позднеархейского протоокеана. Такое же происхождение, вероятно, и рифейского палеоокеана во Внутренней Монголии.

Другая тектоническая природа складчатых зон, сформировавшихся на океанической коре позднерифей-венд-кембрийского возраста. Озерная и Джидинская зоны в Северной Монголии, зона Ондор Сум-Хар Морон во Внутренней Монголии имеют резко секущие соотношения не только с древними микроконтинентами, но и с ранне-среднерифейскими зонами с новообразованной континентальной корой. Выплавление больших масс гранитоидов в конце среднего рифея привело к частичной кратонизации Центрально-Азиатского складчатого пояса. Вероятно, в это время в его пределах был сформирован крупный блок гетерогенно-континентальной коры, входивший в состав суперконтинента Пангея I (Родинии). Новый деструктивный этап, начавшийся в конце рифея и достигший максимальной активности в венде-кембрии, привел к раскрытию на месте Центрально-Азиатского пояса **вторичного** палеоокеана – Палеоокеана. Эволюция этого палеоокеана от момента раскрытия в конце рифея до закрытия в среднем палеозое рассмотрена в многочисленных публикациях А.А. Моссаковского с соавторами [Моссаковский и др., 1993; и др.]. Однако дискуссионным остается вопрос, был ли этот вторичный палеоокеан единым целым или состоял из малых океанических бассейнов, образовавшихся в результате рассеянного спрединга гетерогенной докембрийской континентальной коры. Решение этого вопроса – задача дальнейших исследований.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сибирская и Северо-Китайская платформы характеризуются одинаковым внутренним строением. В их пределах расположены раннеархейские щиты – Алданский и Анабарский на Сибирской платформе и Ордос, Янляо, Хехуай на Северо-Китайской платформе. Древнейшие образования щитов представлены так называемыми “серыми гнейсами”, изотопный возраст их равен 3600–3800 Ма. Эти данные позволяют считать, что в катархее и раннем архее на территории Центральной Азии располагался Сибирско-Северо-Китайский суперкратон, входивший в состав Пангеи 0. Раннеархейская “серогнейсовая” кора присутствует на щитах всех континентов, что позволило Ч.Б. Борукаеву [Борукаев, 1985] сделать вывод об образовании первого крупного блока протоконтинентальной коры Пангеи 0.

В позднем архее произошел распад этого суперконтинента с обособлением Сибирского и Северо-Китайского кратонов. К этому времени следует относить раскрытие Центрально-Азиатского палеоокеана с образованием протоокеанической коры. Реликтовые фрагменты протоофиолитов надежно установлены в краевых гранит-зеленокаменных поясах – в Становом и Шарыжалгайском на Сибирской и Дагиншанском поясе Северо-Китайской платформы, а также в Хунгуй-Бумбугэрской зоне Северной Монголии, т.е. в центре Центрально-Азиатского пояса. Таким образом, краевые гранит-зеленокаменные пояса, ограничивающие эти платформы, служат индикаторами раскрытия **первичного** Центрально-Азиатского палеоокеана. Спрединг в позднем архее проявился в рассеянном виде, что подтверждается образованием протоокеанических бассейнов и микроконтинентов. Наиболее крупным из них является Тувино-Монгольский микроконтинент, разделивший этот протоокеан на Сибирскую и Монголо-Северо-Китайскую части. В результате процессов метаморфизма и гранитизации протоокеаническая кора этих поясов в интервале 2 600–2 800 Ма была преобразована в континентальную кору и аккреционным путем нарастила Сибирский и Северо-Китайский кратоны. В это же время в Хунгуй-Бумбугэрской зоне Северной Монголии была сформирована энсиматическая островная дуга огромной протяженности.

В позднем архее не произошла полная кратонизация Центрально-Азиатского пояса. В его пределах оставались пространства с протоокеанической корой, не за-

тронутые процессами континентального корообразования. На этой коре сформировались складчатые зоны ранне-среднерифейского возраста. На южном обрамлении Сибирской платформы – это Байкало-Муйская зона, на северном обрамлении Северо-Китайской платформы – зона Баян Обо, а в Северной Монголии – Ургамальская и Центрально-Монгольская зоны. Океанические формации этих зон были гранитизированы в среднем рифее. Таким образом, происходило своеобразное стягивание континентальной коры от периферии к центру Центрально-Азиатского протоокеана. Выплавление больших масс гранитоидов в среднем рифее привело к частичной кратонизации Центрально-Азиатского складчатого пояса. Новый этап деструкции в конце рифея и в венде–кембрии обусловил раскрытие вторичного палеоокеана – Палеопацифики. Спрединг в то время охватил не только участки не до конца консолидированной коры ранне-среднерифейских зон, но и Тувино-Монгольский микроконтинент, чему примером служит Джидинская зона с офиолитовым субстратом венд-кембрийского возраста.

Суммируя все изложенное, можно прийти к выводу о полициклическом развитии Центрально-Азиатского складчатого пояса. В его пределах эпохи растяжения сменялись эпохами сжатия. В эпохи растяжения в позднем архее, рифее и венде–кембрии происходило раскрытие палеоокеанических бассейнов и накопление вулканогенно-осадочных толщ большой мощности. Эпохи сжатия, имевшие место в конце позднего архея и раннего протерозоя, после среднего рифея и в конце кембрия, сопровождались тектоническим скучиванием, метаморфизмом и гранитизацией. С последним этапом сжатия связано выплавление больших масс гранитоидов в разновозрастных складчатых зонах, что привело к их объединению в единый крупный блок с гетерогенной континентальной корой.

ЛИТЕРАТУРА

- Алданский щит // Докембрийская геология СССР. Л.: Наука, 1988. Ч. II, раздел II. С. 222–282.
- Бережная Н.Г., Богомолов Е.С., Кирилова Т.Н.* и др. Раннедокембрийские этапы развития Алдано-Станового кратона и их геохронологическое обоснование // Геология и рудоносность докембрия Сибирской платформы и ее обрамления: Тез. докл. Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1987. С. 202–203.
- Бибилова Е.В., Баадсгард Х., Бойко В.Л.* Самарий-неодимовый возраст древнейших метаморфических пород Украинского щита и Омолонского массива // Проблемы изотопного датирования процессов метаморфизма и метасоматоза: Тез. докл. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1985. С. 16–17.
- Бибилова Е.В., Другова Г.М., Макарова В.А.* и др. Геохронология Алдано-Витимского щита // Методы изотопной геологии и геохронологическая шкала. М.: Наука, 1986. С. 135–159.
- Бибилова Е.В., Кирилова Т.Н., Макарова В.А.* и др. О времени вулканизма в Олондинском зеленокаменном поясе (Восточная Сибирь) // Докл. АН СССР. 1984. Т. 279, № 6. С. 1424–1428.
- Благоурахов В.А., Зайцев Н.С., Лхасурен Б.* и др. Докембрийские комплексы Северной Монголии – образование ранних стадий формирования континентальной коры. М.: Наука, 1977. С. 18–26. (Тр. Сов.-Монг. экспедиции; Вып. 22).
- Борукаев Ч.Б.* Структура докембрия и тектоника плит. Новосибирск: Наука, 1985. 190 с.
- Ветлужских В.Г., Кудрявцев В.А., Соколов Н.А.* Стратиграфия архея района верхнего течения р. Тимптон (Зверевский блок) // Геология и петрология докембрия Алданского щита. М.: Наука, 1966. С. 26–33.
- Глазунов О.М., Грудинский М.И., Летников Ф.А.* и др. Ультраосновные породы Крутой Губы // Геология гранулитов. Иркутск, 1981. С. 50–59.
- Глебовицкий В.А.* Геологические и физико-химические связи метаморфизма и тектоники в раннем докембрии // Геотектоника. 1996. № 5. С. 27–42.
- Глуховский М.З.* Геологическая эволюция фундаментов древних платформ. М.: Наука, 1990. 213 с.
- Глуховский М.З., Моралев В.М., Кузьмин М.И.* Тектоника и петрогенез катархейского комплекса Алданского щита в связи с проблемой протоофиолитов // Геотектоника. 1977. № 6. С. 103–117.
- Глуховский М.З., Моралев В.М., Суханов М.К.* Тектоническое положение раннепротерозойских анортозитов и гранитоидов Алданского щита и зональность процессов термотектогенеза // Там же. 1993. № 3. С. 69–81.
- Дзевановский Ю.К.* Геология западной окраины Станового хребта // Бюл. ВСЕГЕИ. 1958. № 1. С. 21–27.
- Добрецов Н.Л.* Проблемы тектоники и офиолитовых поясов Центральной Азии, Южной Сибири и Се-

- верного Китая // Проблемы магматизма и метаморфизма Восточной Азии. Новосибирск: Наука, 1990. С. 7–23.
- Ескин А.С., Летников Ф.А. Геологическая позиция архейских комплексов Прибайкалья // Геология гранулитов. Иркутск, 1981. С. 4–12.
- Журавлев Д.З., Пухтель И.С., Самсонов А.В. Sm–Nd возраст и геохимия метавулканитов Олондинского зеленокаменного пояса (Алданский щит) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 2. С. 39–49.
- Козаков И.К. Докембрийские инфраструктурные комплексы палеозойд Монголии. Л.: Наука, 1986. 144 с.
- Коржинский Д.С. Докембрий Алданской плиты и хр. Станового // Стратиграфия СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1939. Т. 1. С. 349–366.
- Кострыкина В.М., Кострыкин Ю.П., Емельянов А.А. Геологическое строение и металлогенические особенности докембрийских образований Нюкжинско-Тындинского участка БАМ // Докембрийские комплексы зоны БАМ. Владивосток, 1979. С. 55–71.
- Левченко О.А., Морозова И.М., Другова Г.М. и др. Уран-свинцовое датирование древнейших образований Алданского щита // Изотопное датирование процессов метаморфизма и метасоматоза. М.: Наука, 1987. С. 116–138.
- Макарычев Г.И. Первично-океаническая природа коры Урало-Монгольского складчатого пояса // Геотектоника. 1992. № 1. С. 111–124.
- Макарычев Г.И. Фрагменты докембрийской океанической и континентальной коры в Северной Монголии // Там же. 1997. № 2. С. 39–52.
- Мишкин М.А., Авченко О.В. К петрологии метаморфических пород Становой складчатой области // Докембрийские комплексы зоны БАМ. Владивосток, 1979. С. 91–111.
- Моралев В.М. Ранние этапы эволюции континентальной литосферы. М.: Наука, 1986. 165 с.
- Морозова И.М., Другова Г.М., Богомолов Е.С. Изотопно-геохронологические доказательства раннедокембрийской истории Алдано-Олекминского района // Изотопная геохронология. Л.: Наука, 1989. С. 87–110.
- Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центрально-Азиатский складчатый пояс, геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–32.
- Муратов М.В. Складчатые геосинклинальные пояса Евразии // Там же. 1965. № 6. С. 3–18.
- Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого // Там же. 1969. № 4. С. 5–23.
- Петрова З.И., Левицкий В.И., Бибукова Е.В. Петрология, геохимия и последовательность формирования пород Шарыжалгайской серии // Геология гранулитов. Иркутск, 1981. С. 13–49.
- Хаин Е.В. Основные проблемы современной геологии: (Геология на пороге XXI века). М.: Наука, 1994. 187 с.
- Хаин В.Е. Урало-Монгольский пояс М.В. Муратова: Происхождение и соотношение со смежными подвижными поясами // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1998. Т. 73, вып. 5. С. 25–29.
- Хаин В.Е., Божко Н.А. Историческая геотектоника: Докембрий. М.: Недра, 1998. 381 с.
- Эволюция раннедокембрийской литосферы Алдано-Олекмо-Станового региона. Л.: Недра, 1987. 280 с.
- Gan Shengfei. Archean granulite belt of Mt. Daquingshan in Inner Mongolia, China: the earliest product of modern-stupe plate-convergence of North China craton and Proto-Mongolia block. Report N 2 of the IGCP Project 283 // Second Intern. symp. on evolution of Paleasian Ocean: Abstr. and pap. Beijing, 1991.
- Hu Daogong, Tan Chengxuan, Fu Junyu, Zhang Hai. The Middle Proterozoic ophiolite in Alihe area of Inner Mongolia // XXX Intern. Geol. Congr. Abstr. Beijing, 1996. Vol. 1. P. 295.
- Kontinen A. An Early Proterozoic ophiolites – the Jorunua mafic-ultramafic complex, Northeastern Finland. Precamb. Res. 1987. Vol. 35. P. 313–341.
- Li Shuxun, Jin Wer, Yu Haifeng. Proterozoic orogenic belt and evolution of lower crust in Northern China craton, China: An example from Deqing Mountain, Inner Mongolia // XXX Intern. Geol. Congr. Abstr. Beijing, 1996. Vol. 3. P. 267.
- Liu D.-Y., Page R.W., Compston W., Wu J. U-Pb zircon geochronology of Late Archean metamorphic rocks in the Taihangshan-Wutaishan area, North China // Precamb. Res. 1985. Vol. 27. P. 85–109.
- Lu Songnian, Yang Chunliang, Li Huaikin, Li Huimin. A proposed Archean timescale of China // XXX Intern. Geol. Congr. Abstr. Beijing, 1996. Vol. 2. P. 526.
- Ma Xingyuan, Wu Zheangwen. Early tectonic evolution of China // Precamb. Res. 1981. Vol. 14. P. 185–202.
- Nutman P.A., Chernyshev I.V., Baadsgaard H., Smelov A.P. The Aldan Shield of Siberia, USSR: The age of its Archean components and evidence for widespread reworking in the Mid-Proterozoic // Ibid. 1992. Vol. 54, N 2/4. P. 195–210.
- Shen Qihan, Geng Yuansheng. The major geological characteristics of Archean crusts of China // XXX Intern. Geol. Congr. Abstr. Beijing, 1996. Vol. 2. P. 526.
- Sony Biao, Nutman P.A., Wu Jiashan, Lio Dunyi, Wan Yusheng. The geological evolution of the Archean of Anshan Area, NE China // Ibid. 1996. Vol. 2. P. 525.
- Tang K. Tectonic development of Paleozoic foldbelts at the North margin of the Sino-Korean craton // Tectonics. 1990. Vol. 19, N 2. P. 249–260.
- Tian Yong, Yu Keren. The inner texture and geodynamic mechanism of the Proterozoic orogenic belt in Wutaishan, Shanxi Province // XXX Intern. Geol. Congr. Abstr. Beijing, 1996. Vol. 1. P. 284.

- Wang Horgzhen, Qiao Xiufu.* Proterozoic stratigraphy and tectonic framework of China // *Geol. Mag.* 1984. Vol. 121, N 6. P. 599–614.
- Wang Huichu, Bai Jin, Xiu Qunye.* The Early Proterozoic tectonic framework of the northern margin of North China platform // *XXX Intern. Geol. Congr. Abstr.* Beijing, 1996. Vol. 2. P. 579.
- Wang Rizheng, Yan Yaoyang, Li Huimin, Lin Yuanxian.* The Early Precambrian chronotectonic formework of the Wutaishan area, China // *Ibid.* 1996. Vol. 2. P. 579.
- Wilde S., Cawood P., Wang K.* The relationship and timing of granitoid evolution with respect to felsic volcanism in the Wutai Complex, North China Craton // *Ibid.* 1996. Vol. 2. P. 578.
- Wu Changhua, Mei Hualin, Zhong Changting.* Tectonic setting and Early Proterozoic collision of the Khnondalite suite and Granulite complex in Southern Nei Mongol and North Shanxi, North China craton // *Ibid.* 1996. Vol. 2. P. 553.
- Xu Hongcai, Li Shengzhi, Dong Guochen.* Study on Archean geology in Hebei Province, China // *Ibid.* 1996. Vol. 2. P. 579.

СООТНОШЕНИЕ ПАМИРА И ТЯНЬ-ШАНЯ В МЕЛУ И КАЙНОЗОЕ

В. С. Буртман

Геологический институт РАН

Проблема соотношения Памира и Тянь-Шаня давно привлекает исследователей. Концепция их мобильного взаимодействия, возникшая в работе Д.И. Мушкетова [1919], разработанная Э. Арганом [Argand, 1924] и модифицированная его последователями, имела в 40–70-х годах многочисленных критиков. Со временем, под давлением фактов и обстоятельств количество противников уменьшалось, сомнения рассеялись. В настоящее время мобильное взаимодействие Тянь-Шаня и Памира в кайнозое, как следствие коллизии Индостанской плиты с Евразией, имеет разностороннюю аргументацию. Круг проблем, связанных с этим вопросом, изменился: актуальным стало определение количественных параметров – величин перемещения, сокращения земной поверхности, углов вращения тектонических элементов.

В статье на основании фациального анализа, структурных и палеомагнитных данных определены такие количественные параметры. В результате стала возможной реконструкция палеогеографических обстановок в мелу и палеогене на палинспастической основе. Благодаря такой основе, предлагаемые в статье палеогеографические реконструкции отражают истинные соотношения и размеры объектов. В этом их главное отличие от опубликованных палеогеографических карт [Алиев и др., 1979; Атлас..., 1967; Кариев, 1977; Эгамбердыев, 1981; и др.].

Наиболее информативны результаты изучения меловых и палеогеновых отложений в горных хребтах и долинах Афгано-Таджикской впадины и Памир-Алайского района. Афгано-Таджикская впадина – это область развития мезозойских и кайнозойских отложений, которую обрамляют горные страны, сложенные палеозойскими и более древними породами, – Южный Тянь-Шань, Памир и Западный Гиндукуш (рис. 1, 2). На юго-западе Афгано-Таджикская впадина открыта в сторону Туранской платформы, а на северо-востоке породы мела и кайнозоя продолжают в район Памир-Алайского сближения и далее – в Таримскую впадину. Северную часть Афгано-Таджикской впадины, расположенную в Таджикистане, называют Таджикской депрессией [Херасков, 1932]. Эта депрессия представляет собой складчатую горную страну с размахом рельефа в тысячи метров и является депрессией лишь относительно окружающих ее гигантских горных сооружений. Горы Памира и Тянь-Шаня очень молоды. Говоря о Памире и Тянь-Шане в меловое и третичное время, автор имеет в виду территорию будущих горных стран.

ФАЦИИ МЕЛА И ПАЛЕОГЕНА АФГАНО-ТАДЖИКСКОЙ ВПАДИНЫ И ЕЕ ГОРНОГО ОБРАМЛЕНИЯ

И.Е. Губин [1940, 1960] использовал результаты фациального анализа меловых и палеогеновых отложений, развитых около Вахшского разлома, для обоснования природы последнего. Соприкосновение по разлому разнородных фаций было резонно интерпретировано как результат надвига, имеющего большую амплитуду. Величину амплитуды определить не удалось, она была предположительно оценена в 10–15 км. А.И. Суворов и С.Г. Самыгин [Суворов, 1968; Суворов, Самыгин, 1965] провели подобную работу, используя данные по северной части Таджикской депрессии и Памир-Алайской области. Величина надвигания по Вахшскому разлому была определена ими в 100 км, по Каракульскому разлому – 40–45 км. В.С. Буртман и П. Молнар [Burtman, Molnar, 1993] привлекли новые материалы и расширили

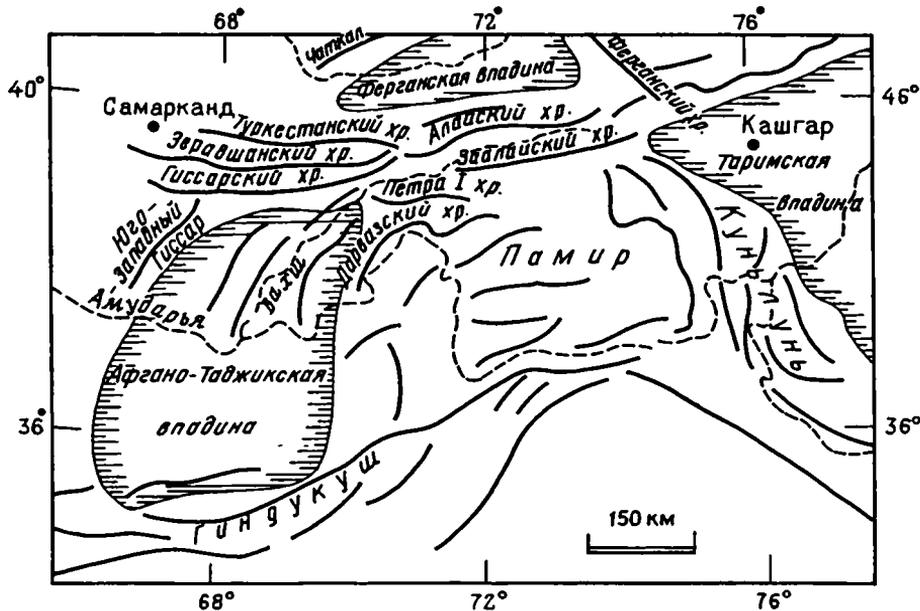


Рис. 1. Орографическая схема

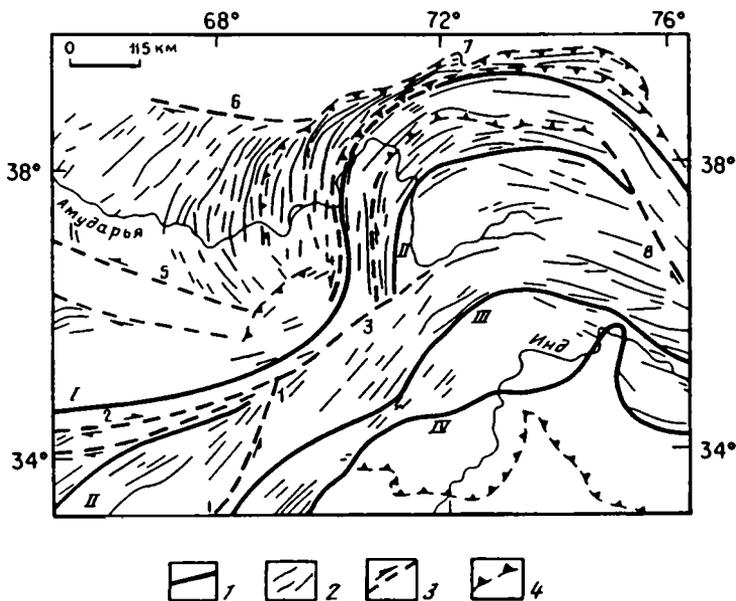


Рис. 2. Кайнозойские структуры Памира и Афгано-Таджикской впадины ([Буртман, 1982] с изменениями)

I – океанические сuture (I – Палео-Тетиса, II – Мезо-Тетиса, III, IV – Нео-Тетиса); 2 – оси позднекайнозойских складок; 3 – сдвиги; 4 – надвиги. Разломы (цифры на схеме): 1 – Макур-Чаман, 2 – Герируд (Герат), 3 – Зebak-Муньян (Пандшир), 4 – Дарваз-Каракульский, 5 – Альбурс-Мурмуль, 6 – Южно-Гиссарский, 7 – Вахш-Заалайский, 8 – Памир-Каракорумский

Таблица 1. Корреляция стратиграфических подразделений мела

Общая шкала: ярусы	Локальная шкала: горизонты	Общая шкала: ярусы	Локальная шкала: горизонты
Маастрихт	Булгаринский Удангауский	Сеноман	Газдаганский Тагаринский Карикансайский Тубергатанский
Кампан	Даралитауский Сарыкамьшский	Альб	Ширабадский Аксалчигаийский Бабатагский Дербентский Каракузский
Сангон	Каттакамьшский	Алт Баррем	Колнгрекский Окузбулакский Кызылташский
Коньяк	Акрабатский Модунский	Готерив	Алымурадский
Турон	Музрабатский Дастирякский Талхабский	Валанжон Берриас	Карабийский

Примечание. Локальная стратиграфическая шкала для Таджикской депрессии по [Джалилов, 1971; Джалилов и др., 1971]

Таблица 2. Корреляция стратиграфических подразделений палеогена

Отдел	Европейская шкала: ярусы	Региональная шкала: слои	Локальная шкала: горизонты
Олигоцен	Хаттский Рюпельский	Шурысайские	Шурысайский Гиссаракский
Эоцен	Приабонский	Сумсарские Ханабадские Исфаринские	Санглакский Кушанский
	Баргонский	Риштанские Туркестанские	Тохарский Бешкентский
	Лютетский	Алайские	Юкарский
	Ипрский	Сузакские	Гиварский
Палеоцен	Танетский	Бухарские	Каратагский Аруктауский Табакчинский
	Датский	Акджарские	Акджарский

Примечание. Региональная шкала Средней Азии по [Вялов, 1940; Симаков, 1952 а, б; Крейденков, Распопин, 1972]. Локальная шкала для Таджикской депрессии по [Давидзон и др., 1982].

территорию, на которую распространяется фациальный анализ. Модернизированные фациальные карты свидетельствовали о том, что величина сближения Памира и Тянь-Шаня более указанных выше оценок. Стало также ясно, что для получения полной картины деформации фациальных зон, как основы для оценки тектонических перемещений, необходимо вовлечь в анализ данные по более обширной территории, включающей восточное обрамление Памира. Ниже изложены результаты фациального анализа для территории, охватывающей Афгано-Таджикскую

впадину, Памир-Алайскую область, Памир, западную часть Таримской впадины, Алайский, Туркестанский, Зеравшанский и Гиссарский хребты Тянь-Шаня, горы Юго-Западного Гиссара.

Отложения мела и палеогена на большей части региона изучены детально и их возраст обоснован палеонтологическими данными. Эти данные позволили сопоставить местные стратиграфические подразделения с ярусами европейской стратиграфической шкалы (табл. 1 и 2) и пользоваться в статье европейскими ярусами. Рассматриваемая область находится на территории нескольких государств. На ее большей части, принадлежащей Таджикистану, Киргизстану и Узбекистану, были ис-

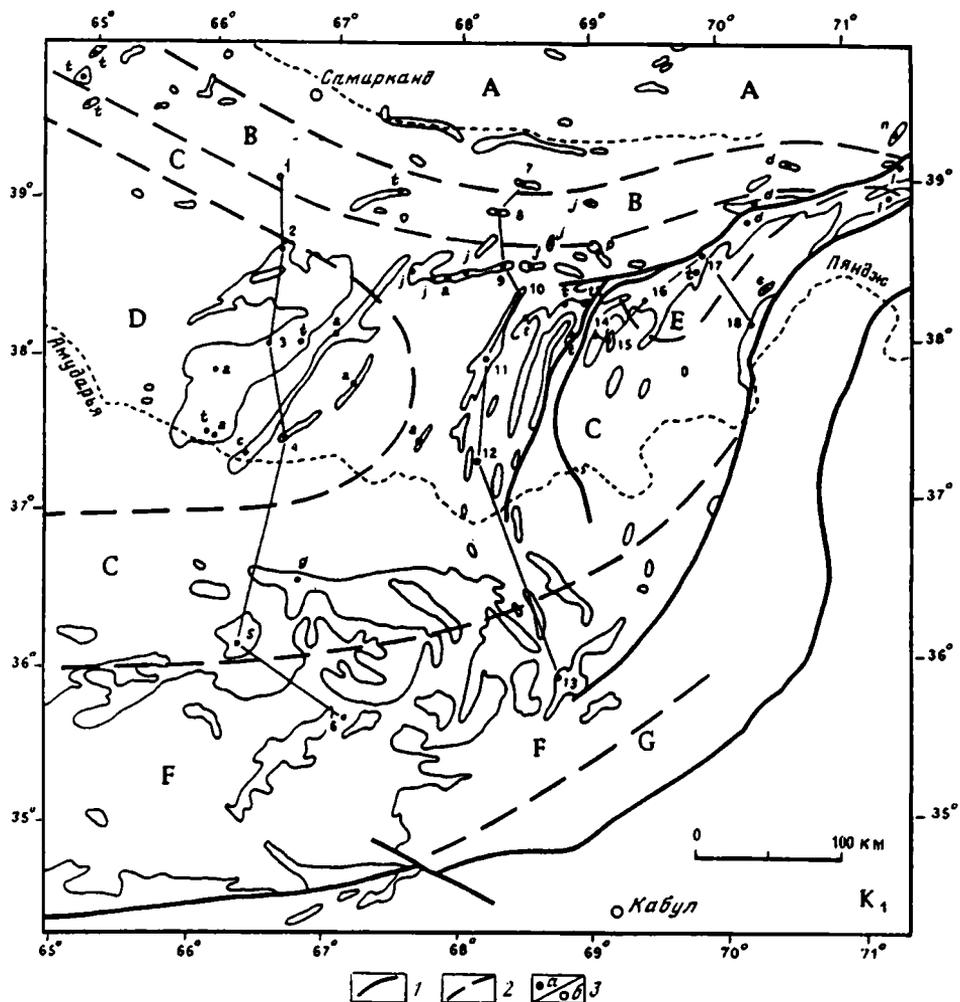


Рис. 3. Фациальные зоны (А-Г) раннего мела в Афгано-Таджикской впадине

1 - главные разломы; 2 - границы фациальных зон; 3 - разрезы; а - описанные по обнажениям, б - по буровым скважинам. Тонкими линиями ограничены площади с отложениями мела, южнее р. Амударья породы мела объединены с нерасчлененными отложениями мела-палеогена. 1-18 - местоположение стратиграфических колонок (см. рис. 4)

На рис. 3, 7 и 9 обозначены источники информации о строении разрезов: а - [Акрамходжаев и др., 1971], б - [Андреев и др., 1972], в - [Браташ и др., 1970], д - [Бурмакин, Старшинин, 1967], е - [Власов и др., 1964], ф - [Вялов и др., 1966], г - [Геология..., 1980], г - [Давидзон и др., 1982], и - [Джалилов, 1963, 1971], ж - [Джалилов и др., 1971], з - [Кафарский, Пыжьянов, 1970], л - [Марушкин, Ляшкевич, 1969], п - [Муфтиев, Шадчинев, 1967], қ - [Надыршин, 1978], р - [Поляркова, 1959, 1969], с - [Рыскина, 1981], т - [Симаков, 1952, 1959], в - [Солун, Чепов, 1964], з - [Юртенов, Камалов, 1972]

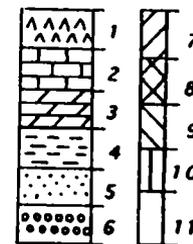
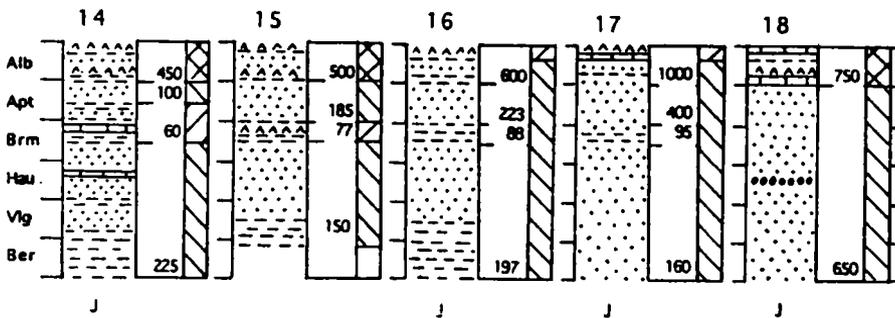
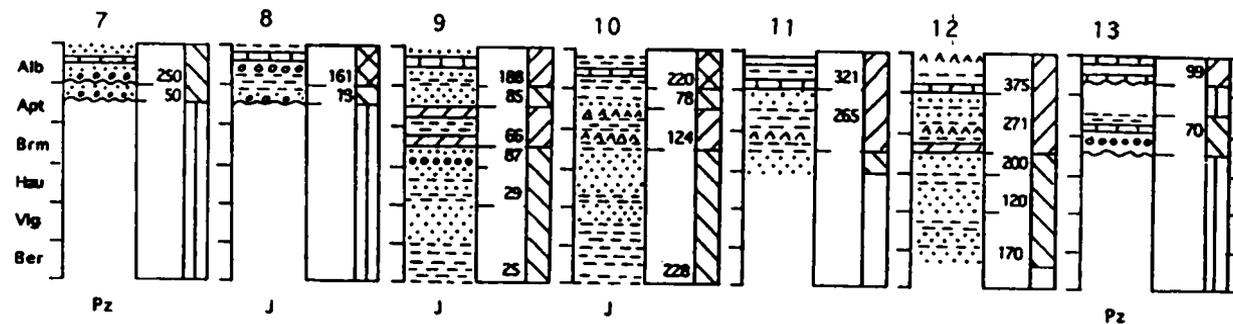
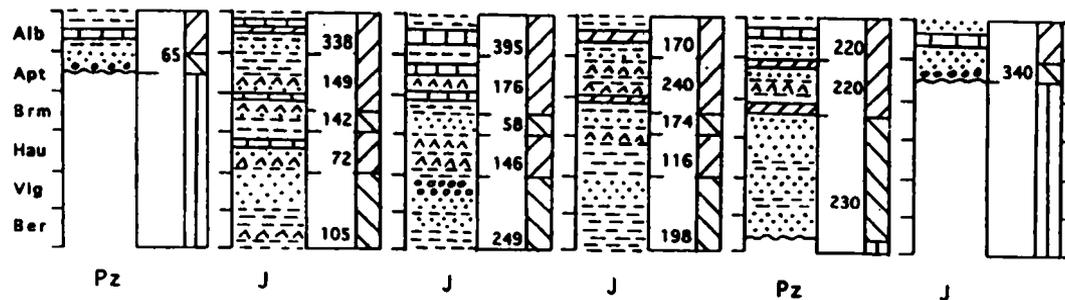


Рис. 4. Нижний мел Афгано-Таджикской впадины (положение разрезов см. на рис. 3)

1-6 – породы: 1 – гипсы, 2 – мелководные карбонаты, 3 – мергели, 4 – глины, 5 – песчаники и алевролиты, 6 – конгломераты; 7-11 – условия осадконакопления: 7 – морские (неритовые и лагунные), 8 – чередование морской и континентальной седиментации, 9 – континентальная седиментация, 10 – континентальная эрозия, 11 – информация отсутствует. Мощность отложений указана в м

Разрезы: 1 – скв. Тепетай, 2 – Лянгар [Рыскина, 1981]; 3 – Кансай [Акрамходжаев и др., 1971]; 4 – Актаг [Симаков, 1952]; 5 – Ширам, 6 – Деханитор [Браташ и др., 1970]; 7 – Рават, 8 – Канчоч, 9 – Сурхчашма [Джалилов и др., 1971]; 10 – Северный Бабатаг [Симаков, 1952]; 11 – Чоррох [Акрамходжаев и др., 1971]; 12 – скв. Арыктау [Андреев и др., 1972]; 13 – Пулихумри [Геология..., 1980]; 14 – Каратау [Филонов, Король, 1966]; 15 – Сарсаряк [Симаков, 1952; Филонов, Король, 1966]; 16 – Нурек [Симаков, 1952]; 17 – Вахшский хр. [Муфтиев, Шадчиев, 1967]; 18 – Иджудара [Власов и др., 1964]

пользованы хорошо документированные послойно описанные стратиграфические разрезы. Геологическая изученность Афганистана и китайской провинции Синьцзянь хуже остальных территорий: расчленение отложений не столь детально, палеонтологические данные беднее и документация разрезов менее добротна.

Ранний мел

В раннем неокоме на территория Афгано-Таджикской впадины в континентальных условиях накапливались красноцветные обломочные и глинистые отложения. Море пришло с запада [Мушкетов, 1919; Гашлиев, Товбина, 1992]. Морская трансгрессия началась в готериве и была пульсирующей. В раннем барреме континентальные условия осадконакопления вновь охватывали всю депрессию. Новое наступление моря произошло в позднем барреме и в позднем альбе, большую часть территории впадины и ее горного обрамления заняло Таджикское море и его лагуны (рис. 3-6).

Фациальные зоны. В центральной зоне (D; см. рис. 3) Таджикского раннемелового седиментационного бассейна берриас и валажгин представлены континентальными осадками. Накопление морских и лагунных отложений происходило от готерива до конца раннего мела, с перерывом в раннем барреме, когда условия се-

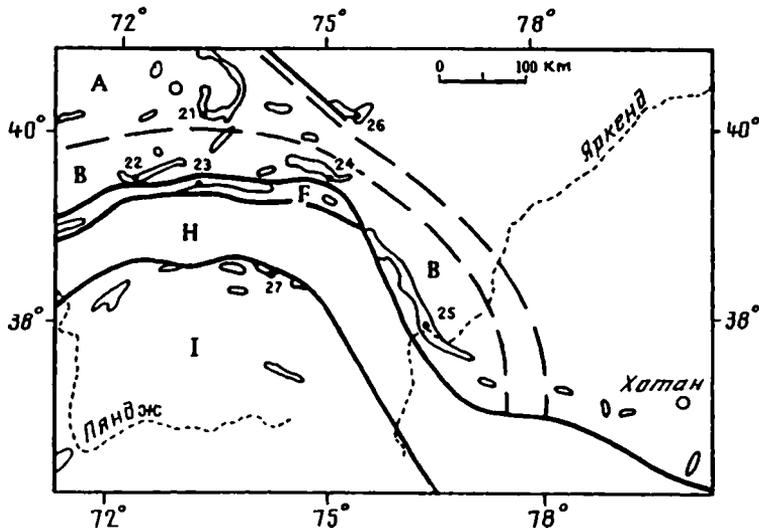


Рис. 5. Фациальные зоны (А, В, F, H, I) мела в Памир-Алтайском районе и в западной части Таримской впадины

21-27 – местоположение стратиграфических колонок (см. рис. 6) и разрезов мела, упомянутые в тексте. Остальные условные обозначения см. на рис. 3

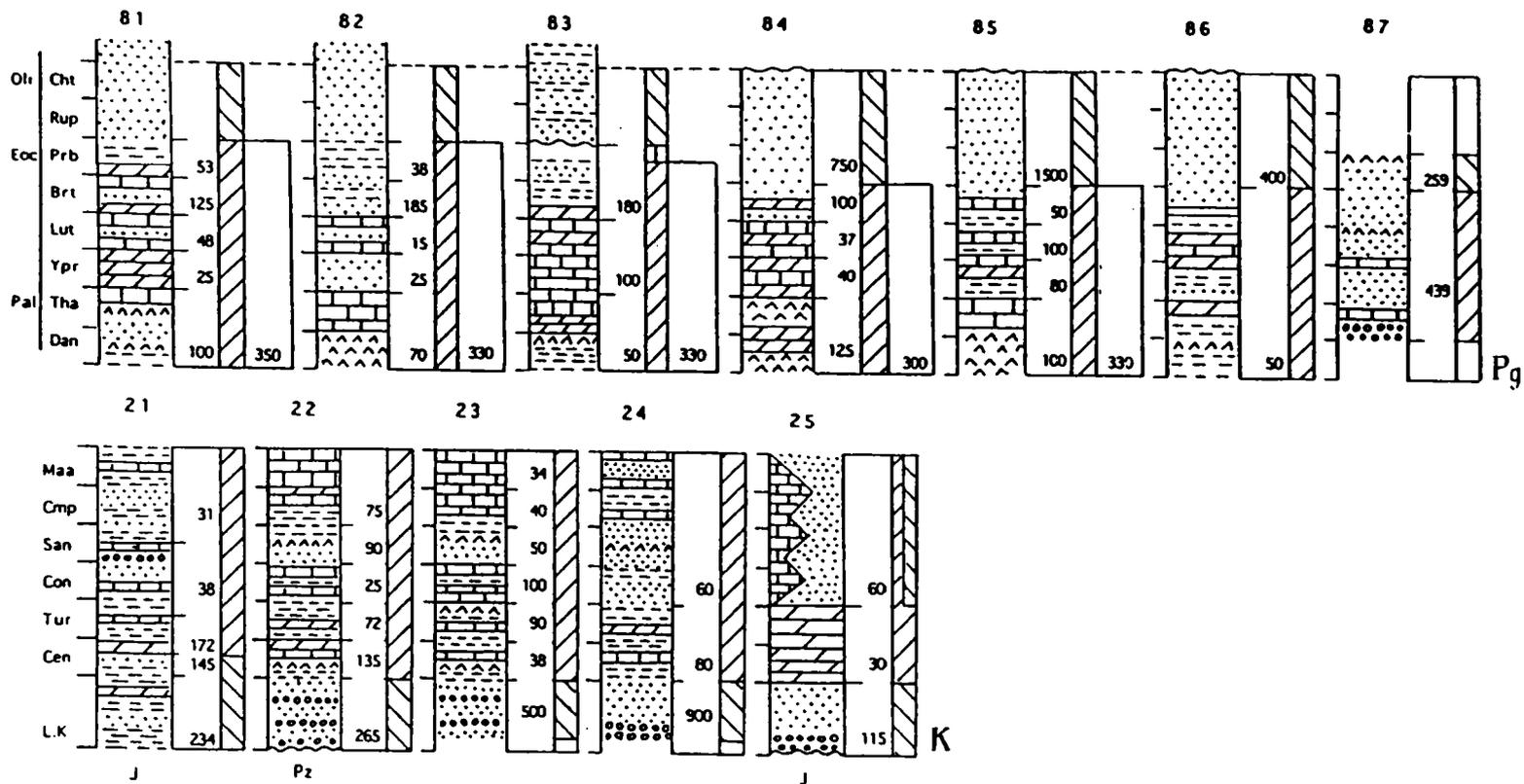


Рис. 6. Мел и палеоген Памир-Алайского района и западной части Таримской впадины (положение разрезов см. на рис. 5 и 11)

Разрезы: 21 – Наукат [Сочава, 1965]; 22 – Даргут, 23 – Бордоба ([Пояркова, 1969] с изменениями); 24 – Кызылой [Синицын, 1957]; 25 – Яркенд-дарья [Казьмин, Фараджев, 1961]; 81 – Кызыларт, 82 – Гульча [Козлов, Артемов, 1966]; 83 – Чат, 84 – Казыкарт, 85 – Яркенд-1, 86 – Яркенд-2 [Синицын, 1957]; 87 – Куча (Куче) [Yin, Nie, 1996]. Остальные условные обозначения см. на рис. 4

диментации были пресноводными озерными. О последнем свидетельствуют пресноводные моллюски, найденные в этом районе [Акрамходжаев и др., 1971; Мартинсон, 1969].

В промежуточной зоне (С; см. рис. 3) континентальные отложения формировались от берриаса до раннего баррема. В отложениях раннего баррема присутствуют озерные осадки с пресноводной фауной [Мартинсон, 1969]. Морские и лагунные отложения имеют возраст от позднего баррема до позднего альба. На многих участках морские, гипсоносные лагунные, пресноводные озерные и аллювиальные отложения чередуются в стратиграфическом разрезе апте и альба. В северо-восточном направлении морские отложения баррема–альба сменяются лагунными (разрез 15; см. рис. 4), а затем – континентальными. В Нурекской зоне (Е; см. рис. 3) весь разрез нижнего мела образован породами континентального происхождения, исключая верхи альба, представленные отложениями лагуны.

В северной периферийной зоне (В; см. рис. 3) распространены маломощные отложения раннего мела, которые трансгрессивно залегают на юрских породах, а чаще несогласно перекрывают палеозойские отложения. Нижняя часть разреза сложена красноцветными обломочными породами, для которых вероятен аптский возраст. Выше лежат породы с морской фауной раннего и позднего альба, среди которых нередки горизонты континентальных красноцветных отложений. Южная периферийная зона (F; см. рис. 3) подобна одноименной северной зоне. Накопление континентальных осадков началось здесь в барреме или апте, морские отложения содержат фауну среднего альба (разрез 13; см. рис. 4).

Большая часть северной внешней зоны (А; см. рис. 3) в раннем мелу была областью денудации. По окраинам этой области формировались континентальные осадки, которые трансгрессивно налегают на отложения разного возраста. Возраст подошвы этой толщи может быть различен в разных частях зоны. Палеонтологическое обоснование имеют лишь пресноводные отложения альба (разрез 7, см. рис. 3, 4; 21, см. рис. 5, 6). Зона (G) (см. рис. 3) – вероятный аналог зоны (А).

Границы морского бассейна. В готериве край морского бассейна находился на границе зоны (D), в позднем барреме – на границе зоны (C) с зонами (B), (E) и (F). В апте и альбе морская граница мигрировала во время трансгрессий и регрессий в пределах зон (B), (C), (E) и (F). При максимальной трансгрессии (в позднем альбе) море распространялось на север до границы зон (A) и (B). Во внешней зоне Памира позднеальбская трансгрессия достигла 72-го меридиана, к востоку от которого нижний мел представлен лишь континентальными отложениями.

У северной границы Центрального Памира (I; см. рис. 5) вдоль Танымасского надвига распространены отложения раннего мела, разрез которых подобен разрезу отложений Таджикского моря. На северном склоне хр. Зорташкол (разрез 27; см. рис. 5) на красноцветных песчаниках и пресноводных озерных осадках залегают алевролиты, глины, известняки с прослоями гипса и каменной соли и с морской фауной среднего–позднего альба [Расчленение..., 1976; Швольман, 1977]. В более южных районах Центрального Памира нижний мел представлен континентальными обломочными отложениями. Таким образом, вероятная южная граница позднеальбского Таджикского моря находится в северной части зоны Центрального Памира и морская трансгрессия достигала на востоке 75-го меридиана. Трудно решить вопрос о границах этого моря на территории Северного Памира (H; см. рис. 5), где ныне меловых пород нет. В гальке нижнемеловых конгломератов зорташкольского разреза (разрез 27; см. рис. 5) узнают палеозойские породы Северного Памира [Швольман, 1977], но направление потоков не определено. Поэтому рассматриваемый восточный залив Таджикского моря мог быть как узким, так и широким, охватывающим большую часть Северного Памира.

На территории Афганистана положение южной границы альбского Таджикского моря не определено. Морские отложения среднего–позднего альба распространяются в южном направлении до Западного Гиндукуша. Далее к югу пород

нижнего мела нет вплоть до прогиба Фарахруд в Южном Афганистане, где развиты альпийские фации морского раннего мела. Вероятно, южная граница Таджикского моря протягивается из Центрального Памира в Западный Гиндукуш.

Поздний мел

В позднем мелу Таджикский морской бассейн занимал всю территорию Афгано-Таджикской впадины и прилегающих горных хребтов. В нем накапливались мелководные отложения. В сенамоне, туроне и раннем сеноне в большей части морского бассейна формировались карбонатно-глинистые отложения. Условия нормальной солености местами сменялись лагунными. Наиболее широко лагунные гипсоносные осадки были распространены в сантоне. В кампанском веке площадь карбонатного осадконакопления уменьшилась, а некоторые площади подверглись денудации. В позднем сеноне произошла обширная трансгрессия моря, в котором преобладало накопление мелководных карбонатных пород (рис. 7, 8; см. рис. 5, 6).

Фациальные зоны. В Афгано-Таджикской впадине фациальные зоны позднего мела также расположены симметрично относительно оси бассейна, испытавшей наибольшее прогибание. Центральную зону (D; см. рис. 7) характеризует полный разрез морских отложений, который имеет мощность более 900 м и местами превышает 1300 м. Верхний мел согласно надстраивает разрез морских отложений раннего мела. Такие же позднемеловые отложения, с мощностью более 900 м, распространены в Нурекской зоне (E; см. рис. 7) – около Вахшского надвига.

В промежуточной зоне (C; см. рис. 7) мощность верхнего мела от 600 до 900 м. Отложения – морские, на некоторых участках установлен перерыв в осадконакоплении в кампанском веке. В северной периферийной зоне (B; см. рис. 5, 7) мощность верхнего мела менее 600 м. Разрез также сложен морскими отложениями. В их основании появляются грубообломочные породы, которые с размывом залегают на подстилающих отложениях.

В северную внешнюю зону (A; см. рис. 7) море проникло лишь в позднем мелу. На территории восточной части Алайского хребта в раннем сенамоне осадки накапливались в пресноводном озере, в позднем сенамоне – в лагуне, с турона – в море нормальной солености [Сочава, 1965]. На территорию Туркестанского хребта трансгрессия моря произошла в позднем сеноне. Рассматриваемая внешняя зона занимает территорию, которая простирается на север до Чаткальского хребта и на восток – до Ферганского хребта и Таримской впадины (см. рис. 5). Стратиграфические разрезы верхнего мела южной периферийной (F; см. рис. 7) и южной внешней (G; см. рис. 7) зон подобны одноименным северным зонам (см. рис. 8).

Границы морского бассейна. Таджикский морской бассейн был открыт в западном направлении. На восток рассматриваемые отложения продолжаются в Памир-Алайский район и в западную часть Таримской впадины. Промежуточная зона (C) окачивается около меридиана 71°, восточнее которого северная и южная периферийные зоны (B) и (F) разделены лишь Вахш-Заалайским надвигом (см. рис. 5).

В западной части Таримской впадины мощность верхнего мела уменьшается и в Яркендском районе (разрез 25; см. рис. 5, 6) происходит замещение морских карбонатных отложений сенона континентальными песчаниками [Казьмин, Фараджев, 1961]. На северном краю Таримской впадины разрез верхнего мела сложен красноцветными континентальными обломочными отложениями с флорой и пресноводной фауной [Беляевский, 1948; Yin, Nie, 1996]. В Тоюнской мульде (разрез 26; см. рис. 5) мощность конгломератов и песчаников, относимых к позднему мелу, достигает 1500 м [Синицын, 1957]. Такое же строение имеет верхний мел в Тянь-Шане к востоку от Ферганского хребта.

Северная граница позднемелового морского бассейна не была постоянной. Она мигрировала между современными Зеравшанским, Алайским и Чаткальским хребтами. Здесь был расположен Ферганский залив Таджикского моря, размеры и кон-

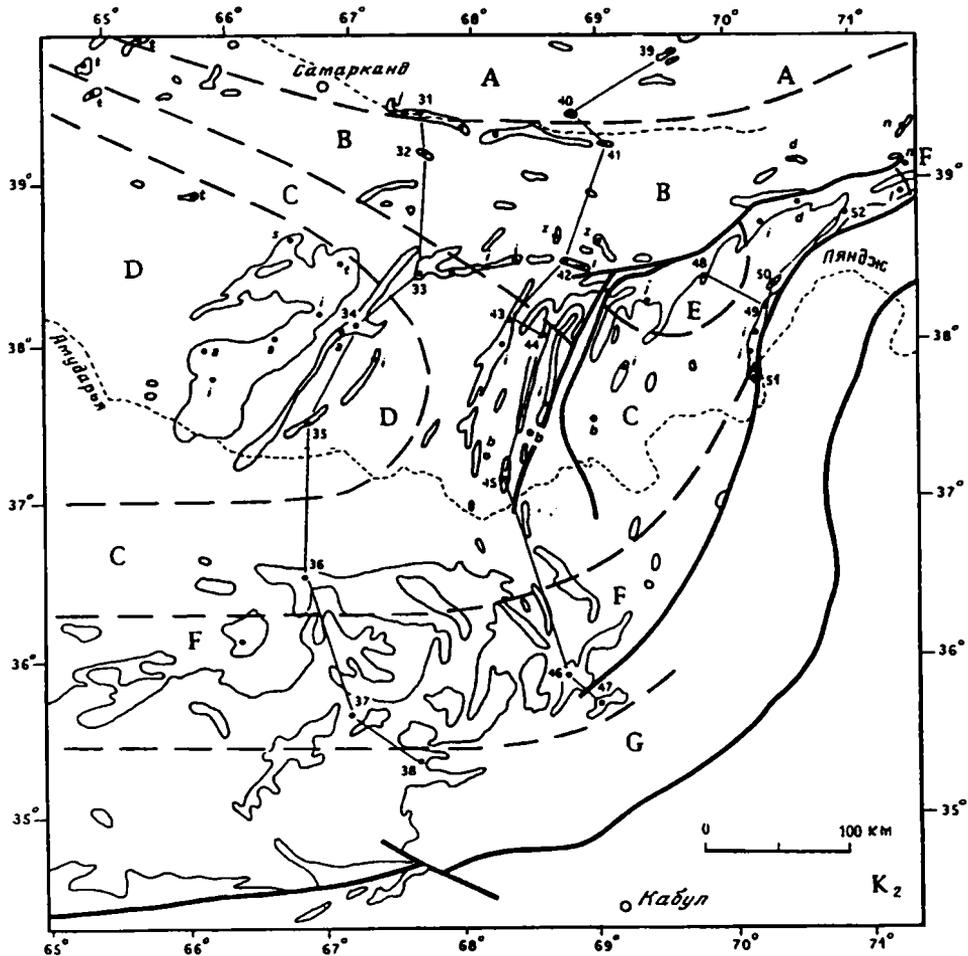


Рис. 7. Фациальные зоны позднего мела в Афгано-Таджикской впадине (А-Г)

31-52 – местоположение стратиграфических колонок (см. рис. 8). Остальные условные обозначения см. на рис. 3

туры которого менялись от века к веку. Залив образовался в позднем сеномане, когда произошла трансгрессия моря в Фергану через территорию Алайского хребта. Западнее, на территории Туркестанского хребта, находилось относительное поднятие, которое до позднего сенона служило ограничением Таджикского моря. Снос обломочного материала с Туркестанского поднятия в северном и южном направлении надежно установлен в сеномане [Рухин, Рухина, 1961]. Вероятно, он происходил и позднее [Эгамбердыев, 1981]. Мощности всех горизонтов верхнего мела уменьшаются в сторону этого поднятия как с юга, так и с севера [Поляркова, 1966]. Можно предполагать, что Туркестанское поднятие вначале было областью денудации, затем, в позднем сеномане, было вовлечено в прогибание и залито морскими водами, но прогибалось медленнее окружающих территорий.

У южной границы южной периферийной зоны – в Западном Гиндукуше и в Дарвазских горах – мощность отложений позднего мела сокращается, увеличиваются перерывы в осадконакоплении и появляются грубообломочные толщи: чувствуется приближение к краю бассейна. Точно определить эту границу не удастся. На

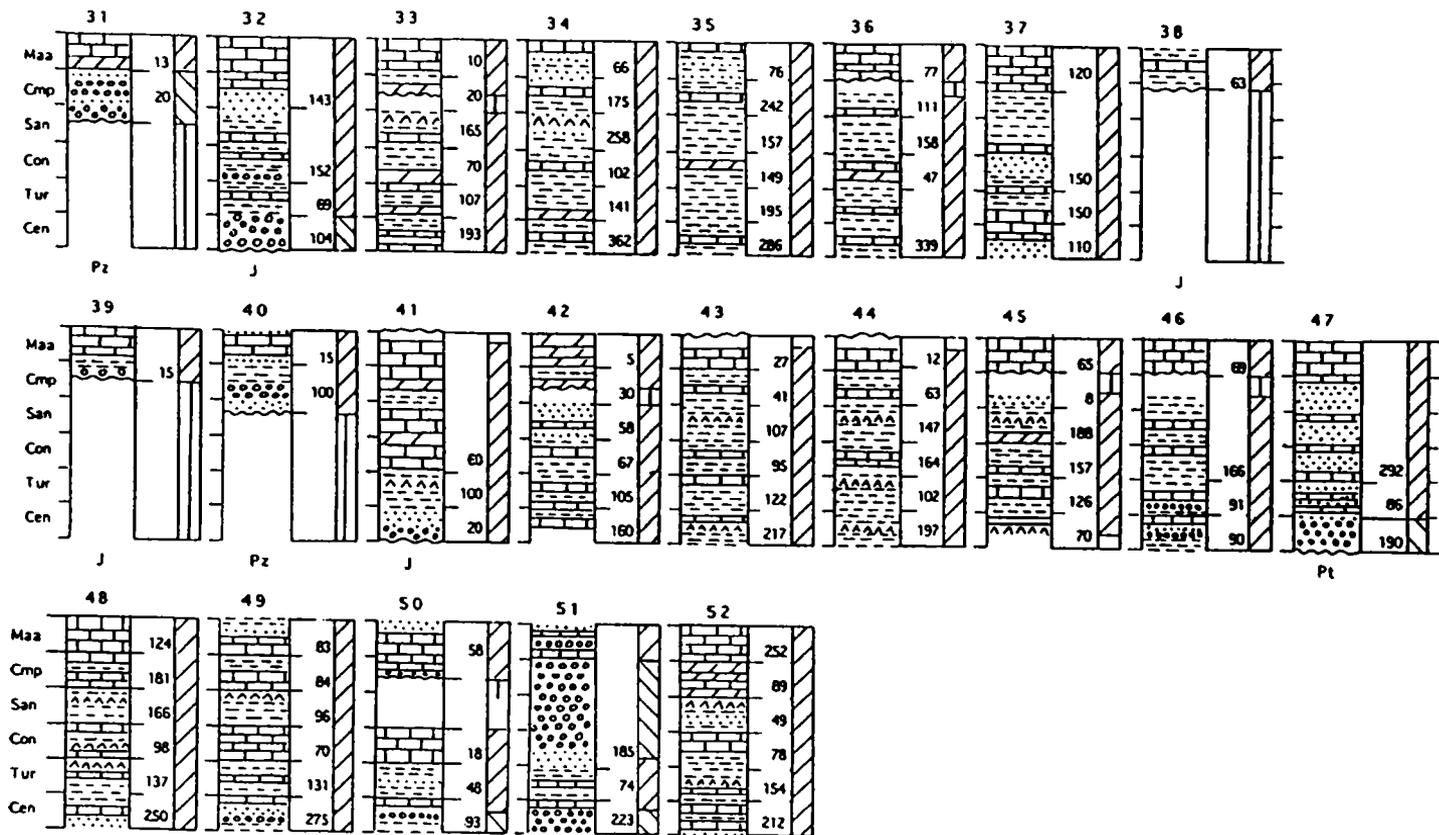


Рис. 8. Верхний мел Афгано-Таджикской впадины (положение разрезов см. на рис. 7)

Разрезы: 31 – Майкота, 32 – Машан [Пояркова, 1959]; 33 – Нилю, 34 – Аулят, 35 – Газдагана [Джалилов, 1971]; 36 – Альбурс [Геология..., 1980]; 37 – Даханитор, 38 – Доаб [Браташ и др., 1970]; 39 – Куросон ([Пояркова, 1969] с изменениями); 40 – Арглы [Джалилов и др., 1971]; 41 – Сурхат [Старшинин, 1972]; 42 – Лучоб, 43 – Каракуз, 44 – Аку, 45 – Ходжаказиан [Джалилов, 1971]; 46 – Пулихумри, 47 – Андараб [Геология..., 1980]; 48 – Булгары, 49 – Иджудара [Джалилов, 1963, 1971]; 50 – Иокунъж [Джалилов, 1971]; 51 – Сиунг, 52 – Ляйрун [Джалилов, 1963]. Остальные условные обозначения см. на рис. 4

Северном Памире (Н; см. рис. 5) меловых отложений нет. Вероятно, в позднем мелу на его территории находилось поднятие, которое отделяло Таджикское море от области накопления карбонатно-теригенных и вулканогенных отложений Центрального и Южного Памира и Каракорума. Можно предполагать, что это поднятие продолжалось на запад в Афганистан, где играло такую же роль. Однако нельзя быть уверенным, что этот барьер существовал в течение всего позднего мела. Связь рассматриваемого морского бассейна с Тетисом предполагал еще Э. Зюсс [Suess, 1908], а также более поздние исследователи [Синицын, 1962; и др.]

Палеоген

В палеоцене и эоцене на территории современной Афгано-Таджикской впадины и ее горного обрамления располагалось мелкое море. Оно занимало котловину, осевая часть которой прогибалась быстрее окраин. В палеоцене в Таджикском бассейне формировались мелководные морские и лагунные осадки – карбонатные породы и гипсы. В некоторых разрезах в основании палеоцена залегают глины, алевролиты и песчаники. В ипрский век произошло углубление бассейна и в нем накапливались главным образом глинистые отложения. В разрезе лютетского яруса карбонатные породы чередуются с глинами и песчаниками. В бартонском ярусе преобладают песчано-глинистые отложения, в некоторых разрезах появляются лагунные фации с гипсами. В приабонском веке накапливались глинистые отложения, вслед за чем произошло осушение бассейна.

Предолигоценный перерыв в осадконакоплении установлен в большинстве разрезов. В начале олигоцена море ненадолго вернулось в рассматриваемый регион. Об этом свидетельствуют слои с морской фауной рупельского яруса [Салибаев, 1975] в нижней части красноцветной обломочной толщи олигоценового возраста, верхняя часть которой имеет континентальное происхождение. Граница палеогена и неогена проходит среди континентальных отложений и не может быть установлена точно.

Фациальные зоны. В пределах Афгано-Таджикской впадины и ее горного обрамления можно выделить несколько зон, отличающихся мощностью морских отложений и полнотой стратиграфического разреза. Внутренняя зона (С; рис. 9) занимает большую часть Афгано-Таджикской депрессии. Мощность морского палеогена составляет здесь 500–1100 м, морские условия осадконакопления сменились континентальными, вероятно, в хатском веке. Северную промежуточную зону (В; см. рис. 9) характеризуют морские палеогеновые отложения, имеющие мощность в интервале 350–500 м.

В Северной периферийной зоне (А; см. рис. 9) мощность морского палеогена не превышает 350 м. Здесь установлен предолигоценный стратиграфический перерыв, который охватывает весь приабонский век (разрез 63; рис. 10) или его большую часть. Раннеолигоценая морская трансгрессия охватила эту зону лишь частично. Значительная часть зоны расположена в высокогорном Южном Тянь-Шане, где обнажений палеогеновых пород немного. Севернее находился Ферганский морской бассейн. На палеогеографических реконструкциях [Атлас..., 1967; Резвой, 1959; Синицын, 1962; Геккер и др, 1960; Леонов, 1961; Суворов, Самыгин, 1965; и др.] на территории Южного Тянь-Шаня обычно показана обширная область денудации между Ферганским и Таджикским палеогеновыми морями и узкий пролив, соединявший эти бассейны в Восточном Алае. Между тем, во всех сохранившихся в Южном Тянь-Шане разрезах палеоцен и эоцен представлены морскими фациями. Песчаники в палеоценовых и эоценовых разрезах северной части Таджикской депрессии имеют мономиктовый кварцевый состав зерен [Валиев, Пачаджанов, 1992], что свидетельствует об удаленной области сноса. Поэтому более вероятно, что устойчивые участки денудации существовали в рассматриваемой зоне лишь с приабонского века.

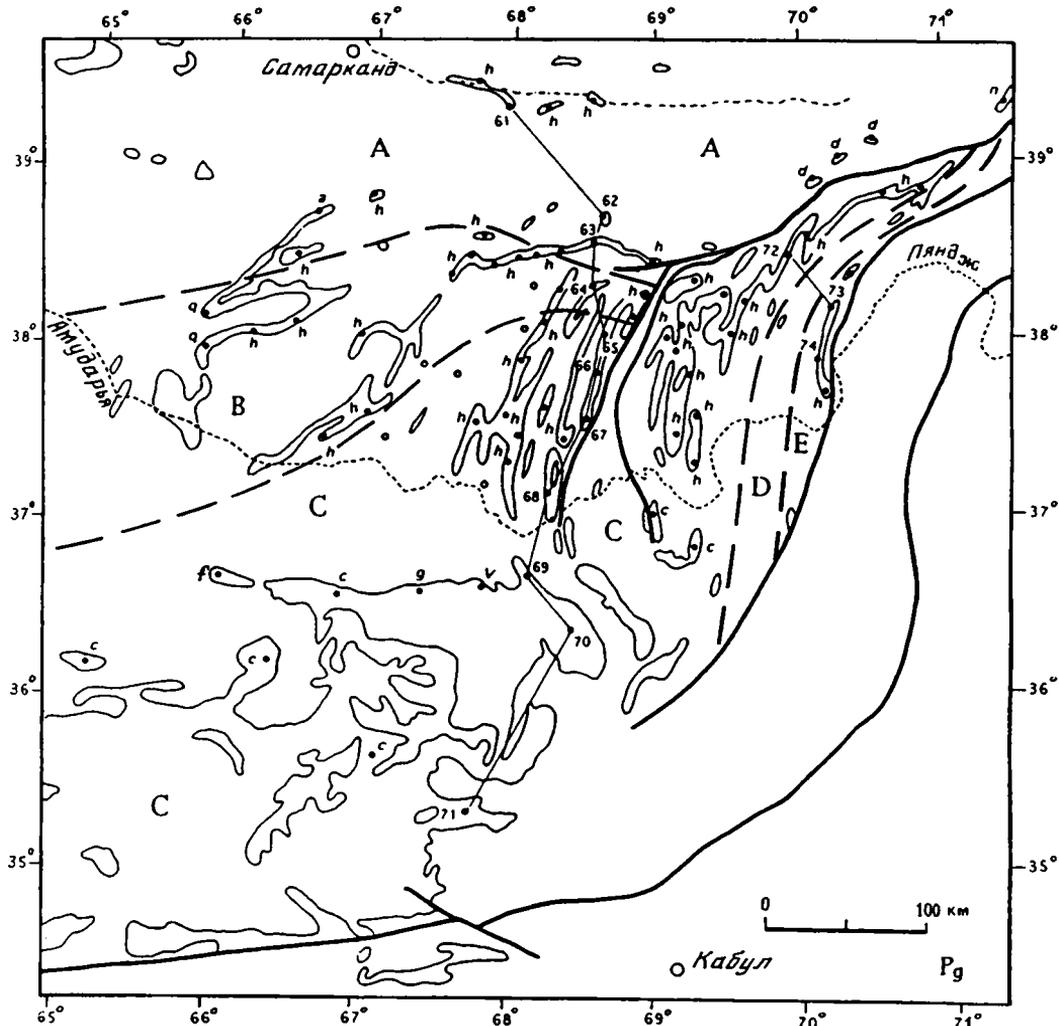


Рис. 9. Фациальные зоны палеогена в Афгано-Таджикской впадине (А–Е)

Тонкими линиями ограничены площади с отложениями палеогена, южнее р. Амударья породы палеогена объединены с нерасчлененными отложениями позднего мела–палеогена. 61–74 – местоположение стратиграфических колонок (см. рис. 10). Информация по скважинам (светлые кружки) [Минакова и др., 1975]. Остальные условные обозначения см. на рис. 3

Южная периферийная (Е; см. рис. 9) и промежуточная (D) зоны подобны одноименным северным зонам. В южной периферийной зоне мощность морского палеогена менее 350 м. Наиболее молодые слои с морской фауной имеют приабонский возраст [Давидзон и др, 1982]. В южной промежуточной зоне (с мощностью морского палеогена 350–500 м) нет хорошо документированных разрезов, но ее положение отмечено разрезами в соседних зонах.

Границы морского бассейна. Таджикское палеоцен-эоценовое море было открытым в западном и северном направлениях. На восток морские отложения продолжаются в Памиро-Алайский район и далее – в западную часть Таримской впадины. В восточной части Алайского хребта (разрезы 82, 83; см. рис. 6; 11), в Памир-Алайском районе (разрезы 81, 84) и в предгорьях Западного Куньлуна (разрезы 85,

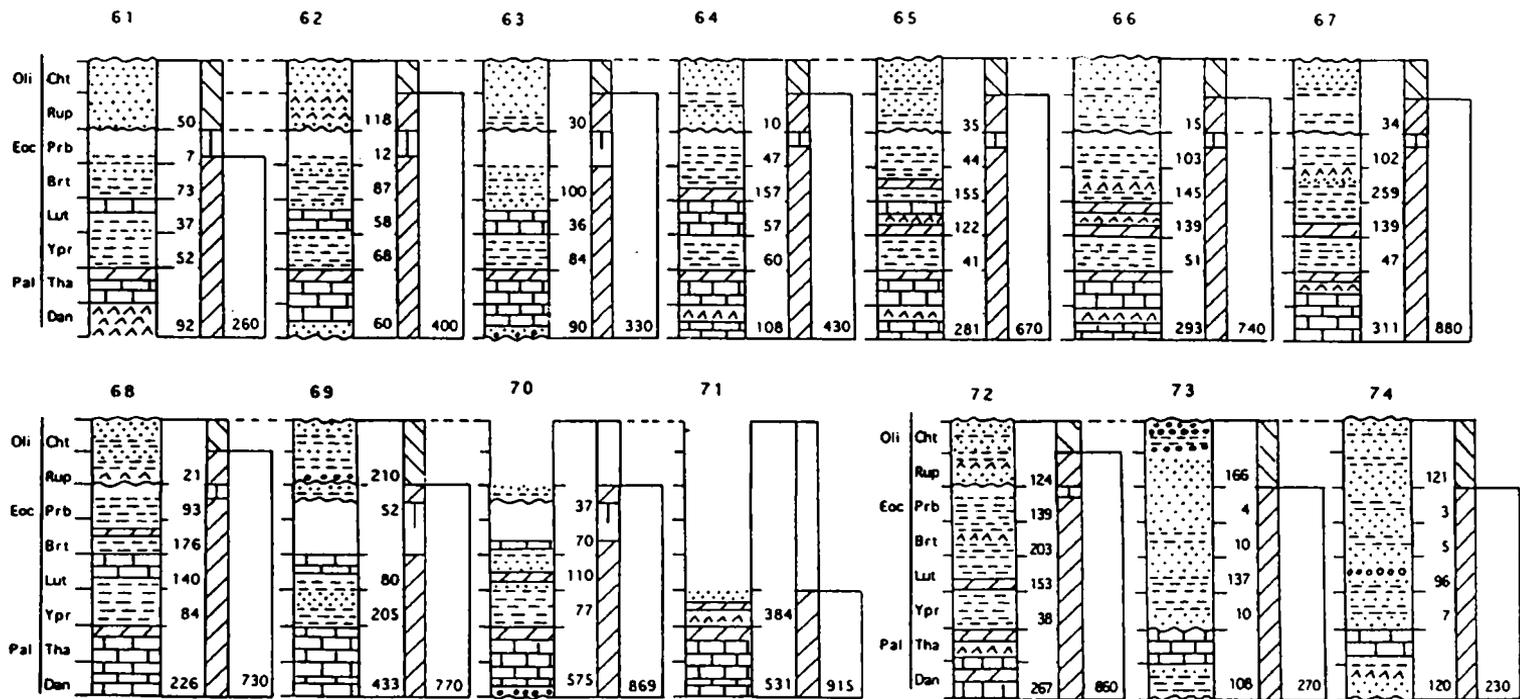


Рис. 10. Палеоген Афгано-Таджикской впадины (положение разрезов см. на рис. 9)

Разрезы: 61 – Гинзанболо, 62 – Курук, 63 – Курпай, 64 – Кызылтобаву, 65 – Аксу, 66 – Ганжина, 67 – Акджар, 68 – Устымтау [Давидзон и др., 1982]; 69 – Кортау-Амбар, 70 – Карабатур, 71 – Доаб [Браташ и др., 1970]; 72 – Шатутак, 73 – Джауздала, 74 – Хирманджоу [Давидзон и др., 1982]. Остальные условные обозначения см. на рис. 4

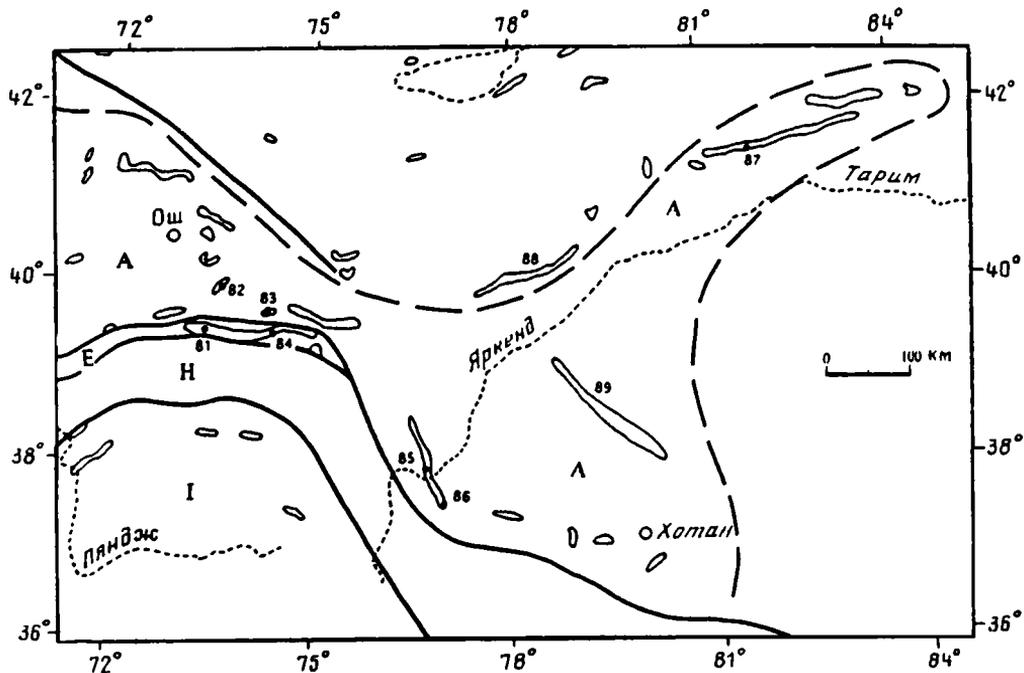


Рис. 11. Фациальные зоны (А, Е, Н, I) палеогена в Памир-Алайском районе и в западной части Таримской впадины

81–87 – местоположение стратиграфических колонок (см. рис. 6) и разрезы, упомянутые в тексте. Остальные условные обозначения см. на рис. 3

86) формировались морские и лагунные осадки палеоценового и эоценового возраста, подобные распространенным в периферийных зонах Таджикского бассейна. Восточнее меридиана 71,5° нет отложений центральной части этого морского бассейна, северная и южная периферийные зоны здесь сходятся и граничат друг с другом по Вахш-Заалайскому надвигу (см. рис. 11).

В Таримской впадине, в юго-восточной части Яркендского района мощность морских отложений около 50 м, их верхняя граница находится в бартонском ярусе (разрез 86; см. рис. 6, 11). Далее на юго-восток, в районе города Хотан мощность морского(?) палеогена превышает 700 м [Yin, Nie, 1996], а затем происходит замещение морских осадков континентальными [Синицын, 1957]. Во внутренней части Таримской впадины эоценовые отложения с морской фауной известны в горах Мазартаг (89; см. рис. 11) [Norin, 1935]. В центральной и восточной частях впадины по буровым и сейсмическим данным отложения палеоцена и эоцена отсутствуют [Wang et al., 1992]. На севере Тарима отложения с морской фауной палеогена распространены в Кучарском прогибе (разрез 87; см. рис. 6, 11). Палеогеновое море, вероятно, не проникало на восток далее меридиана 85°.

В предгорьях Центрального Тянь-Шаня в Кельпинском районе (разрез 88; см. рис. 11) палеоген представлен континентальными косослонистыми красноцветными песчаниками [Синицын, 1957]. Континентальный палеоген развит и севернее – в горах и долинах Центрального Тянь-Шаня.

Южная периферийная (Е) зона Таджикского морского бассейна прослежена лишь во внешней зоне Памира. На территории Северного Памира (Н; см. рис. 11) нет палеогеновых отложений, в Центральном Памире (I; см. рис. 11) распространены континентальные грубообломочные терригенные и вулканокластиче-

ские отложения с неопределимыми остатками флоры [Швольман, 1977]. В Афгано-Таджикской впадине фации центральной части палеогенового морского бассейна распространены на юг до Западного Гиндукуша и горных хребтов Среднего Афганистана. В Южном Афганистане формировались наземные вулканогенные и обломочные отложения формаций Шинданд, Тангай, Каджао и Тайвара [Геология..., 1980]. Следовательно, южная граница распространения морских отложений палеогена находится на территории высокогорного пояса Среднего Афганистана – Западного Гиндукуша – Северного Памира – Западного Куньлуна или перекрыта позднекайнозойскими надвигами, развитыми у северного края этого пояса.

Тектоническая интерпретация карт фациальных зон

Границы между всеми фациальными зонами раннего мела (кроме центральной зоны <D>) утыкаются в Вахшский или Дарвазский разломы, сами зоны оборваны этими разломами и их продолжения скрыты или уничтожены. Фациальные зоны позднего мела и палеогена находятся в таких же соотношениях с указанными разломами. Позднемеловая зона <E>, приклоненная к Вахшскому надвигу, вероятно, представляет собой фрагмент более обширной фациальной зоны, которая до деформации располагалась в осевой области Таджикского бассейна. Ось бассейна имела восток-юго-восточное простирание и такое же простирание фациальных зон северного борта бассейна. Поэтому отклонения позднемеловых зон , <C> и <F> к северу, имеющие место восточнее меридиана 69°, вероятно, вторичны и являются следствием формирования Памир-Пенджабского синтаксиса. Картина фациальных зон позднего мела свидетельствует о перекрытии Памиром значительной части Таджикского бассейна, восточное окончание которого сохранилось в Таримской впадине. Палеогеновые фациальные зоны южного борта Таджикского бассейна находятся ныне во внешней зоне Памира, будучи деформированными (сжатыми и изогнутыми) и продвинутыми далеко на север в область фаций северной периферии бассейна. Величина перемещения может быть оценена в 300–400 км.

Палеомагнитные данные

Палеомагнитные работы были начаты в Таджикской депрессии в 60-е годы. При исследовании нижнемеловых пород [Абдуллаев, Ржевский, 1971] некоторые образцы были подвергнуты низкотемпературной чистке. В результате изучения было обнаружено отклонение измеренных палеомагнитных направлений относительно референтного магнитного полюса и высказано предположение о том, что территория Таджикской депрессии повернута против часовой стрелки на угол не менее 10–20°. В последние годы получены надежные палеомагнитные данные по породам мела, палеогена и миоцена в Таджикской депрессии и во внешней зоне Памира, а также на прилегающих территориях Южного Тянь-Шаня и Таримской платформы (рис. 12, табл. 3, 4).

Палеомагнитные направления чувствительны к различным факторам, влияющим на величину наклонения и приводящим к ошибкам при вычислении палеошироты. Такие аномалии установлены в рассматриваемом районе [Баженов, 1981; Баженов, Буртман, 1990; Chauvin et al., 1996]. Максимально возможная величина перемещений геологических объектов в результате кайнозойских деформаций в рассматриваемом районе не выходит за пределы ошибки в определении палеошироты. Иная ситуация с палеомагнитными склонениями, с помощью которых можно определить угол поворота тектонического блока относительно палеомеридиана и другого блока. Раннемеловые и позднемеловые палеомагнитные склонения, определенные в Южном Тянь-Шане и на Таримской

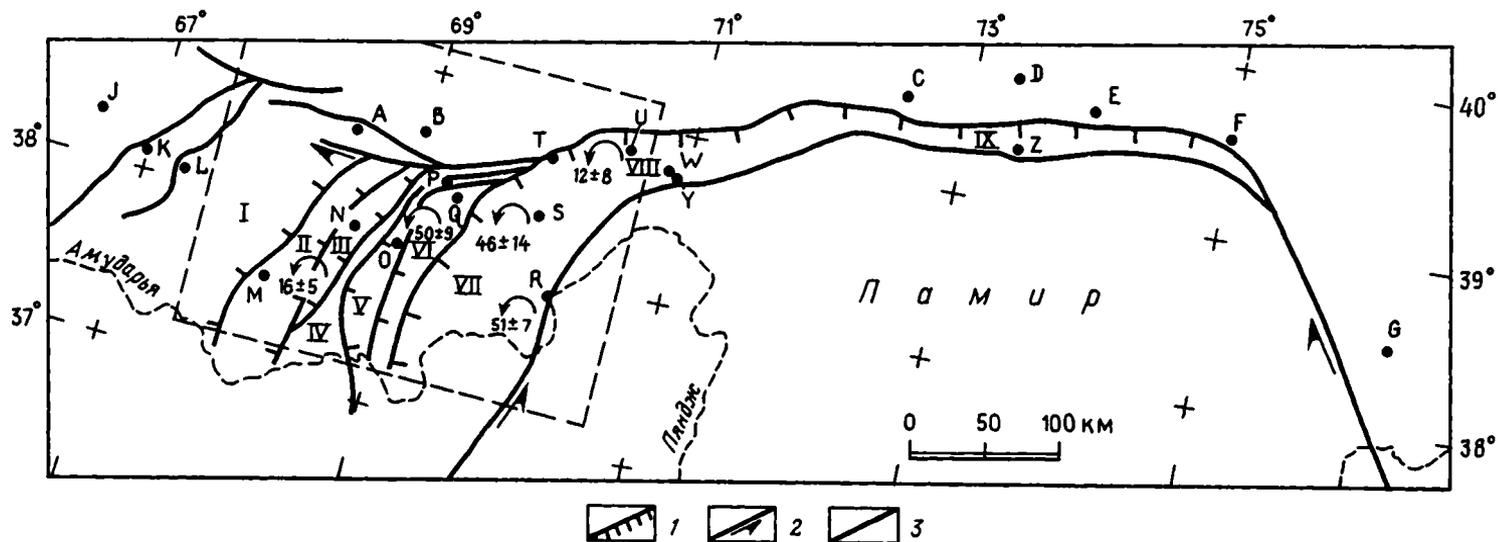


Рис. 12. Тектонические единицы (I–IX) и участки палеомагнитных исследований (A–Z; см. табл. 3, 4)

1–3 – главные разломы: 1 – надвиги, 2 – сдвиги, 3 – прочие. Циркулярные стрелки показывают направление вращения тектонических единиц в позднем кайнозое, угол поворота – в град. Рамкой обозначено положение рис. 14,а

Тектонические единицы: I – Бабатагская; II – Ренган-Кызымчекская; III – Даганакник-Аруктауская; IV – Вахшская; V – Каратауская; VI – Сарсарьяк-Санглакская; VII–IX – Куляб-Заалайская (VII – Кулябская, VIII – Петровская, IX – Заалайская)

Таблица 3. Палеомагнитные данные, полученные на участках, расположенных на южной окраине Тянь-Шаня и в Западном Тариме (меловой период)

Участок	Пункт (см. рис. 12)	Библиография	Возраст намагниченности	I	D	a95
Гиссар	A	[Pozzi, Feinberg, 1991]	K ₂	44	6	5
Такоб	B	[Bazhenov et al., 1994]	K ₂	52	2	4
Кызылэшиме	C	[Bazhenov, 1993]	K ₂	59	0	5
		[Баженов, Буртман, 1990]		51	359	8
Сугут	D	[Bazhenov, 1993]	K ₂	47	9	6
		[Баженов, Буртман, 1990]		50	9	5
Талдыбулак	E	[Bazhenov, 1993]	K ₂	49	14	5
		[Баженов, Буртман, 1990]		45	14	6
Вакюа	F	[Chen et al., 1992]	K ₂	40	12	7
			K ₁	33	12	4
Ингириша	G	То же	K ₂	37	8	10

Примечание. I, D – палеомагнитные наклонение и склонение (в град.), a95 – радиус круга доверия (в град.).

Таблица 4. Палеомагнитные данные, полученные на участках, расположенных в Таджикской депрессии, Юго-Западном Гиссаре и во внешней зоне Памира

Участок	Пункт (см. рис. 12)	Библиография	Возраст намагниченности	I	D	a95	¥
Дехканабад	J	[Chauvin et al., 1996]	MiO ₁	30	3	9	(±)* 0
Дербент	K	[Bazhenov et al., 1994]	K ₂	49	6	3	(+)*5±5
			K ₁	37	6	6	
			MiO ₁	35	349	13	(+)* 14±15
Пулхаким	L	[Thomas et al., 1994]	MiO ₁	30	336	12	(+)* 27±14
Пайрягатау	M	То же	MiO ₁	33	347	15	(+)* 17±16
Аксу	N	–"	MiO ₁	33	347	15	(+)* 17±16
		[Bazhenov et al., 1994]	K ₂	49	356	3	(+)* 16±5
		То же	K ₁	23	356	17	
Калининбад	O	[Thomas et al., 1994]	Oli ₂ –MiO ₁	33	310	9	(+)* 53+11
Нурек-2	P	[Pozzi, Feinberg, 1991]	K ₁	54	335	12	(+)*17±15
Нурек-1	Q	То же	K ₁	56	324	9	(+)* 48±7
Южный Дарваз	R	[Thomas et al., 1994]	Eoc ₂ –MiO ₁	32	312	11	(+)* 51±13
		[Баженов, Буртман, 1990]	Eoc ₂ –MiO ₁	29	305	7	
		[Bazhenov et al., 1994]	K ₂	41	321	5	(+)* 51±7
		[Баженов, Буртман, 1990]	K ₂	44	314	3	
Тукайнарон	S	[Thomas et al., 1994]	Oli ₂ –MiO ₁	33	317	11	(+)* 46±14
Рогун	T	[Pozzi, Feinberg, 1991]	K ₁	60	359	4	(+)* 13±8
Чильдара	U	[Баженов, Буртман, 1990]	Oli–MiO ₁	30	352	7	(+)* 11±8
Хитшун	W	То же	Eoc ₄ –MiO ₁	40	329	7	(+)* 34±9
Мионаду	Y	–"	K ₂	44	8	3	(+)* 4±3
Кызыларт	Z	–"	Eoc ₃ –MiO ₁	39	37	5	(–)* 34±7

Примечание. ¥ – угол вращения (в град.) против часовой стрелки (+) или по часовой стрелке (–) относительно мелового евразийского полюса [Besse, Courtillot, 1991] или < * > – относительно раннемиоценового Дехканабадского репера. Oli – олигоцен, Eoc – эоцен, Mio – миоцен.

платформе вблизи границ Памира и Таджикской депрессии (см. табл. 3), направлены на разновозрастный палеомагнитный полюс, вычисленный в работе [Besse, Courtillot, 1991], или отклонены от него против часовой стрелки на небольшой угол (на участках Такоб и Кызылэшме, см. табл. 3), что обусловлено деформациями в Фергане [Баженов и др., 1993]. Палеомагнитные склонения в породах мела, палеогена и миоцена в Таджикской депрессии и внешней зоне Памира испытали вращение, величина которого закономерно изменяется в зависимости от положения изученного участка относительно Памира.

Таджикская депрессия сложена тектоническими чешуями пород мела, палеогена и неогена, надвинутыми с запада и востока в сторону Вахшского рампа (IV; см. рис. 12). Я.А. Беккер [1996] объединил эти тектонические чешуи в шесть тектонических покровов. Если устранить путаницу, возникающую при употреблении названия "Вахшский" для разных структур, то номенклатура тектонических единиц Таджикской депрессии получится следующей. Восточную вергентность имеют Бабатагская (I; см. рис. 12), Ренган-Кызымчекская (II) и Даганакиик-Аруктауская (III) тектонические единицы, слагающие западную часть Таджикской депрессии. Каратауская (V), Сарсарьяк-Санглакская (VI) и Кулябская (VII) тектонические единицы имеют западную вергентность. Три последние единицы принадлежат внешней зоне Памира. Эта зона из Таджикской депрессии продолжается в Памир-Алайскую область (VIII–IX) максимального сближения Памира и Тянь-Шаня, где породы мела–неогена слагают хр. Петра I и северный склон Заалайского хребта. Имея в виду всю внешнюю зону Памира, можно говорить о Куляб-Заалайской тектонической единице (VII–IX).

Палеомагнитные определения получены на территории почти всех упомянутых тектонических структур, а также в горах Юго-Западного Гиссара, расположенных западнее Таджикской депрессии. Информация о проведенных палеомагнитных исследованиях содержится в публикациях, указанных в табл. 4. Здесь будут рассмотрены геологические аспекты и тектонические следствия этих исследований.

Юго-Западный Гиссар. В горах Юго-Западного Гиссара на двух участках (Дехканабад и Пулхаким: J и L; см. рис. 12, табл. 4) изучены породы миоцена. Это континентальные красноцветные песчаники и алевролиты больджуанской свиты. В свите содержится пыльца раннего миоцена [Расчленение..., 1976]. Свита согласно, иногда с размывом залегает на породах шурысайского горизонта, возраст которого определяют моллюски олигоцена [Давидзон и др., 1982] и фораминиферы и остракоды раннего миоцена [Минакова и др., 1975]. В отложениях, перекрывающих больджуанскую свиту, найдены остракоды раннего–среднего миоцена и череп мастодонта средне-позднемиоценового возраста (Расчленение..., 1976).

Участок Дехканабад расположен в западной части одноименной синклинальной складки. В бассейне р. Кичик-Урядарья были изучены оба крыла складки. Палеомагнитное склонение на этом участке близко к направлению миоценового палеомеридиана, определенного относительно евразийского миоценового палеомагнитного полюса [Besse, Courtillot, 1991]. Однако использование этого полюса для Средней Азии приводит к противоречиям [Chauvin et al., 1996]. Предпочтительнее пользоваться местным репером, относительно которого и вычислять углы вращения тектонических структур. Для миоцена Таджикской депрессии и внешней зоны Памира таким местным репером может служить палеомагнитное склонение (СВ – 3°), определенное на участке Дехканабад [Chauvin et al., 1996; Thomas et al., 1993].

На участке Пулхаким раннемиоценовые породы больджуанской свиты изучены на крыльях антиклинали гор Агатачагыл и Джетымкаляс. Полученное палеомагнитное склонение повернуто относительно дехканбадского репера на угол, который меньше возможной ошибки измерения. В горах Юго-Западного

Гиссара расположен также участок Дербент (К; см. рис. 12, табл. 4), где на крыльях антиклинали гор Сузыстау и Куштан были изучены песчаники из верхней части разреза карабильского горизонта (берриас–валанжин). В этих породах выделены магнитные компоненты раннемелового и поздне мелового возраста. Палеомагнитные склонения отклоняются от направлений на соответствующие палеомагнитные полюса [Besse, Courtillot, 1991] на угол, равный величине возможной ошибки определения.

Западная часть Таджикской депрессии. Ренган-Кызымчекской тектонической единице (II; см. рис. 12) принадлежат раннемиоценовые отложения больджуанской свиты, изученные в бассейне р. Кафирниган (участок Пайрягатау; М; см. рис. 12, табл. 4). Образцы были отобраны на западных крыльях Пайрягатауской и Кафирниганской синклинальных складок, на крыльях синклинали гор Кашкарача и на северной периклинали антиклинальной складки гор Ичкоран. Палеомагнитное склонение на этому частке повернуто против часовой стрелки на угол $27 \pm 14^\circ$ относительно дехканабадского репера.

В Даганакиик-Аруктауской тектонической единице (III; см. рис. 12) находится участок Аксу (N; см. рис. 12, табл. 4). В горах Эсамол в ядре Даганакиикской антиклинали были изучены отложения берриаса–альба, в которых были выявлены раннемеловая и поздне меловая компоненты намагниченности. На западном крыле антиклинали по долине Аксу и в северной части хр. Аруктау (у пос. Ганджина) изучены породы нижнего миоцена. Меловые и миоценовые палеомагнитные склонения на этом участке повернуты против часовой стрелки. При этом, угол поворота мелового склонения относительно палеомеридиана ($16 \pm 5^\circ$) равен углу вращения миоценового склонения относительно дехканабадского репера.

Внешняя зона Памира. В наиболее внешней Каратауской тектонической единице расположены два участка палеомагнитных исследований. Участок Калининбад (O; см. рис. 12, табл. 4) находится в 25 км северо-восточнее г. Курган-Тюбе на правом берегу р. Вахш. На крыльях синклинальной складки гор Халмурат-Тюбе были изучены породы шурысайского горизонта олигоцена (хаттский ярус) и больджуанской свиты (нижний миоцен). Палеомагнитное склонение в этих породах повернуто против часовой стрелки на угол $53 \pm 11^\circ$ относительно дехканабадского репера. В северной части рассматриваемой тектонической единицы палеомагнитный вектор был получен по породам берриаса–апта в районе перевала Зардолу (участок Нурек-2; P; см. рис. 12, табл. 4). Палеомагнитное склонение повернуто против часовой стрелки на угол $17 \pm 15^\circ$ относительно палеомеридиана.

В Сарсарьяк-Санглакской тектонической единице вблизи Нурекской плотины (участок Нурек-1; Q; см. рис. 12, табл. 4) в породах берриаса–апта определено палеомагнитное склонение, которое повернуто против часовой стрелки на угол $48 \pm 7^\circ$ относительно палеомеридиана.

Далее на восток расположена Куляб-Заалайская тектоническая единица, в пределах которой палеомагнитные данные получены на семи участках. Участок Тукайнарон (S; см. рис. 12, табл. 4) находится в 4 км северо-западнее пос. Больджуан в долине р. Талхак-Тукайнарон. На крыльях Руюртской антиклинали изучены породы шурысайского горизонта (хаттский ярус) и больджуанской свиты (нижний миоцен). Палеомагнитное склонение на этом участке повернуто против часовой стрелки на $46 \pm 14^\circ$ относительно дехканабадского репера. В породах нижнего мела на участке Рогун (T; см. рис. 12, табл. 4) определено палеомагнитное склонение, которое повернуто против часовой стрелки на угол $13 \pm 8^\circ$ относительно палеомеридиана.

В юго-западной части Дарвазского хребта и в хр. Хазретишо в 9-ти пунктах были изучены породы мела, эоцена–олигоцена (от бартонского до хаттского ярусов) и раннего миоцена. На этом участке (Южный Дарваз; R; см. рис. 12, табл. 4) мело-

вое палеомагнитное склонение отклоняется от направления палеомеридиана на угол, равный углу вращения эоцен-миоценового склонения относительно дехканабадского репера. Палеомагнитные данные свидетельствуют о повороте участка на $51 \pm 7^\circ$ против часовой стрелки.

Коллекции меловых и эоцен-миоценовых пород участка Южный Дарваз были изучены с применением палеомагнитной термочистки до 400° [Баженов, Буртман, 1990; Bazhenov, Burtman, 1981] и позднее доизучены с применением высокотемпературной термочистки и компонентного анализа [Bazhenov et al., 1994; Thomas et al., 1994]. Доизучение показало, что интерпретируемая палеомагнитная компонента стабильна в меловых породах в интервале температур $250\text{--}680^\circ$, а в породах эоцена–миоцена – в интервале $200\text{--}680^\circ$. Поэтому доизучение незначительно изменило первоначальный результат (см. табл. 4). Таков же итог доизучения меловых пород на участках Кызылшме, Сугут и Талдыбулак (см. табл. 3). Вследствие этого представляется возможным использовать палеомагнитные данные по Памир-Алайскому району, где в результате термочистки (до 400°) при температурах свыше $200\text{--}250^\circ$ были получены устойчивые палеомагнитные направления мелового (Мионаду; см. табл. 4) и эоцен-миоценового возраста (Чильдара, Хипшун, Кызыларт; см. табл. 4).

На участке Мионаду (У; см. рис. 12, табл. 4) палеомагнитное склонение в породах верхнего мела повернуто против часовой стрелки на $4 \pm 3^\circ$ относительно палеомеридиана. Палеомагнитное склонение в породах эоцена–миоцена на участке Чильдара (U) повернуто относительно дехканабадского репера на $11 \pm 8^\circ$ против часовой стрелки, на участке Хипшун (W) – на $34 \pm 9^\circ$ также против часовой стрелки и на участке Кызыларт (Z) – на $34 \pm 7^\circ$ по часовой стрелке.

Обсуждение. Палеомагнитные исследования на участках Аксу и Южный Дарваз показали, что углы поворота палеомагнитных склонений в породах мелового и миоценового возраста идентичны. Это свидетельствует о том, что деформации, бывшие причиной вращения разновозрастных палеомагнитных векторов, происходили после раннего миоцена. Следовательно, для определения величины послераннемиоценового вращения геологических объектов можно пользоваться в равной мере миоценовыми, палеогеновыми и меловыми палеомагнитными склонениями.

Этому выводу как будто бы противоречат данные, полученные на участках Хипшун (эоцен–миоцен) и Мионаду (мел), расположенных в долине р. Обихингоу в 2 км друг от друга. Однако указанные участки разделены Хингоуским разломом, левосдвиговое смещение по которому могло быть причиной местного вращения в противоположных направлениях на разных крыльях разлома.

В западной части депрессии разница между углами поворота палеомагнитных склонений в Ренган-Кызылмечекской и Даганакиик-Аруктауской тектонических единицах (на участках Пайрягатау и Аксу) находится в пределах возможной ошибки определения, которая в двух случаях весьма велика (см. табл. 4). В такой ситуации более точный результат – вращение против часовой стрелки на $16 \pm 5^\circ$ – ближе к истинному углу поворота этих тектонических единиц.

Каратауская тектоническая единица и ее складки имеют дугообразную форму в плане. Участок Калининабад, повернутый против часовой стрелки на $53 \pm 11^\circ$, расположен в части дуги, имеющей северо-северо-восточное простирание, а участок Нурек-2, повернутый на $17 \pm 5^\circ$, – в части дуги с восток-северо-восточным простиранием. Угол между этими простираниями близок к 50° , а разница между палеомагнитными склонениями составляет $36 \pm 8^\circ$. Можно сделать вывод о том, что современная дугообразная форма Каратауской тектонической единицы является следствием поворота юго-восточного крыла дуги относительно ее северного крыла, которое, в свою очередь, испытало небольшой поворот относительно Тянь-Шаня.

Участок Нурек-1, принадлежащий Сарсарьяк-Санглакской тектонической единице, находится в сложном тектоническом узле, где складки имеют разное направление. В публикации [Pozzi, Feinberg, 1991] структурное положение и простираие исследованных пород не указаны. Величина поворота палеомагнитного склонения ($48\pm 7^\circ$ против часовой стрелки) близка к углам вращения, определенным в соседних структурных единицах в структурах северо-северо-восточного простираия, и она, вероятно, характеризует поворот всей Сарсарьяк-Санглакской единицы.

Куляб-Заалайская дугообразная структурная единица состоит из нескольких сегментов – Кулябского (VII; см. рис. 12), Петровского (VIII) и Заалайского (IX), имеющих разное простираие. Простираие складок в южной части Кулябского сегмента близко к меридиональному, в северной части оно северо-северо-восточное. Участок Южный Дарваз, который находится в южной части сегмента, повернут против часовой стрелки на $51\pm 7^\circ$, а участок Тукайнарон в северной части сегмента – на $46\pm 14^\circ$. Различие углов поворота находится в пределах возможной ошибки определения, но может отражать больший поворот южной части Кулябского сектора.

Палеомагнитные данные, полученные на участках Рогун и Чильдара в Петровском сегменте, имеющем восток-северо-восточное простираие, свидетельствует о повороте этого сегмента на $12\pm 8^\circ$ против часовой стрелки. Данные на участке Мионаду близки этому результату. На участке Хипшун палеомагнитный вектор повернут на значительно больший угол, что может быть местным эффектом сдвигового смещения по Хингоускому разлому, около которого расположен участок.

В Заалайском сегменте палеомагнитные результаты получены на участке Кызыларт. По этим данным, участок Кызыларт повернут относительно участков Рогун и Чильдара в Петровском сегменте на $47\pm 8^\circ$. Различие в простираии изученных складчатых структур между участком Кызыларт и участками Рогун и Чильдара составляет 45° , а разница между простираиями Петровского и Заалайского отрезков рассматриваемой тектонической зоны составляет 20° . Вероятно, палеомагнитные данные отражают не только общий изгиб тектонической зоны, но и ее внутреннюю деформацию.

Выше подразумевалось, что палеомагнитное склонение вращалось вместе с тектонической единицей или значительной ее частью. Вместе с тем, принципиально возможны модели локальных поворотов в сдвиговом поле напряжений, которые не сопровождаются большими перемещениями (например, вращение серии блоков подобно пакету костяшек домино). При сближении Памира с Тянь-Шанем, которое было причиной рассматриваемых деформаций, на крыльях продвигавшегося Памира должно было возникнуть трансрессивное левосдвиго-надвиговое поле напряжений. И такое поле было обнаружено в ряде пунктов Таджикской депрессии в результате структурно-геологических исследований [Thomas et al., 1996b]. Однако имеются веские доводы против применения модели локальных вращений к рассматриваемому объекту. Это результаты фациального анализа отложений, которые свидетельствуют о больших перемещениях, тектоническом сближении и вращении тектонических зон. Против модели домино свидетельствуют также отсутствие фрагментации складок и слоев и их выдержанность на больших расстояниях. Сказанное, конечно, не отрицает возможность локального вращения в том или ином районе, как это и было предложено выше для объяснения аномального склонения на участке Хипшун.

Выводы. Палеомагнитные данные свидетельствуют о том, что тектонические единицы Таджикской депрессии и западной части внешней зоны Памира после раннего миоцена были повернуты против часовой стрелки относительно окружающих с запада, севера и востока территорий Юго-Западного Гиссара, Южного Тянь-Шаня и Таримской платформы. В западной части Таджикской депрессии Ренган-Кы-

зымчекская и Даганакик-Аруктауская тектонические единицы вращались совместно, угол поворота составил $16 \pm 5^\circ$.

В восточной части Таджикской депрессии тектонические единицы имеют в плане форму дуг, и угол вращения разноориентированных частей этих дуг различен. Сегменты Каратауской и Сарсарьяк-Санглакской структурных единиц, имеющие северо-северо-восточное простирание, повернуты против часовой стрелки на $50 \pm 9^\circ$, а часть Каратауской единицы, имеющее восток-северо-восточное простирание, повернута лишь на $17 \pm 15^\circ$. Такова же ситуация в Куляб-Заалайской дуге: Кулябский сегмент, имеющий субмеридиональное простирание, испытал вращение против часовой стрелки на $51 \pm 7^\circ$, а Петровский сегмент восток-северо-восточного простирания повернут лишь на $12 \pm 8^\circ$. Заалайский сегмент повернут по часовой стрелке.

РЕКОНСТРУКЦИЯ СООТНОШЕНИЙ ПАМИРА И ТЯНЬ-ШАНЯ В НЕОГЕНЕ

Коллизия на северной границе Индийской плиты началась в палеоцене [Spenser, 1993] или эоцене [Molnar, Tapponier, 1975]. Она инициировала перемещение малых плит (Памирской, Тибетской, Таримской и др.) на южной окраине Евразии. Волна деформаций, обусловленных коллизией, достигала северной границы Памирской малой плиты в позднем олигоцене, будучи причиной общего воздымания территории. Следствием такого процесса были регрессия Таджикского моря и возникновение контрастного рельефа, обусловившего накопление обломочных отложений олигоцен-миоценового возраста.

Первые свидетельства интенсивного тектогенеза – угловые несогласия появляются в среднем миоцене в восточной части Афгано-Таджикской впадины вблизи границы с Памиром. Здесь, в Дарвазском районе они описаны в подошве и кровле среднемиоценовой хингоуской свиты [Беккер и др., 1974а; Бельский, 1978; Бурачек, Чихаев, 1959; Щерба, 1993]. Угловое несогласие в основании свиты местами достигает 50° [Бельский, 1978]. Оно исчезает по направлению внутрь впадины, где формирование складок происходило в плиоцене и в четвертичное время. В разрезе хингоуской свиты залегают также олистостромы, образование которых связано с перемещением тектонических чешуй у границы с Памиром [Щерба, 1975].

Меловые и кайнозойские отложения северной части Афгано-Таджикской впадины, Памир-Алайского района и предгорий Западного Куньлуня смяты в складки. Они образуют складчатую систему, которая в виде структурной дуги облекает с севера Памирскую плиту (см. рис. 2). Такой структурный рисунок издавна объясняют сближением Памира и Тянь-Шаня [Argand, 1924; Мушкетов, 1923; Наливкин, 1926; и др.]. Величину этого сближения оценивали по-разному, исходя из представлений о первичном или вторичном происхождении структурной дуги, предполагаемых амплитудах фронтальных надвигов и фланговых сдвигов [Губин, 1960; Давидзон, Ржевский, 1979; Захаров, 1964; Леглер, Пржиялговская, 1979; Леонов, Никонов, 1988; Пейве и др., 1964; Скобелев, 1988; Трифонов, 1983; Peive et al., 1964]. Вторичное происхождение структурной дуги было подтверждено палеомагнитными исследованиями, с помощью которых величина сближения Памира и Тянь-Шаня в позднем кайнозое была определена в интервале от 300 до 700 км [Баженов, Буртман, 1990; Vazhenov, Burtman, 1981, 1986].

Складки и разломы, возникшие в меловых и кайнозойских отложениях во фронтальной части и на флангах Памирской плиты при сближении этой плиты с Тянь-Шанем, содержат информацию о величине этого сближения. Попытки получить эту информацию немногочисленны. Все они сводятся к северной части Афгано-Таджикской впадины – Таджикской депрессии. Реконструкция этой территории была недавно предложена в работе [Thomas et al., 1996a]. Она опирается на геоло-

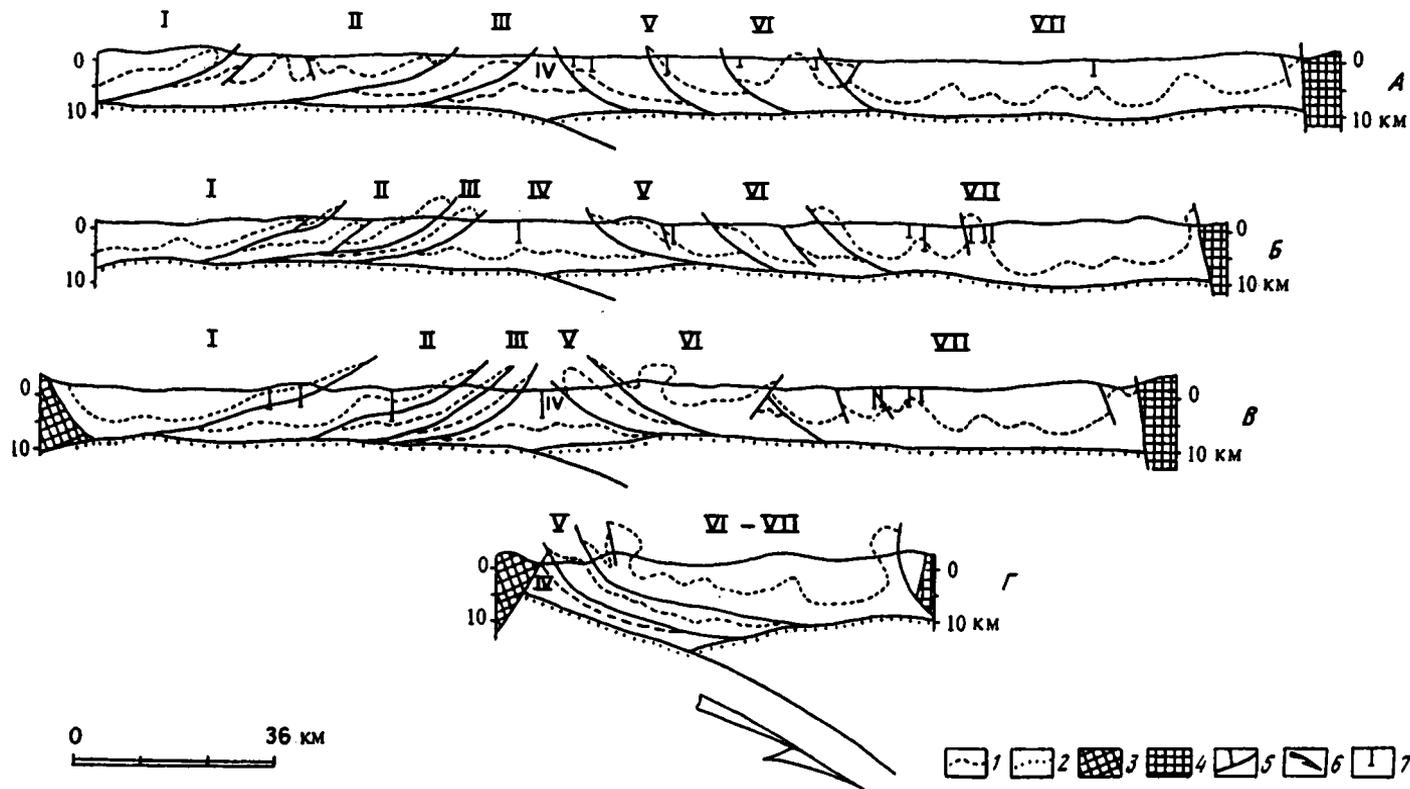


Рис. 13. Скелетные геологические разрезы (А–В) через Таджикскую депрессию, составленные по данным [Беккер, 1996] (положение профилей см. на рис. 14, субдукция континентальной коры по [Burtman, Molnar, 1993; Hamburger et al., 1992])

1 – подошва отложений палеогена; 2 – подсолевой фундамент – основание складчатой системы; 3 – палеозой Тянь-Шаня; 4 – палеозой Памира; 5 – разломы; 6 – направление субдукции континентальной коры; 7 – буровые скважины

Таблица 5. Поперечное сокращение тектонических единиц в позднем кайнозое в северной части Афгано-Таджикской депрессии: калькуляция вдоль геологических разрезов А-Г (см. рис. 13)

Профиль	Единица	LQ, км	Сокращение, км			LR, км	Σ, %
			Складки	Разломы	Суммарное		
А	I	19	4	–	4	23	17
	II	40	11	10	21	61	34
	III	14	2	15	17	31	55
	I-III	73	17	25	42	115	37
	IV	6	3	16	19	25	76
	V	31	6	6	12	43	28
	VI	18	5	2	7	25	28
	VII	85	11	2	13	98	13
	V-VII	134	22	10	32	166	19
	I-VII	213	42	61	103	316	33
Б	I	39	3	3	6	45	13
	II	19	4	20	24	43	56
	III	7	3	25	28	35	80
	I-III	65	10	48	58	123	47
	IV	25	3	21	24	49	49
	V	21	4	5	9	30	30
	VI	19	3	11	14	33	42
	VII	68	26	1	27	95	28
	V-VII	108	33	17	50	158	32
	I-VII	198	46	85	131	329	40
В	I	48	9	–	9	57	16
	II	23	3	30	33	56	59
	III	11	9	42	51	62	82
	I-III	82	21	72	93	175	53
	IV	6	2	39	41	47	87
	V	9	7	16	23	32	72
	VI	29	15	–	15	44	34
	VII	66	10	12	22	88	25
	V-VII	104	32	28	60	164	37
	I-VII	192	55	139	194	382	51
Г	IV-VII	69	43	58	101	170	59

Примечание. LQ – современная ширина тектонических единиц на срезе 0 м над уровнем моря; LR – реконструированная ширина тектонических единиц в раннем миоцене (до позднейкайнозойской складчатости); Σ – поперечное сокращение тектонических единиц в процентах к их первоначальной (реконструированной) ширине.

гические профили [Геологическая..., 1984], которые основаны на старых данных и представлениях о строении впадины, господствовавших до того, как бурением было доказано существование в ней пологих надвигов с большими амплитудами перемещения. Реконструкция не соответствует также палеомагнитным данным о величине вращения блоков Таджикской депрессии. Более реалистичные геологические разрезы были использованы для палинспастической реконструкции северо-западной части депрессии [Кравченко и др., 1990], при расчете сокращения в результате складкообразования в северо-восточной части депрессии [Hamburger et al., 1992] и во всей депрессии [Bourgeois et al., 1997].

Строение Таджикской депрессии хорошо изучено картировочными и геофизическими работами и бурением. Результаты этих исследований были учтены Я.А. Беккером [1996] при составлении серии геологических разрезов через Таджикскую депрессию, которые послужили основой для предлагаемой ниже

палинспастической реконструкции. На рис. 13 помещены скелетные геологические разрезы. На них показана подошва палеогеновых отложений, служившая маркирующим горизонтом при расчетах сокращения территории Таджикской депрессии в результате образования складок и движений по разломам (табл. 5).

Сравнения результатов, полученных для профилей (А)–(Г), позволяют сделать следующие выводы. Степень сокращения территории убывает с севера на юг от 51% вдоль профиля (В) до 33% на профиле (А). При этом сокращение территории западной части депрессии (тектонических единиц I–III) в среднем в 2 раза больше, чем в восточной части депрессии (в единицах V–VII). Наибольшее сокращение испытал Вахшский рамп (единица IV) за счет перекрытия его соседними единицами. При этом сокращение Вахшской единицы за счет внутренних деформаций относительно невелико. Сокращение вдоль профиля (Г) достигает наибольшей величины. В этом районе на земную поверхность выходят лишь восточные тектонические единицы.

В работе [Hamburger et al., 1992] приведены расчеты сокращения территории вдоль профиля, расположенного в 25 км северо-восточнее профиля (Г). Определенная величина сокращения (55%) вдоль этого профиля близка к подсчитанной мною (59%) для профиля (Г). Палинспастический профиль в работе [Кравченко и др., 1990] пересекает структурные единицы II, III и западную часть единицы I вблизи линии профиля (В). Сокращение территории вдоль опубликованного профиля [Кравченко и др., 1990] находится в согласии с результатами расчетов по профилю (В).

Складки в южном направлении выполаживаются, амплитуда разломов уменьшается. Эти структуры не продолжают за Альбруз-Мормульским сдвигом (см. рис. 2), который служит южным ограничением складчатой системы Таджикской депрессии.

На рис. 14 представлена палинспастическая реконструкция территории Таджикской депрессии, созданная на основе данных о сокращении поверхности вдоль профилей (А)–(Г) вследствие тектонических деформаций (см. табл. 5). Трудности в определении стадий формирования складок и движений по надвигам не позволяют точно датировать этой реконструкции. Вероятно, она отвечает миоцену. На этой реконструкции Кулябская тектоническая единица (I) оказалась повернутой относительно современного положения на 55° , что соответствует палеомагнитным данным о вращении этой единицы на $46 \pm 14^\circ$ или $51 \pm 7^\circ$ (см. табл. 4). Углы вращения других тектонических единиц также оказались в согласии с палеомагнитными данными. Величина сближения Памира и Тянь-Шаня (расстояние между пунктами x и x' на рис. 14, б) в соответствии с реконструкцией – около 300 км (см. рис. 14).

На реконструкции возникло зияние – обширная область между северо-восточной частью Вахшской тектонической единицы и Тянь-Шанем. На траверсе профиля (Г) ширина этой “попыньи” более 100 км. Сокращение этой области не находит подтверждения в известных нам данных о структуре района. “Попынья” появляется между профилями (В) и (Г) – в районе, где с земной поверхности исчезают западные структурные единицы Таджикской депрессии. Возникновение “попыньи” может быть следствием недостатка знаний о строении глубоких частей геологического разреза этого сложного района. Но более вероятно исчезновение части коры под Памиром.

Проблема “попыньи” связана с общей проблемой сокращения пространства в процессе сближения Памира и Тянь-Шаня. Складчатая система Таджикской депрессии ограничена снизу горизонтом солей мальма, которые залегают на глубине 8–12 км и, местами, достигают земной поверхности в виде соляных куполов. О том, как происходит сокращение подсолевого фундамента складчатой системы, можно лишь предполагать. Подошва земной коры в Таджикской депрессии по геофизиче-

Таблица 5. Поперечное сокращение тектонических единиц в позднем кайнозое в северной части Афгано-Таджикской депрессии: калькуляция вдоль геологических разрезов А-Г (см. рис. 13)

Профиль	Единица	LQ, км	Сокращение, км			LR, км	Σ, %
			Складки	Разломы	Суммарное		
А	I	19	4	–	4	23	17
	II	40	11	10	21	61	34
	III	14	2	15	17	31	55
	I-III	73	17	25	42	115	37
	IV	6	3	16	19	25	76
	V	31	6	6	12	43	28
	VI	18	5	2	7	25	28
	VII	85	11	2	13	98	13
	V-VII	134	22	10	32	166	19
	I-VII	213	42	61	103	316	33
Б	I	39	3	3	6	45	13
	II	19	4	20	24	43	56
	III	7	3	25	28	35	80
	I-III	65	10	48	58	123	47
	IV	25	3	21	24	49	49
	V	21	4	5	9	30	30
	VI	19	3	11	14	33	42
	VII	68	26	1	27	95	28
	V-VII	108	33	17	50	158	32
	I-VII	198	46	85	131	329	40
В	I	48	9	–	9	57	16
	II	23	3	30	33	56	59
	III	11	9	42	51	62	82
	I-III	82	21	72	93	175	53
	IV	6	2	39	41	47	87
	V	9	7	16	23	32	72
	VI	29	15	–	15	44	34
	VII	66	10	12	22	88	25
	V-VII	104	32	28	60	164	37
	I-VII	192	55	139	194	382	51
Г	IV-VII	69	43	58	101	170	59

Примечание. LQ – современная ширина тектонических единиц на срезе 0 м над уровнем моря; LR – реконструированная ширина тектонических единиц в раннем миоцене (до позднекайнозойской складчатости); Σ – поперечное сокращение тектонических единиц в процентах к их первоначальной (реконструированной) ширине.

гические профили [Геологическая..., 1984], которые основаны на старых данных и представлениях о строении впадины, господствовавших до того, как бурением было доказано существование в ней пологих надвигов с большими амплитудами перемещения. Реконструкция не соответствует также палеомагнитным данным о величине вращения блоков Таджикской депрессии. Более реалистичные геологические разрезы были использованы для палинспастической реконструкции северо-западной части депрессии [Кравченко и др., 1990], при расчете сокращения в результате складкообразования в северо-восточной части депрессии [Hamburger et al., 1992] и во всей депрессии [Bourgeois et al., 1997].

Строение Таджикской депрессии хорошо изучено картировочными и геофизическими работами и бурением. Результаты этих исследований были учтены Я.А. Беккером [1996] при составлении серии геологических разрезов через Таджикскую депрессию, которые послужили основой для предлагаемой ниже

палинспастической реконструкции. На рис. 13 помещены скелетные геологические разрезы. На них показана подошва палеогеновых отложений, служившая маркирующим горизонтом при расчетах сокращения территории Таджикской депрессии в результате образования складок и движений по разломам (табл. 5).

Сравнения результатов, полученных для профилей (А)–(Г), позволяют сделать следующие выводы. Степень сокращения территории убывает с севера на юг от 51% вдоль профиля (В) до 33% на профиле (А). При этом сокращение территории западной части депрессии (тектонических единиц I–III) в среднем в 2 раза больше, чем в восточной части депрессии (в единицах V–VII). Наибольшее сокращение испытал Вахшский рамп (единица IV) за счет перекрытия его соседними единицами. При этом сокращение Вахшской единицы за счет внутренних деформаций относительно невелико. Сокращение вдоль профиля (Г) достигает наибольшей величины. В этом районе на земную поверхность выходят лишь восточные тектонические единицы.

В работе [Hamburger et al., 1992] приведены расчеты сокращения территории вдоль профиля, расположенного в 25 км северо-восточнее профиля (Г). Определенная величина сокращения (55%) вдоль этого профиля близка к подсчитанной мною (59%) для профиля (Г). Палинспастический профиль в работе [Кравченко и др., 1990] пересекает структурные единицы II, III и западную часть единицы I вблизи линии профиля (В). Сокращение территории вдоль опубликованного профиля [Кравченко и др., 1990] находится в согласии с результатами расчетов по профилю (В).

Складки в южном направлении выполаживаются, амплитуда разломов уменьшается. Эти структуры не продолжают за Альбруз-Мормульским сдвигом (см. рис. 2), который служит южным ограничением складчатой системы Таджикской депрессии.

На рис. 14 представлена палинспастическая реконструкция территории Таджикской депрессии, созданная на основе данных о сокращении поверхности вдоль профилей (А)–(Г) вследствие тектонических деформаций (см. табл. 5). Трудности в определении стадий формирования складок и движений по надвигам не позволяют точно датировать этой реконструкции. Вероятно, она отвечает миоцену. На этой реконструкции Кулябская тектоническая единица (I) оказалась повернутой относительно современного положения на 55° , что соответствует палеомагнитным данным о вращении этой единицы на $46 \pm 14^\circ$ или $51 \pm 7^\circ$ (см. табл. 4). Углы вращения других тектонических единиц также оказались в согласии с палеомагнитными данными. Величина сближения Памира и Тянь-Шаня (расстояние между пунктами x и x' на рис. 14, б) в соответствии с реконструкцией – около 300 км (см. рис. 14).

На реконструкции возникло зияние – обширная область между северо-восточной частью Вахшской тектонической единицы и Тянь-Шанем. На траверсе профиля (Г) ширина этой “попыньи” более 100 км. Сокращение этой области не находит подтверждения в известных нам данных о структуре района. “Попыньи” появляется между профилями (В) и (Г) – в районе, где с земной поверхности исчезают западные структурные единицы Таджикской депрессии. Возникновение “попыньи” может быть следствием недостатка знаний о строении глубоких частей геологического разреза этого сложного района. Но более вероятно исчезновение части коры под Памиром.

Проблема “попыньи” связана с общей проблемой сокращения пространства в процессе сближения Памира и Тянь-Шаня. Складчатая система Таджикской депрессии ограничена снизу горизонтом солей мальма, которые залегают на глубине 8–12 км и, местами, достигают земной поверхности в виде соляных куполов. О том, как происходит сокращение подсолевого фундамент складчатой системы, можно лишь предполагать. Подошва земной коры в Таджикской депрессии по геофизиче-

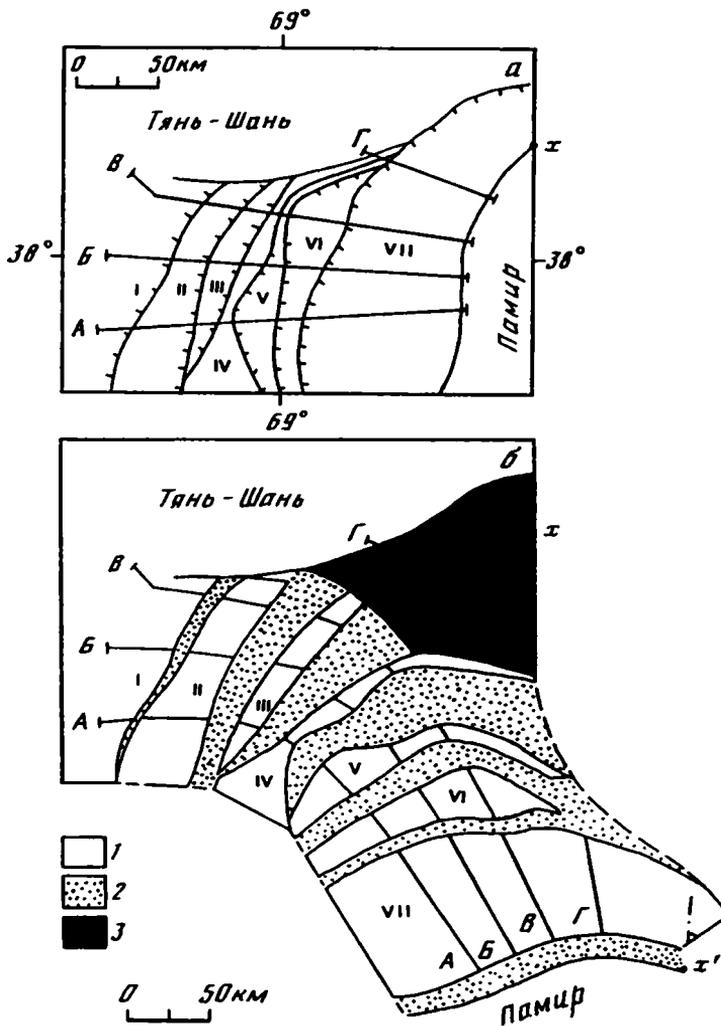


Рис. 14. Палинспастическая реконструкция территории Таджикской депрессии

а – современное положение тектонических единиц (I–VII) в Таджикской депрессии; *б* – реконструкция положения этих тектонических единиц до позднекайнозойской складчатости, основанная на данных о сокращении земной поверхности вдоль профилей А–Г (см. рис. 13)

1 – территория современных тектонических единиц; 2 – поверхность, сокращенная вследствие образования складок и перемещений по разломам (см. табл. 5); 3 – тектоническая “полюнья” – площадь, сокращение которой не компенсировано наблюдаемыми структурными формами. Остальные условные обозначения см. на рис. 12

ским данным [Беккер и др., 19746, 1983] находится на глубине 35–45 км. В интервале 20–30 км залегает волновод, разделяющий верхнюю и нижнюю кору. Наименьшая мощность земной коры на юге центральной части депрессии, откуда она возрастает в восточном и северо-восточном направлении. Различие в мощности коры между восточной и западной частями Таджикской депрессии в ее южной части невелико, а на севере депрессии это различие отсутствует [Беккер и др., 1983]. В целом, изменение мощности коры не имеет корреляционной связи с величиной сокращения поверхностных структурных единиц Таджикской депрессии.

В работах [Burtman, Molnar, 1993; Hamburger et al., 1992] приведены сейсмологические данные, свидетельствующие о субдукции континентальной коры Тянь-Шаня под Памир. Сейсмофокальная зона на севере Памира имеет наклон около 45° и прослежена до глубины 200 км [Burtman, Molnar, 1993]. Она погружается под Памир, а ее фронт проектируется в Алайскую долину, разделяющую Памир и Тянь-Шань. Двойной пояс эпицентров землетрясений (среднеглубинных на юго-востоке и малоглубинных на севере и востоке) отмечает положение сейсмофокальной зоны. Этот пояс имеет дугообразную форму. Он продолжается в восточном и юго-восточном направлении в пределы Восточного Памира и Таджикской депрессии [Hamburger et al., 1992]. Здесь он расширяется, что соответствует выполаживанию сейсмофокальной зоны до $30\text{--}35^\circ$. Внешний пояс малоглубинных эпицентров изогнут конформно с фронтом Внешней зоны Памира в Таджикской депрессии, и фронт сейсмофокальной зоны проектируется на Вахшскую тектоническую единицу (IV; см. рис. 12–14).

Автор видит решение проблемы пространства в том, что сближение Памира и Тянь-Шаня сопровождается субдукцией континентальной коры Тянь-Шаня и западной части Таджикской депрессии под Памир вдоль зоны, падающей на юго-восток под углом $30\text{--}45^\circ$. Ассимиляция субдуцируемой литосферы происходит под Памиром, о чем свидетельствуют почти двойная мощность его коры и аномальное строение верхней мантии. При этом, вероятно, поглощаются и нижняя кора и подсолевой фундамент. На северо-востоке Таджикской депрессии вероятно вовлечение в процесс субдукции и надсолевого осадочного чехла. Доводом в пользу последнего вывода служит “попынька”, возникшая на палинспастической реконструкции для миоцена (см. рис. 14).

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ПАЛИНСПАСТИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ДЛЯ МЕЛА И ПАЛЕОГЕНА

Приведенные в статье результаты анализа фаций мела и палеогена, палеомагнитных и структурно-геологических данных позволили составить на палинспастической основе палеогеографические карты для мела и палеогена на территорию Афгано-Таджикской впадины, западной части Таримской впадины и обрамляющих впадины районов Памира и Тянь-Шаня. Первым этапом работы было составление палинспастических реконструкций фациальных зон мела и палеогена (рис. 15–17), на основе которых были составлены палинспастические палеогеографические реконструкции для восьми стратиграфических уровней (рис. 18).

Палеоширота для позднего мела (см. рис. 16, 18) вычислена по данным, полученным в Таджикской депрессии. Аномальные значения палеомагнитных склонений в породах нижнего мела и палеогена на изученной территории [Баженев, 1981; Баженев, Буртман, 1990; Vazhenov et al., 1994; Chauvin et al., 1996; Thomas et al., 1994] заставили предпочесть вычисление раннемеловых и палеогеновых широт (см. рис. 15, 17, 18) относительно палеомагнитного полюса из работы [Besse, Courtillot, 1991].

Карты, составленные для восьми стратиграфических уровней (см. рис. 18), не могут отразить все нюансы изменений палеогеографии при трансгрессиях и регрессиях Таджикского моря в мелу и палеогене, но основные этапы развития прослежены. При этом палинспастическая основа карт позволяет определять ширину зон, размеры моря, скорость трансгрессии или регрессии.

В готтериве Таджикское море представляло собой залив в восточной части обширного Туранского бассейна. После раннебарремской регрессии в позднем барреме началась трансгрессия моря. Ширина морского бассейна в раннем апте достигала 400 км. В альбе море заняло территорию Юго-Западного Гиссара, Гиссарского и Зеравшанского хребтов и Афгано-Таджикской впадины, часть территории, исчезнувшей позднее под Памиром, и ненадолго проникло в районы Центрального и,

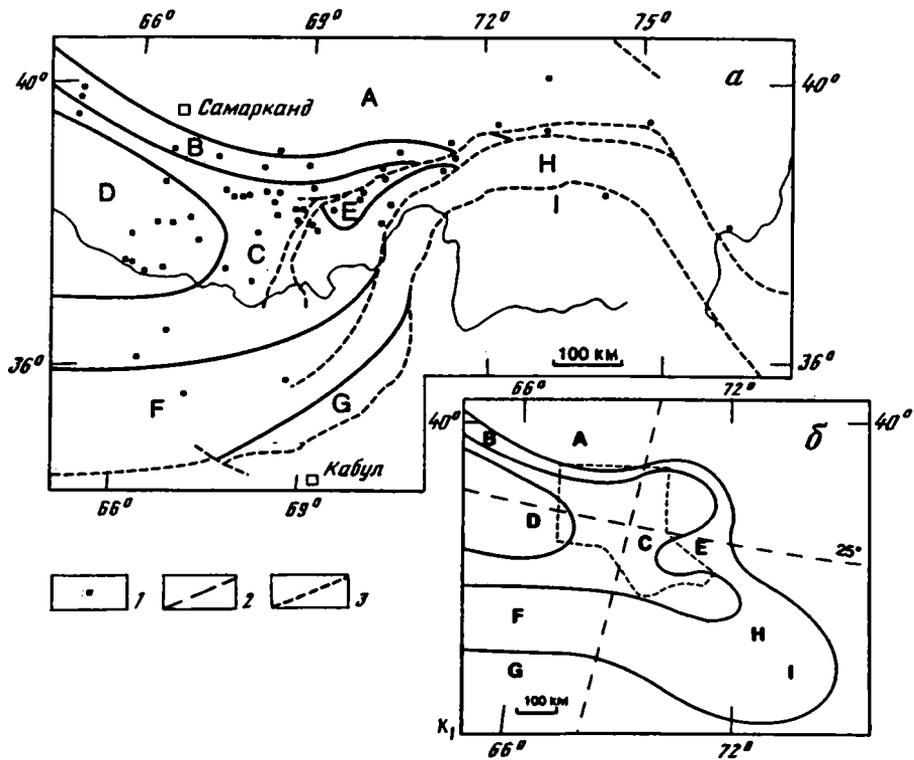


Рис. 15

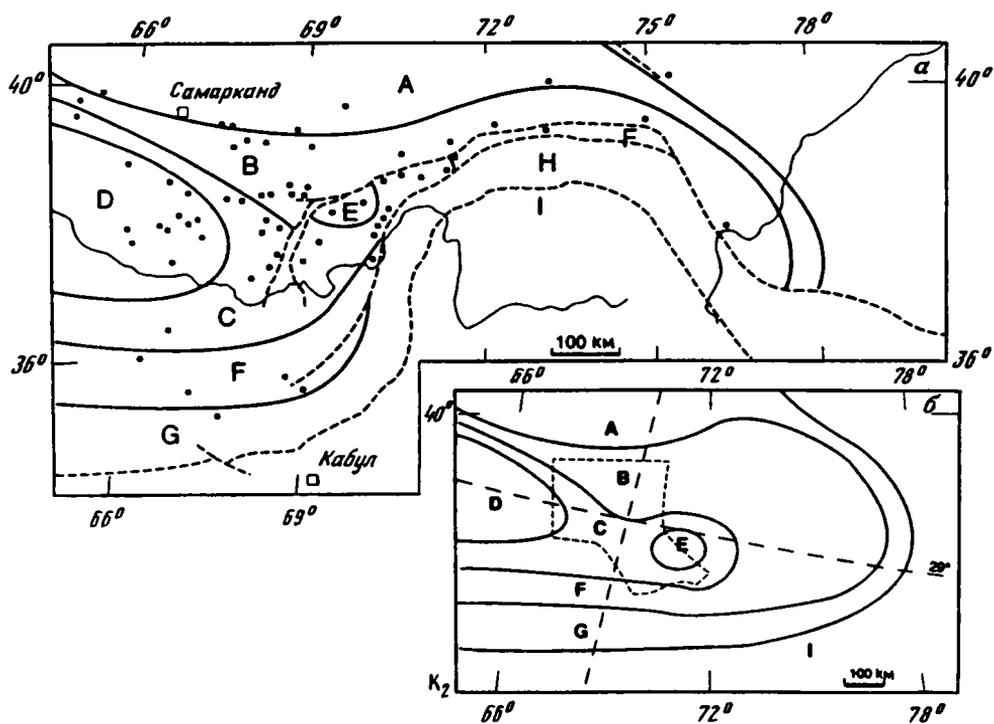


Рис. 16

Рис. 15. Современная картина фациальных зон (А–І) раннего мела (а) и палинспастическая реконструкция положения этих зон в раннем мелу (б) на территории Южного Тянь-Шаня, Афгано-Таджикской и Таримской впадин, Памир-Алайского района и Памира
 1 – опорные стратиграфические разрезы; 2 – палеопараллели и палеомеридианы; 3 – главные разломы. Тонким пунктиром показан контур рис. 14.а

Рис. 16. Современная картина фациальных зон (А–І) позднего мела (а) и палинспастическая реконструкция положения этих зон в позднем мелу (б) на территории Южного Тянь-Шаня, Афгано-Таджикской и Таримской впадин, Памир-Алайского района и Памира
 Условные обозначения см. на рис. 15

Рис. 17. Современная картина фациальных зон палеогена (а) и палинспастическая реконструкция положения этих зон (б) на территории Южного Тянь-Шаня, Афгано-Таджикской и Таримской впадин, Памир-Алайского района и Памира
 Условные обозначения см. на рис. 15

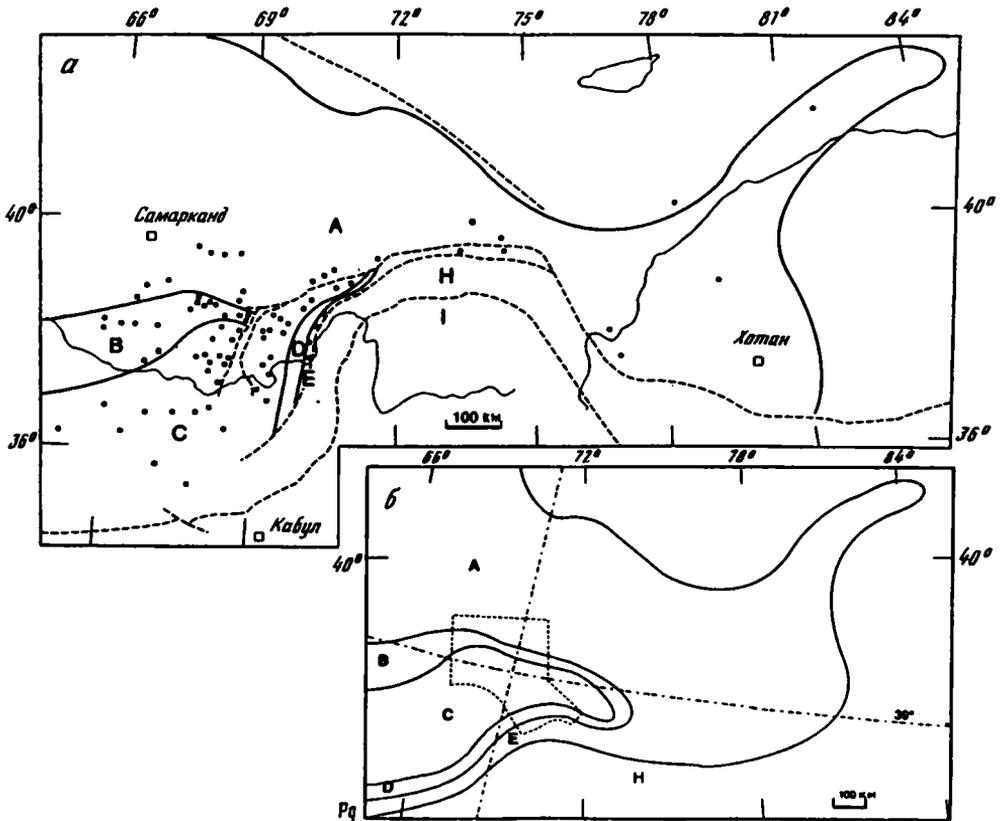


Рис. 17

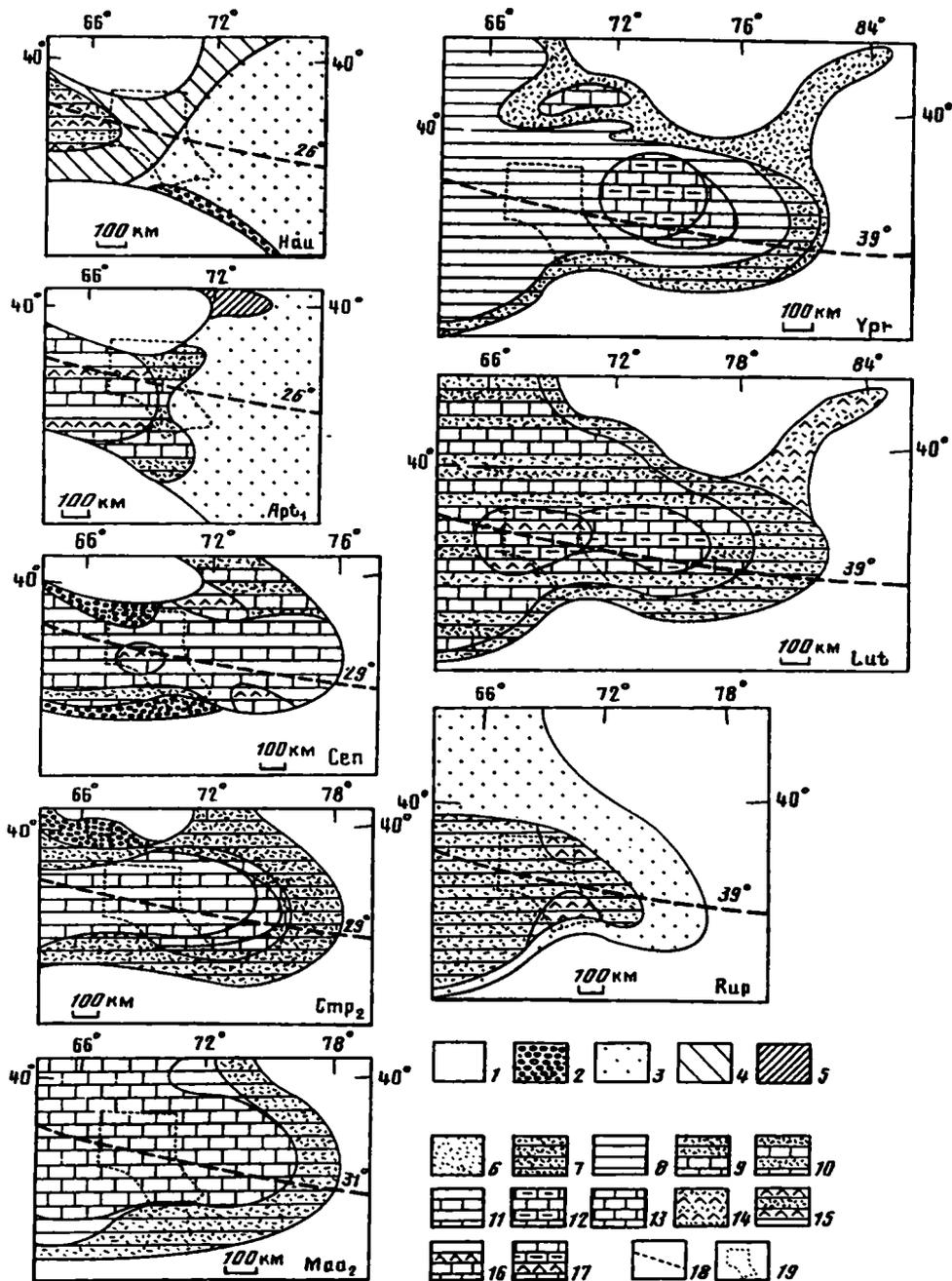


Рис. 18. Палеогеографические палинспастические реконструкции для мела и палеогена

1-5 – континентальные условия: 1 – области денудации, 2 – конгломераты предгорий, 3, 4 – аллювиальные равнины (на которых накапливались: 3 – песчаники и алевролиты, 4 – глины, песчаники и алевролиты), 5 – озерные глины; 6-17 – морские неритовые условия, в которых накапливались: 6 – песчаники и алевролиты, 7 – глины, песчаники и алевролиты, 8 – глины, 9 – известняки, глины, песчаники и алевролиты, 10 – известняки, песчаники и алевролиты, 11 – известняки и глины, 12 – известняки и мергели, 13 – известняки, 14-17 – соленосные отложения (14 – гипсы, песчаники и алевролиты, 15 – гипсы, глины, песчаники и алевролиты, 16 – гипсы, глины и известняки, 17 – гипсы, известняки и мергели); 18 – палеошироты; 19 – контур рис. 14,а.

возможно, Северного Памира. В позднем мелу морские условия распространились далее на восток. Восточный берег Таджикского моря располагался в это время в 600 км восточнее аптской береговой линии.

Морские условия получили наибольшее распространение в эоцене. В это время Таджикское море представляло собой залив, который вдавался в сушу на 1000 км и имел ширину более 600 км. В приабонский век море покинуло рассматриваемый регион, но в олигоцене ненадолго вернулось на его западную территорию.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В статье были подвергнуты анализу: 1) фации меловых и палеогеновых отложений Южного Тянь-Шаня, Афгано-Таджикской и Таримской впадин, Памир-Алайского района и Памира; 2) палеомагнитные данные по породам мела, палеогена и миоцена этого региона; 3) данные о современном строении Таджикской депрессии. Перечисленные феномены независимы друг от друга. Каждый из них позволяет определить величину сближения Памира и Тянь-Шаня в новейшую эпоху. Два определения (фациальные карты и палеомагнитные данные) показали, что сближение произошло на 300 км или более, а данные о строении Таджикской депрессии ограничили магнитуду величиной 300 км. Это сближение сопровождается субдукцией континентальной коры Тянь-Шаня и Таджикской депрессии под Памир и является следствием коллизии Индостанской и Евразийской плит.

Полученные результаты позволили составить палинспастические реконструкции фациальных зон и представить палеогеографические реконструкции для мела и палеогена на палинспастической основе.

Работа выполнена при финансовой поддержке Международной программы "Pery-Tethis".

ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев Х.Ф., Ржевский Ю.С. Палеомагнетизм нижнемеловых отложений Таджикской депрессии и вопросы стратиграфии и тектоники. Ташкент: Фан, 1971. 106 с.
- Акрамходжаев А.М., Эгамбердыев М.Э., Миркамалов Х.Х., Нартоджиев М.Н. Особенности литологического состава, стратиграфии и перспективы нефтегазоносности мезозойских и палеогеновых отложений Южного и Юго-Западного Узбекистана. Ташкент: Фан, 1971. 200 с.
- Алиев М.М., Андреев Ю.Н., Нехрикова Н.И., Фроленкова А.Я., Юртаев Ю.С. Меловые отложения востока Средней Азии. М.: Наука, 1979. 94 с.
- Андреев Ю.Н., Джалилов М.Р., Мамонтов А.Н., Корчагин В.Н. Меловые отложения южной части Юго-Западного Таджикистана по данным глубокого бурения // Литология и стратиграфия нефтегазоносных толщ Таджикской депрессии / Ред. К.В. Бобков. Душанбе: Дониш, 1972. С. 121–134.
- Атлас литолого-палеогеографических карт СССР / Ред. В.А. Гроссгейм, В.Е. Хаин. Т. 4. М.: ГУГК, 1967. 55 с.
- Баженов М.Л. Исследование занижения наклона естественной остаточной намагниченности в палеогеновых песчаниках Южного Дарваза // Докл. АН СССР. 1981. Т. 260, № 6. С. 1136–1139.
- Баженов М.Л., Буртман В.С. Структурные дуги Альпийского пояса: Карпаты–Кавказ–Памир. М.: Наука, 1990. 168 с.
- Баженов М.Л., Буртман В.С., Кобболд П.Р., Перру Э., Садыбакасов И., Тома Ж.-Ш., Шован А. Палеомагнетизм третичных отложений и альпийская кинематика Тянь-Шаня // Геотектоника. 1993. № 6. С. 50–62.
- Беккер Я.А. Тектоника Афгано-Таджикской впадины // Там же. 1996. № 1. С. 76–82.
- Беккер Я.А., Бельский В.А., Воскресенский А.А. Угловые несогласия в неогеновых отложениях Центрального Придарвазя // Докл. АН ТаджССР. 1974а. Т. 17, № 5. С. 48–51.
- Беккер Я.А., Коновалов Ю.Ф., Кошлаков Г.В., Мучаидзе Д.Р. Новые данные о строении земной коры Таджикистана // Тектоника Тянь-Шаня и Памира / Ред. И.Е. Губин, С.А. Захаров. М.: Наука, 1983. С. 118–123.
- Беккер Я.А., Кошлаков Г.В., Кузнецов Е.С. Глубинное строение юго-западного Таджикистана по геолого-геофизическим данным // Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах. М.: Наука, 1974б. С. 16–24.

- Бельский В.А.* Новейшая тектоника зоны сочленения Северного Памира и Таджикской депрессии. Душанбе: Дониш, 1978. 255 с.
- Беляевский Н.А.* Мезозойские отложения южных склонов Восточного Тянь-Шаня // Докл. АН СССР. 1948. Т. 61, № 1. С. 99–102.
- Браташ В.И., Егунов С.В., Печников В.В., Шеломейцев А.И.* Геология и нефтегазоносность севера Афганистана. М.: Недра, 1970. 288 с.
- Бурмакин А.В., Старшинин Д.А.* Объяснительная записка к геологической карте листа J-42-XI. М.: Недра, 1967. 100 с.
- Буртман В.С.* Проблема формирования Памир-Пенджабского синтаксиса // Геотектоника. 1982. № 5. С. 56–63.
- Валиев Ю.Я., Пачаджанов Д.Н.* Минералого-петрографические особенности песчаных пород палеогеновых отложений северной части Таджикской депрессии // Изв. АН Респ. Таджикистан. Отд. наук о Земле. 1992. № 2. С. 22–30.
- Власов Н.Г., Пыжьянов И.П., Лозиев В.П.* Объяснительная записка к геологической карте листа J-42-XVII. М.: Недра, 1964. 92 с.
- Вялов О.С.* Стратиграфия палеогена Таджикской депрессии // Тр. Нефт. геол.-развед. ин-та. Сер. А. Л., 1940. Вып. 129. С. 3–35.
- Вялов О.С., Недельку И., Ница П.* Некоторые данные о палеогене Северного Афганистана // Геол. сб. Львов. ун-та. 1966. № 10. С. 142–158.
- Геккер Р.Ф., Осипова А.И., Бельская Т.Н.* Ферганский залив палеогенового моря, его история, осадки, фауна, флора, условия их обитания и развития // Региональная палеогеография / Ред. А.В. Хабаков. М.: Гостоптехиздат, 1960. С. 147–163.
- Геологическая карта Таджикской ССР и прилегающих территорий масштаба 1:500 000 / Ред. Н.Г. Власов, Ю.А. Дьяков. Л.: ВСЕГЕИ, 1984.
- Геология и полезные ископаемые Афганистана. Кн. 1. М.: Недра, 1980. 536 с.
- Губин И.Е.* Геологическая граница между Памиром и Алаем. М.: Геолком, 1940. 48 с.
- Губин И.Е.* Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 464 с.
- Давидзон Р.М., Крейденков Г.П., Салибаев Г.Х.* Стратиграфия палеогеновых отложений Таджикской депрессии и сопредельных территорий. Душанбе: Дониш, 1982. 152 с.
- Давидзон Р.М., Ржевский Ю.С.* Реконструкция бассейна седиментации в палеогеновую эпоху на территории Афгано-Таджикской впадины // Докл. АН ТаджССР. 1979. Т. 20. С. 683–686.
- Джалилов М.Р.* Стратиграфия верхнемеловых отложений Юго-Западного Дарваза // Тр. Ин-та геологии АН ТаджССР. 1963. Т. 7. С. 50–117.
- Джалилов М.Р.* Стратиграфия верхнемеловых отложений Таджикской депрессии. Душанбе: Дониш, 1971. 210 с.
- Джалилов М.Р., Андреев Ю.Н., Хакимов Ф.Х., Гольтман Э.В.* Меловые отложения Центрального Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1971. 93 с.
- Захаров С.А.* Кардинальный вопрос тектогенеза в связи с направлением поисков нефти и газа в Таджикской депрессии и основами сеймотектонического районирования Южного Таджикистана // Проблемы геологии Таджикистана / Ред. Р.Б. Баратов. Душанбе: АН ТаджССР, 1964. С. 33–78.
- Казьмин В.Г., Фараджев В.А.* Тектоническое развитие Яркендского сектора Куньлуна // Сов. геология. 1961. № 8. С. 45–57.
- Кариев А.* Раннемеловое осадконакопление и история геологического развития горного обрамления Таджикской депрессии / Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. № 1. С. 115–125.
- Кафарский А.Х., Пыжьянов И.В.* Объяснительная записка к геологической карте листа J-42-XII. М.: Недра, 1970. 114 с.
- Козлов В.В., Артемов А.В.* Объяснительная записка к геологической карте листа J-42-II. М.: Недра, 1966. 66 с.
- Кравченко К.Н., Бархударян А.А., Кондур В.П., Коробка В.С.* Перспективы нефтегазоносности поднадвиговых зон Таджикской депрессии // Тектоника и нефтегазоносность поднадвиговых зон / Ред. В.Е. Ханн и др. М.: Наука, 1990. С. 115–123.
- Крейденков Г.П., Распопин В.А.* Палеоген Южной Киргизии // Геология СССР. М.: Недра, 1972. Т. 25: Киргизская ССР, кн. 1. С. 237–250.
- Леглер В.А., Пржиялговская И.А.* Взаимоотношение Индийской и Азиатской литосферных плит и тектоника Таджикской депрессии // Строение литосферных плит. М.: Ин-т океанологии АН СССР, 1979. С. 125–188.
- Леонов Н.Н.* Тектоника и сейсмичность Памиро-Алайской зоны. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 164 с.
- Леонов Ю.Г., Никонов А.А.* Проблема неотектонического развития Памиро-Тяньшаньского горного сооружения // Геотектоника. 1988. № 6. С. 108–119.
- Мартинсон Г.Г.* Биостратиграфия и фауна меловых континентальных отложений Таджикской депрессии, Кызылкумов и Приташкентских Чулей // Меловые континентальные отложения Ферганы. Л.: Наука, 1969. С. 18–51.
- Марушкин И.А., Ляшкевич Э.М.* Объяснительная записка к геологической карте листа J-42-VI. М.: Недра, 1969. 116 с.
- Минакова Н.Е., Сотириади К.А., Эгамбердиев М., Насретдинов З.З., Хикматуллаев Б.С., Тали-*

- пов О. Литология, стратиграфия, геохимия и нефтегазоносность палеогеновых отложений Сурхандарьинской впадины. Ташкент: Фан, 1975. 153 с.
- Муфтиев З.З., Шадчиев А.С. Объяснительная записка к геологической карте листа J-42-X. М.: Недра, 1967. 106 с.
- Мушкетов Д.И. О связи Тянь-Шаня с Памиро-Алаем. Пг.: Геолком, 1919. 34 с. (Материалы по общ. и прикл. геологии; Вып. 10).
- Мушкетов Д.И. Основные вопросы тектоники Туркестана // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1923. Т. 2, вып. 3. С. 181–212.
- Надыршин Р.И. Объяснительная записка к геологической карте листа J-41-XVIII. М.: Недра, 1978. 70 с.
- Наливкин Д.В. Очерк геологии Туркестана. М.; Ташкент: Туркпечать, 1926. 184 с.
- Пейве А.В., Буртман В.С., Руженцев С.В., Суворов А.И. Тектоника Памиро-Гималайского сектора Азии // Гималайский и альпийский орогенез. М.: Недра, 1964. С. 156–172.
- Пояркова З.Н. О меловых отложениях средней части бассейна р. Зеравшан // Геол. сб. 1959. № 4. С. 325–388. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 131).
- Пояркова З.Н. Палеогеография Южной Киргизии в меловом периоде // Материалы по палеогеографии и тектонике Тянь-Шаня / Ред. В.Г. Королев. Фрунзе: Илим, 1966. С. 63–110.
- Пояркова З.Н. Стратиграфия меловых отложений Южной Киргизии. Фрунзе: Илим, 1969. 207 с.
- Расчленение стратифицированных и интрузивных образований Таджикистана / Ред. Р.В. Баратов. Душанбе: Дониш, 1976. 270 с.
- Резвой Д.П. Тектоника восточной части Туркестано-Алайской горной системы. Львов.: Изд. Львов. ун-та, 1959. 370 с.
- Рыскина Х.В. Объяснительная записка к геологической карте листа J-42-VII. М.: Недра, 1981. 124 с.
- Рухин Л.Б., Рухина Е.В. Меловые отложения Ферганской котловины. Л.: Изд-во ЛГУ, 1961. 164 с.
- Салибаев Г.Х. Стратиграфия и моллюски нижней части массагетской серии Таджикской депрессии. Душанбе: Дониш, 1975. 140 с.
- Симаков С.Н. К стратиграфии палеогена Ферганы и Таджикской депрессии // Докл. АН СССР. 1952а. Т. 32, № 1. С. 147–150.
- Симаков С.Н. Меловые отложения Бухаро-Таджикской области. М., 1952б. 308 с. (Тр. ВНИГРИ. Спец. сер.; Вып. 2).
- Симаков С.Н. Вопросы стратиграфии палеогена Ферганы и Таджикской депрессии // Палеонтол. сб. 1953. № 1. С. 201–218. (Тр. ВНИГРИ. Н.С.; Вып. 66).
- Симаков С.Н. Меловые отложения Юго-Западного Таджикистана // Геология СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1959. Т. 14: Таджикская ССР, ч. 1. С. 241–269.
- Синицын В.М. Северо-западная часть Таримского бассейна. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 252 с.
- Синицын В.М. Палеогеография Азии. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1962. 268 с.
- Скобелев С.В. Новейшая структура зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня // Неотектоника и современная геодинамика подвижных поясов / Ред. П.Н. Кропоткин. М.: Наука, 1988. С. 191–215.
- Солун В.И., Ченов Ю.П. Сопоставление палеогеновых отложений Бадхыза, Гаурдакского района, южной части Таджикской депрессии и северных предгорий Гиндукуша // Общие проблемы стратиграфии и биостратиграфии палеогена Турция и Средней Азии. Л.: ВСЕГЕИ, 1964. С. 272–294.
- Сочава А.В. Литология, стратиграфия и условия образования красноцветной формации мела Ферганы // Меловые континентальные отложения Ферганы. Л.: Наука, 1965. С. 5–100.
- Старшинин Д.А. Объяснительная записка к геологической карте листа J-42-IV. М.: Недра, 1972. 138 с.
- Суворов А.И. Закономерности строения и формирования глубинных разломов. М.: Наука, 1968. 316 с.
- Суворов А.И., Самыгин С.Г. О тектоническом сближении фаций по крупным надвигам // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1965. № 5. С. 46–64.
- Ташиев М.Ш., Товбина С.З. Палеогеография запада Средней Азии в меловой период. СПб.: Недра, 1992. 324 с.
- Трифонов В.Ш. Позднечетвертичный тектогенез. М.: Наука, 1983. 224 с.
- Филонов А.И., Король А.Н. Объяснительная записка к геологической карте листа J-42-XVI. М.: Недра, 1966. 92 с.
- Херасков Н.П. Тектонический очерк юго-западного окончания Гиссарского хребта и некоторых прилегающих к нему районов // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1932. Т. 10, вып. 3/4. С. 428–460.
- Швольман В.А. Тектоническое развитие Памира в меловом и палеогеновом периодах. М.: Наука, 1977. 160 с.
- Шерба И.Г. Олистостромы в неогене Дарвазского хребта // Геотектоника. 1975. № 5. С. 97–108.
- Шерба И.Г. Этапы и фазы кайнозойского развития Альпийской области. М.: Наука, 1993. 232 с.
- Эгамбердыев М.Э. Нефтеносные фации мезозоя и палеогена, Южный и Западный Узбекистан. Ташкент: Фан, 1981. 160 с.
- Юртенев Ю.С., Камалов Я. Типы верхнемеловых разрезов Таджикской депрессии // Литология, геохимия и палеогеография нефтегазонос. осадоч. формаций Узбекистана. 1972. № 5. С. 356–361.
- Argand E/ La tectonique de l'Asie // Proc. XIII Intern. Geol. Congr. Brussels, 1924. Vol. 1, pt 5. P. 170–372.
- Vazhenov M.L. Cretaceous paleomagnetism of the Fergana Basin and adjacent ranges, Central Asia: Tectonic implications // Tectonophysics. 1993. Vol. 221. P. 251–267.
- Vazhenov M.L., Burtman V.S. Formation of the Pamir-Punjab syntaxis: Implications from paleomagnetic investiga-

- tions of Lower Cretaceous and Paleogene rocks of the Pamirs // Contemporary geoscientific researches in Himalaya. 1981. Vol. 1. P. 71–82.
- Bazhenov M.L., Burtman V.S.* Tectonics and paleomagnetism of structural arcs of the Pamir-Punjab syntaxis // *J. Geodynamics*. 1986. Vol. 5. P. 383–396.
- Bazhenov M.L., Perroud H., Chauvin A., Burtman V.S., Tomas J.-C.* Paleomagnetism of Cretaceous red beds from Tadjikistan and Cenozoic deformations related to the India–Eurasia collision // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1994. Vol. 124. P. 1–18.
- Besse J., Courtillot V.* Revised and synthetic apparent polar wander paths of the African, Eurasian, North American and Indian Plates and true polar path wander since 200 Ma // *J. Geophys. Res.*, 1991. Vol. 96. P. 4029–4050.
- Bourgeois O., Cobbold P.R., Rouby D., Thomas J.C., Shein V.* Least squares restoration of Tertiary thrust sheets in map view, Tadjik depression, Central Asia // *Ibid.* 1997. Vol. 102, N B12. P. 27553–27574.
- Burtman V.S., Molnar P.* Geological and geophysical evidence for deep subduction of continental crust beneath the Pamir. Boulder (Colo.), 1993. 76 p. (*Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*; N 281).
- Chauvin A., Bazhenov M.L., Perroud H.* Anomalous low paleomagnetic inclinations from Oligocene–Lower Miocene red beds of the South–West Tien Shan, Central Asia // *Geophys. J. Intern.* 1996. Vol. 126. P. 303–313.
- Chen Y., Cogne J.-P., Courtillot V.* New Cretaceous paleomagnetic poles from the Tarim Basin, Northwestern China // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1992. Vol. 114. P. 17–38.
- Hamburger M.W., Sarewitz D.R., Pavlis T.L., Popandopulo G.A.* Structural and seismic evidence for intracontinental subduction in the Peter the First Range, Central Asia // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1992. Vol. 104. P. 397–408.
- Molnar P., Tapponier P.* Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision // *Science*. 1975. Vol. 169. P. 419–426.
- Norin E.* Tertiary of the Tarim Basin // *Bull. Geol. Soc. China*. 1935. Vol. 14, N 3. P. 337–347.
- Peive A.V., Burtman V.S., Ruzhentsev S.V., Suvorov A.J.* Tectonics of the Pamir–Himalayan sector of Asia // XXII Intern. Geol. Congr. Rep. New Delhi. 1964. Pt 11. P. 441–464.
- Pozzi J.-P., Feinberg H.* Paleomagnetism in the Tajikistan: Continental shortening of European margin in the Pamirs during Indian Eurasian collision // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1991. Vol. 103. P. 365–378.
- Spenser D.A.* What was the timing of the Himalayan continent-continent collision (45, 50, 60 or 65 MA)? Constrains from eclogites // *Geol. Soc. Amer. annual meeting abstracts*. Boston, 1993. P.121.
- Suess E.* The face of the Earth. Vol. 3. Oxford: Clarendon press, 1908. 400 p.
- Tomas J.-C., Chauvin A., Gapias D., Bazhenov M.L., Perroud H., Cobbold P.R., Burtman V.S.* Paleomagnetic evidence for Cenozoic block rotations in the Tadjik depression, Central Asia // *J. Geophys. Res.* 1994. Vol. 99, N B8. P. 15141–15160.
- Thomas J.-C., Cobbold P.R., Wright A., Gapias D.* Cenozoic tectonics of the Tadjik depression, Central Asia // *The tectonics evolution of Asia*. Cambridge: Univ. press, 1996a. P. 191–207.
- Thomas J.-C., Gapias D., Cobbold P.R., Meyer V., Burtman V.S.* Tertiary kinematics of the Tadjik depression (Central Asia): Inference from fault and fold patterns // *Geodynamic evolution of sedimentary basins*. P.: Technip. 1996b. P. 171–180.
- Thomas J.-C., Gapias D., Cobbold P.R., Bazhenov M.L., Burtman V.S., Chauvin A., Sadybasov E.* A paleomagnetic study of the Tertiary formation from the Kirghiz Tien-Shan and its tectonic implications // *J. Geophys. Res.* 1993. Vol. 98, N B6. P. 9571–9589.
- Wang O.M., Nishidai T., Coward M.P.* The Tarim Basin, NW China: Formation and aspects of petroleum geology // *J. Petrol. Geol.* 1992. Vol. 15, N 1. P. 5–34.
- Yin An., Nie S.* A Phanerozoic palinspastic reconstruction of China and its neighboring regions // *The tectonic evolution of Asia*. Cambridge (Mass.): Univ. press, 1996. P. 442–485.

НОВЕЙШАЯ СТРУКТУРА ПЛАТФОРМ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ КАК РЕЗУЛЬТАТ КОЛЛИЗИИ В ПЕРИАРАВИЙСКОМ СЕГМЕНТЕ АЛЬПИЙСКОГО ПОЯСА

М.Л. Копп

Геологический институт РАН

ВВЕДЕНИЕ

В привычном представлении платформенная тектоника – это мир флексур, субвертикальных сбросов, брахискладок и куполов. Такое ее понимание совершенно объективно, и автор никоим образом не собирается его разрушать. Но тем не менее он попытается показать, что все это царство вертикальной тектоники – не более чем верхушка айсберга, который подстилается принципиально иным деформационным этажем, где господствуют уже горизонтальные, а не вертикальные перемещения.

Точка зрения о единстве позднеальпийской деформации всей Евразии восходит к трудам Э. Аргана [1935], где орогенная структура континента трактуется как система глубинных складок, амплитуда которых убывает с юга на север по мере ослабления давления. Однако фактическую основу эти предположения стали приобретать только после серии работ А.В. Пейве и его коллег по глубинным разломам Центральной Азии [Буртман и др., 1963 а, б; Пейве, 1961; Суворов, 1968; и др.], где показано, что сдвиги Альпийско-Гималайского пояса продолжаютя далеко на север от него в пределы Туранской плиты и Казахского мелкосопочника. Используя в существенной мере именно эти данные, П. Молнар и П. Таппонье сравнили конфигурацию сети новейших сдвигов Азии с теоретическим рисунком траекторий максимальных касательных напряжений при вдавлении штампа (Индийский фрагмент Гондваны) в пластичный материал (Евразийская плита) [Tapponnier, Molnar, 1976]. Таким образом, представление о непрерывности, или квазипластичности, альпийской деформации всего континента (как альтернатива жесткости его главной северной части) получило физическое выражение. О преимущественно пластическом характере деформации Евразии свидетельствует и анализ геокинематических структурных рисунков [Копп, 1991а, 1997], установивший существенную роль в этом процессе явлений выжимания, течения и изгиба коровых масс в горизонтальной плоскости. Было отмечено, что зоны наиболее крупных внутриплитных поднятий находятся на простирании наиболее выдвинувшихся к северу блоков Альпийско-Гималайского пояса (рис. 1). Ю.Г. Леонов [1991] подчеркнул факт горизонтальной расслоенности литосферы платформ, свидетельствующей об интенсивных горизонтальных перемещениях на глубине, а в другой работе [Леонов, 1995], по материалам анализа данных о характере современных и новейших полей напряжений Европейского континента, показал, что платформенная область к северу от Альпийского пояса находится в обстановке субмеридионального сжатия, на приближении к Балтийскому щиту принимающего северо-западное простирание.

Таким образом, влияние альпийской коллизии на структуру соседних платформ представляется несомненным. Однако масштабы и характер такого влияния требуют серьезного анализа. Если, например, для таких новейших эпиплатформенных орогенов, как Центральный Кавказ, Тянь-Шань или Алтай, почти всеми признается коллизионное происхождение, то можно ли считать таковыми пологие неотектонические поднятия – типа Мангышлака, Донбасса, Приволжской возвышенности, Центрального Казахстана и др., учитывая их небольшую амплитуду и значительную удаленность (а часто и изолированность) от Альпийского пояса, а также не всегда совпадающее с последним простирание? На плейтктонических реконструкциях [Зоненшайн и др., 1987; Зоненшайн и др., 1990; Atlas Tethys, 1993; и др.]

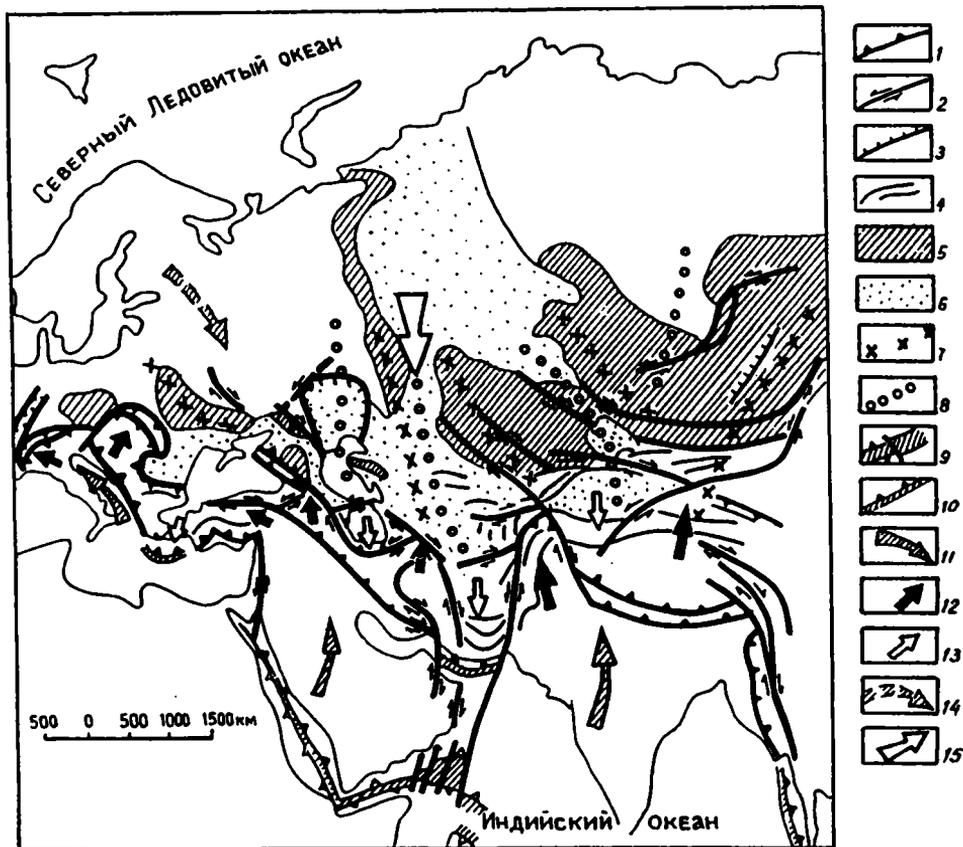


Рис. 1. Отражение коллизионных деформаций Альпийско-Гималайского пояса в особенностях новейшей структуры платформ Евразии [Копп, 1997]

1 – взбросы, надвиги и покровы (вершины треугольников – по падению сместителей); 2 – сдвиги; 3 – сбросы (бергштрихи – по падению сместителей); 4 – оси складок и мегаскладок; 5, 6 – области платформ, вовлеченные: 5 – в пологое поднятие, 6 – в пологое опускание; 7, 8 – оси пологих новейших: 7 – поднятий, 8 – опусканий; 9 – оси спрединга; 10 – зоны субдукции; 11 – направления перемещения гондванских микроконтинентов-инденторов (по отношению к Евразии); 12 – направление северного (по отношению к Евразии) перемещения главных блоков, выжатых инденторами; 13 – направление южного (по отношению к Альпийско-Гималайскому поясу) компенсационного перемещения блоков; 14 – направление предполагаемого перемещения Восточно-Европейской субплиты относительно Атлантической оси спрединга, 15 – направление предполагаемого перемещения Западносибирско-Туранской субплиты относительно Арктической оси спрединга

южная граница Евразийской плиты проводится по линии Альпы–Карпаты–Крым–Большой Кавказ–Копетдаг–Тянь-Шань, и вся находящаяся севернее ее часть считается жесткой.

Первые высказывания о том, что коллизионные деформации на рубеже мела–палеогена выхлестнулись далеко к северу от вышеозначенной линии, были сделаны после того, как накопились факты о поздне мел-палеоценовой деформации чехлов палеозойских авлакогенов в пределах Восточно-Европейской плиты, герцинид Западной и Центральной Европы и Северного моря [Милановский, 1983; Ziegler, 1987]. (Е.Е. Милановский считает, что коллизионные деформации Восточно-Европейской платформы продолжались с конца мела до новейшего этапа включительно). Эта точка зрения явилась ориентиром для многих исследователей внутриплитной тектоники, однако ларамийский возраст главного воздействия коллизи-

онных деформаций на платформенную структуру вызывает серьезные сомнения. Хотя начальная коллизия Апулии с Евразией действительно относится к середине–концу мела, вплоть до конца эоцена в Альпах сохранялись широкие бассейны с утоненной корой (Валезский и Бриансонский) [Зоненшайн и др., 1987; Atlas Tethys, 1993; Ricou, Siddans, 1986], которые защищали платформенную область Западной Европы от прямого давления индентора. Они окончательно захлопнулись только на рубеже эоцена–олигоцена, что совпадает со временем возникновения Рейнского грабена и расчленением рельефа Западной и Центральной Европы [Bergerat, 1983; Illies, 1975]. Аналогичная ситуация была и в Кавказско-Анатолийском регионе: офиолитовые коллизионные швы возникли там на границе мела и палеогена, однако на севере вплоть до начала–середины миоцена сохранялось Большекавказское окраинное море, которое в ларамийскую фазу лишь дополнительно углубилось без каких-либо признаков сжатия, а постепенно зарастать (по краям) начало только в эоцене–олигоцене [Копп, Щерба, 1998; Леонов, 1975].

Учитывая все это, можно высказать предположение, что ларамийская активизация древних авлакогенов была вызвана не столкновением гондванских блоков с Евразией, а скорее вспарыванием океанского рифта в Северной Атлантике и Арктике и начавшимся отодвиганием Евразийской плиты к юго-востоку [Копп, 1996, 1999a], которое в условиях начинающегося сжатия и недостатка пространства на юге – в Альпийском поясе – могло вызвать коробление чехла платформ. Однако, если даже считать эти деформации коллизионными, все равно непонятно, к чему тогда следует относить образование таких заметных новейших структур, как, например, Рейнский грабен эоцен–олигоценового возраста или Жигулевские и Саратовские дислокации (постэоценовое, а скорее всего постсреднемиоценовое складкообразование). Добавим, что в пределах Поволжья и Прикаспия никаких действительных признаков ларамийского сжатия пока не зафиксировано.

Предмет настоящей статьи составляют именно эти – позднекайнозойские (неоген–четвертичные) – внутриплитные деформации, ответственные за формирование современного рельефа платформ Юго-Восточной Европы и происходившие синхронно со структурообразованием на Кавказе. В начале работы рассматривается орогенная геокинематика Периаравийской коллизионной области, а затем анализируется происхождение внутриплитных структур Поволжья и Прикаспия по материалам собственных наблюдений автора и результатам обобщения литературных материалов.

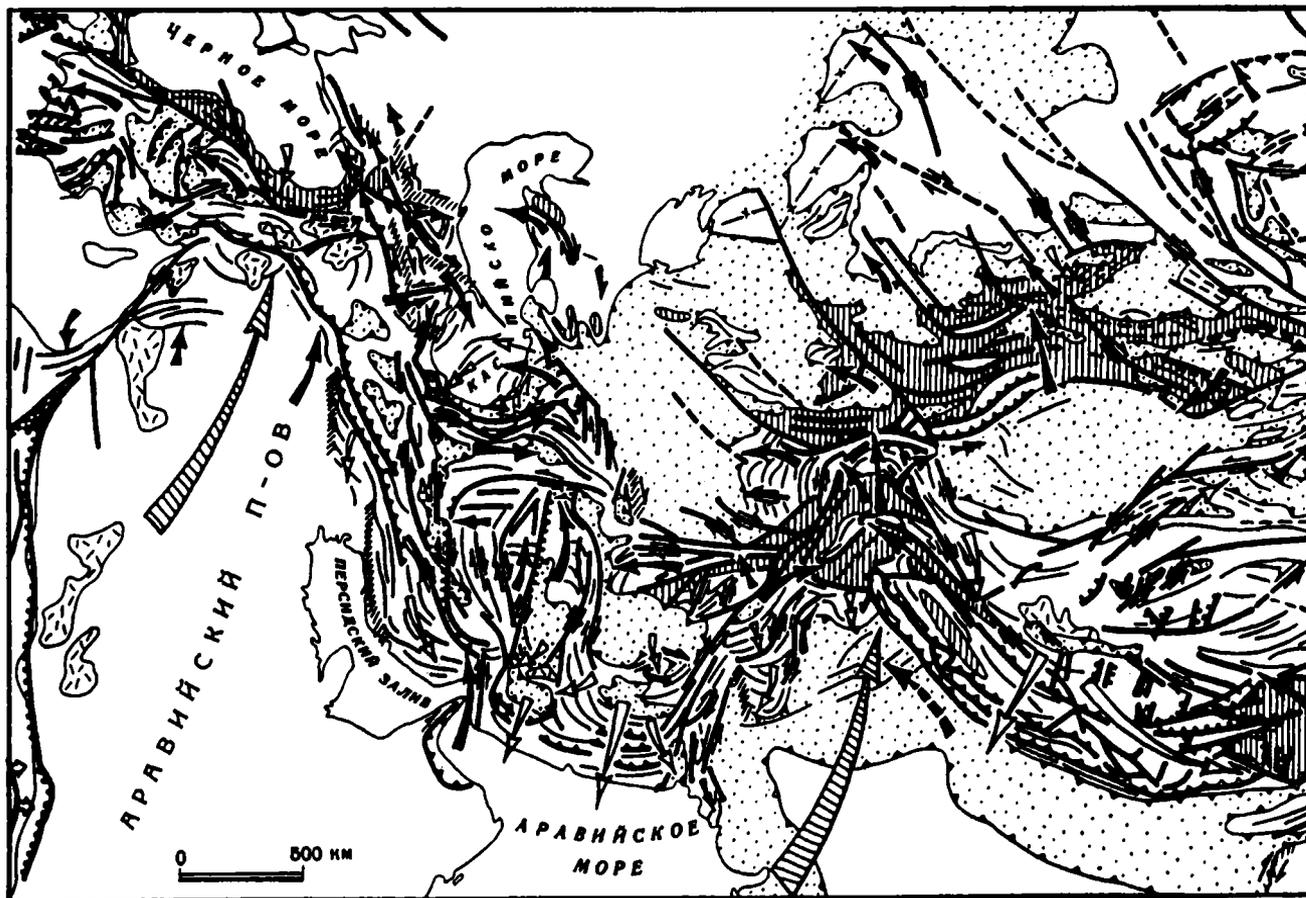
ОРОГЕННАЯ ГЕОКИНЕМАТИКА ПЕРИАРАВИЙСКОЙ КОЛЛИЗИОННОЙ ОБЛАСТИ

Подробный анализ орогенных горизонтальных перемещений Периаравийского, или Кавказско-Иранского, сегмента Альпийско-Гималайского пояса содержится в работах [Копп, 1991a, 1997]. Здесь кратко приведены только самые главные особенности, необходимые для понимания природы новейшей структуры его северного платформенного обрамления (рис. 2).

Общая деформационная зональность

По отношению к внедряющейся по горизонтали плите (в данном случае – Аравийская плита) здесь, как и в других сегментах Альпийско-Гималайского пояса [Копп, 1997], могут быть выделены две основные кинематические области: область внедрения плиты-индентора, где происходит нагнетание и сучивание материала (внутренняя), и область разгрузки – латерального выжимания и вторичной аккумуляции материала (внешняя).

Внутренняя область индентации. Данная область включает фланговые сдвиговые зоны (Левантинско-Чорохскую левостороннюю и Аден-Мангышлакскую пра-



востороннюю), с синтетическим типом вращения крыльев, и соединяющую их фронтальную область сгущивания, которая представлена мегантиклинориями Тавра и Загроса вместе с прилегающими участками Кавказа и Ирана.

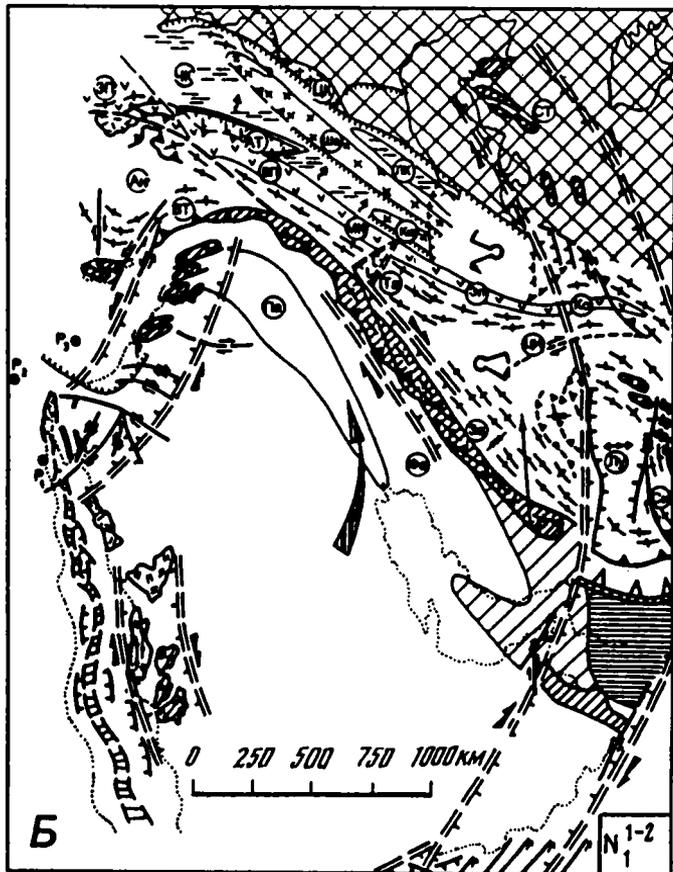
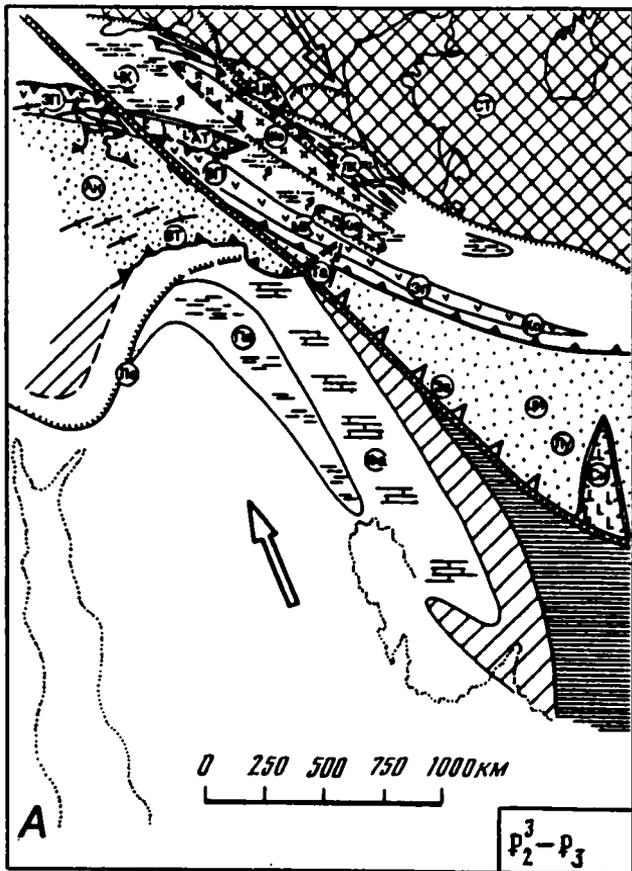
Фланговые сдвиги. *Левантинско-Чорохская левосдвиговая зона* на своем главном отрезке представлена Левантинским трансформным разломом (горизонтальная амплитуда до 100 км [Freund et al., 1970]) и ассоциирующей с ним зоной пластической деформации. Сдвиг ориентирован почти меридионально и в целом сопровождается синтетическим подворотом структур, образующих так называемую Сирийскую дугу [Krenkel, 1941] – грандиозную горизонтальную флексуру, облекающую Аравийскую платформу с запада и связываемую многими авторами с продвижением последней к северу. По палеомагнитным данным [Ron et al., 1984], в западном крыле сдвига блоки вращались против часовой стрелки попутно левостороннему скашиванию.

Находящаяся к востоку Аравийская плита испытывала неоднородные внутриплитные деформации, в существенной мере связанные с изменением конфигурации Левантинского сдвига. В своей главной южной части последний плавно выгибается к востоку, что свидетельствует о вращении против часовой стрелки восточного (аравийского) крыла разлома с полюсом в районе Ливии [Garfunkel, 1981]. Такая геометрия линии сместителя при левостороннем движении обеспечивает достаточно свободного пространства на востоке, что выражается в полном отсутствии здесь структур сжатия и даже, напротив, в некотором растяжении, фиксируемом небольшими полями базальтов. Севернее, в районе Ливана, прямо на простирании Пальмирского авлакогена, линия сдвига испытывает резкий излом, который можно связывать с преломлением траекторий поля напряжений из-за пересечения клина рыхлых осадков [Копп и др., 1994]. В кинематическом отношении это изгиб задерживающего типа, где должно развиваться сжатие, и именно данной причиной объясняют возникновение мегантиклиналей Ливана и Анти-Ливана [Quennel, 1984; Freund et al., 1970]. Однако около этого препятствия Аравийская плита испытывала не только коробление в вертикальной плоскости, но и изгибалась по горизонтали [Копп и др., 1994], следствием чего явилось возникновение аномально расширенной около излома зоны простого левостороннего сдвига в Пальмиридах и базальтовом плато Джебель Эд Друз, которая включает ветвящиеся левые сдвиги меридионального, северо-восточного простирания (R-сколы), субширотные правые сдвиги, эшелонированные складки северо-восточного простирания и, наконец, сбросы и раздвиги (цепочки базальтовых вулканов и дайки) северо-западной ориентировки. Ряд признаков строения этого структурного ансамбля свидетельствует о вращении блоков против часовой стрелки в соответствии с региональным левым сдвигом. К северу от вышеохарактеризованного излома линия Левантинского сдвига выравнивается, и зона внутриплитного левостороннего скашивания моментально сходит на нет, однако, он приобретает пологую выпуклость уже в обратном (западном) направлении, как бы подгибаясь около Альпийского пояса. Это вызывает антитетический подворот его восточного крыла с образованием складок северо-западного простирания. По палеомагнитным данным [Трифонов и др.,

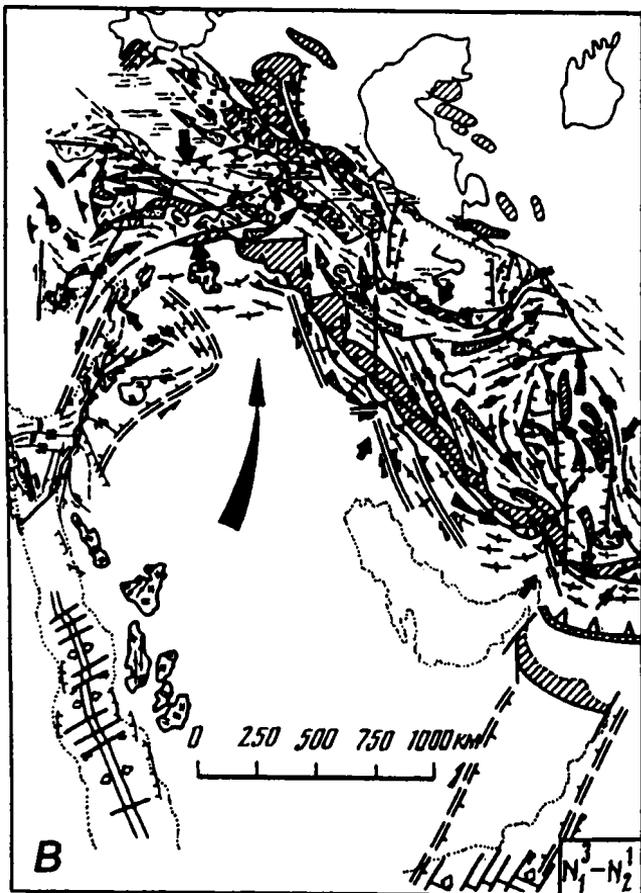


Рис. 2. Геокинематическая карта центральной части Альпийско-Гималайского пояса для неогена–квартера, составленная по материалам изучения структурных рисунков [Копп, 1994]

1–3 – структуры сжатия: 1 – линии простирания складок (а – альпийских, б – активизированных в альпийскую эпоху), 2 – неотектонические поднятия, 3 – взбросы и надвиги; 4–6 – структуры сдвига: 4 – сдвиги, 5 – широкие зоны простого сдвига, 6 – то же, без отчетливых границ; 7–9 – структуры и области растяжения: 7 – оси спрединга, 8 – сбросы, 9 – районы проявления орогенного вулканизма; 10 – орогенные впадины; 11 – направления смещения и поворота блоков-инденторов; 12, 13 – направления латерального выжимания масс: 12 – по отношению к “стабильной” Европе, 13 – по отношению к соседним блокам коллизионного пояса; 14 – оси пологих платформенных поднятий



- | | |
|--|----|
| | 1 |
| | 2 |
| | 3 |
| | 4 |
| | 5 |
| | 6 |
| | 7 |
| | 8 |
| | 9 |
| | 10 |
| | 11 |
| | 12 |
| | 13 |
| | 14 |
| | 15 |
| | 16 |
| | 17 |
| | 18 |
| | 19 |
| | 20 |
| | 21 |
| | 22 |
| | 23 |
| | 24 |



- | | |
|--|----|
| | 25 |
| | 26 |
| | 27 |
| | 28 |
| | 29 |
| | 30 |
| | 31 |
| | 32 |
| | 33 |
| | 34 |
| | 35 |
| | 36 |
| | 37 |
| | 38 |
| | 39 |
| | 40 |
| | 41 |
| | 42 |
| | 43 |
| | 44 |
| | 45 |
| | 46 |
| | 47 |

1991], здесь происходило вращение по часовой стрелке, а не против, как в остальных участках трансформной зоны. На северном продолжении Левантинского разлома находятся домен плиоцен-четвертичных левых сдвигов западно-ограничения Малого Кавказа и левые сдвиги Дагестана [Короновский, 1994].

Вся эта зона левосдвиговых деформаций вдоль западной границы Аравийской плиты была сформирована в неогене-квартере. Вначале, в раннем-среднем миоцене, возникла широкая зона скашивания и поднятия на месте будущего разлома, тогда как последний образовался несколько позже (поздний миоцен-квартер) и при этом последовательно распространялся с юга на север [Копп и др., 1999а; Трифонов и др., 1991; Bartov et al., 1980].

Аден-Мангышлакская правосдвиговая зона (см. рис. 2; рис. 3, Б), в отличие от вышеохарактеризованной, гораздо четче выражена внутри коллизийного пояса, пересекая его целиком; ее прослеженная длина достигает 3000 км. На самом юге эта зона совпадает с рифтовой границей Аравийской плиты, будучи выражена в эшелонированном расположении сбросов, ограничивающих впадину Красного моря-Аденского залива, и цепочек базальтовых вулканических центров неогенового возраста в прилегающей части Аравии. В структуре дна Аденского залива раздельные трансформными разломами сегменты рифта образуют правокулисный ряд. Однако далее к северу правый сдвиг уходит от восточной границы Аравии к западу, где он развивается вдоль второстепенного с плейттектонической точки зрения,



Рис. 3. Палеогеокинематические реконструкции Периаравийского сегмента для четырех временных интервалов: А – позднего эоцена-олигоцена, Б – раннего-среднего миоцена, В – позднего миоцена-раннего плиоцена, Г – позднего плиоцена-квартера

1–18 – палеотектоническая зональность: Евразийская плита: 1 – Скифско-Туранская и Восточно-Европейская платформы, 2 – поднятие Центрального Кавказа, 3 – Кюрдмирский вал и вал Шатского – реликты юрской островной дуги, 4 – меловая островная дуга, 5 – Анатолийский террейн, 6 – Центрально-Иранский террейн (вулканический пояс в палеогене), 7 – палеоцен-эоценовые рифтогенные трюги, 8 – Черноморско-Каспийский бассейн (Паратетис), 9 – Лазаревско-Кобыстанский глубоководный трюг, не компенсированный осадконакоплением, 10 – олистостры, 11 – направления сноса; Африканская плита: 12 – континентальная кора, 13 – карбонатная платформа Фарах, 14 – “борозда” Падех, 15 – кора промежуточного типа, 16 – океаническая кора, 17 – границы палеогеографических зон, 18 – крутые склоны; *19–35 – структурные формы:* 19 – надвиги и покровы, 20 – оси складок, 21 – своды и мегантиклинали, 22 – купола, 23 – мульды, 24 – зоны В-субдукции, 25 – зоны А-субдукции, 26 – сдвиги, 27 – предполагаемый сдвиг вдоль линии Тессейре-Ториквиста, 28 – широкие зоны простого сдвига в горизонтальной плоскости, 29 – океанические трансформные разломы, 30 – сбросы, 31 – оси спрединга, 32 – зоны зарождающегося раскола континента, 33 – дайки, 34 – области новейшего вулканизма (а – вулканизм андийского типа, б – базальты), 35 – цепочки центров извержений; *36–47 – элементы кинематики:* 36 – направление относительного перемещения Евразии и Африки в олигоцене [Зоненшайн и др., 1987], 37 – приблизительное направление дрейфа Аравии относительно Евразии в неогене-квартере, установленное по дугообразной конфигурации Левантинского разлома (по опубликованным данным), 38 – то же, предполагаемое автором по дугообразной конфигурации Аден-Мангышлакской правосдвиговой зоны в раннем миоцене, 39 – полюса вращения для раннего миоцена (P₁ – Аравия-Африка, для Аден-Мангышлакской правосдвиговой зоны, P₂ – то же, для левого сдвига Кувейрах-Утум, P₃ – Турция-Евразия, по Северо-Анатолийскому правому сдвигу), 40 – векторы относительного перемещения Аравии и Евразии для некоторых точек, 41 – участки гиперкомпрессии (синтаксисы, деформационные шейки) и направления латеральной экстррузии выжимаемых блоков, 42 – локальное горизонтальное сжатие, 43 – локальное горизонтальное растяжение, 44 – клинораздвиги, 45 – клинонадвиги, 46 – современная береговая линия, 47 – то же, в качестве палинспастического маркера

Ан – Анатолийский террейн, АТ – Аджаро-Триалетская зона, ВП – Восточный Понт, ВТ – Восточный Тавр, За – Загрос, ЗП – Западный Понт, Кю – Кюрдмирский вал, Ко – Копетдаг, Ле – Левантинский континентальный склон, ЛК – Лазаревско-Кобыстанский трюг, Лу – Лутский блок, МК – Малый Кавказ, Па – трюг Падех, Си – Систанский трюг, СТ – Скифско-Туранская платформа, Та – Талыш, Фа – карбонатная платформа Фарах, ЦИ – Центрально-Иранский террейн, ЦК – поднятие Центрального Кавказа, ЧК – Черноморско-Каспийский тыловой бассейн (Паратетис), Ша – вал Шатского, Эл – Эльбурс

Примечание. Структуры, активно развивающиеся в течение каждой стадии, показаны утолщенными линиями, тогда как структуры, уже сформированные к началу данной стадии и неактивные, изображены тонкими линиями. Намечающиеся структуры, лучше проявленные в последующие фазы, изображены утолщенными прерывистыми линиями.

но при этом весьма существенного реологического раздела континентальной и океанической коры, выраженного в рельефе континентальным склоном. Находившаяся к западу от этой линии утолщенная кора Аравийского континента действовала как штамп на прилегающую часть коллизионного пояса, вызывая в нем сильные деформации. Главная же плитная граница представлена здесь океанским разломом Оуэн преимущественно левосдвиговой кинематики (Индо-Австралийская плита обгоняла Аравийскую в их общем движении на север). Заключенная между двумя сдвигами разного знака микроплита Макрана-Аравийского моря перемещалась к югу относительно двух последних.

На Аравийском отрезке ориентировка рассматриваемой правосдвиговой зоны плавно меняется к северо-востоку от запад-северо-западной до широтной и северо-восточной, а в районе Омана составляющие ее сдвиги имеют уже меридиональное простирание. В пределах Ирана и Копетдага ориентировка разрывов меняется от меридиональной до северо-западной и, таким образом, Аден-Мангышлакская зона в целом имеет форму дуги, плавно выгибающейся к востоку (см. рис. 3, Б). Подобная конфигурация зоны, наряду с ее большей протяженностью и лучшей выраженностью в пределах коллизионного пояса по сравнению с западной зоной левых сдвигов, увязывается с представлением о повороте Аравийской плиты против часовой стрелки, только полюс вращения вдоль такой сильно изогнутой границы должен располагаться существенно восточнее такового, определенного по кривизне Левантинского сдвига – не в Ливии, а где-то в районе Синайского полуострова.

В пределах коллизионного пояса рассматриваемая фланговая зона проходит вдоль разломов, ограничивающих с запада и востока Лутский блок, затем выходит на Копетдаг и далее – даже на Туранскую плиту, где правосдвиговая деформация выражена в кулисном расположении мегантиклиналей Туаркыра, Капланкыра и Мангышлака и в некоторых особенностях строения Каратауского разлома.

Основная структура Аден-Мангышлакской зоны в Омане, Восточном Иране, Копетдаге и на Скифской плите была сформирована в раннем миоцене (савская и штирийская фазы) [Копп, 1997]. Тем не менее горизонтальные перемещения по правым сдвигам продолжают до сих пор, определяя фокальные механизмы многих землетрясений [Jackson, McKenzie, 1984].

Зона фронтального сжатия прежде всего представлена складчатыми сооружениями Загроса и Тавра, надвинутыми на Аравийскую платформу и характеризующимися землетрясениями с механизмами сжатия в очаге [Jackson, McKenzie, 1984; Nowroozi, 1972; Mohajer-Ashjai et al., 1975]. В районе Тавра, расположенного непосредственно впереди Аравийского выступа Афроаравийского континента, покровообразование началось раньше всего – в конце эоцена–олигоцене (пиренейская и особенно савская фазы) [Bocchetti, Manetti, 1988; Sengör et al., 1981]. Для сравнения, позднекайнозойские структуры Внутреннего Загроса заложены только в савскую фазу и интенсивно достраивались в раннем–среднем миоцене (штирийская фаза складчатости) [Vina et al., 1986; Tittul et al., 1983].

Помимо надвиговой, в формировании структуры рассматриваемой зоны активную роль играла сдвиговая составляющая деформации.

В плане Загрос представляет собой систему сильно асимметричных (в плане) структурных дуг разного порядка с длинными юго-западными и короткими, сильно отогнутыми к северу юго-восточными крыльями. Детальный анализ структурного рисунка [Копп, 1991а, 1997] показывает, что вся эта система дуг возникла в результате антитетических поворотов (против часовой стрелки) их юго-восточных флангов правыми сдвигами Оманской линии, т.е. за счет продольного изгиба в горизонтальной плоскости. Тем не менее окончательное оформление конфигурации дуг произошло при участии поперечного изгиба – за счет гравитационного затаскивания сорванного чехла Аравийской платформы в глубокую впадину Месопотамского прогиба и Аравийского моря, о чем свидетельствуют последовательное уве-

личение в данном направлении степени кривизны дуг и наличие в их тылу продольной грабенообразной депрессии Гавкуни.

Интересной и не до конца разгаданной представляется орогенная геокинематика нагорий Армении и Центрального и Восточного Ирана, где сложным образом нагнетание материала сочеталось с его выжиманием по латерали. Наряду с общим коллизийным утолщением коры до 45–50 км здесь имеются места ее резкого утонения (35–37 км) и, помимо надвиговых, широко распространены сдвиговые и даже раздвиговые механизмы землетрясений.

Наиболее отчетливо все эти противоречия проявляются в структуре треугольного блока Центрального и Восточного Ирана. С одной стороны, здесь встречаются зоны сильного сжатия и метаморфизма, но с другой, – там же имеются и глубокие грабенообразные депрессии с признаками растяжения коры, например, впадина Дешт-и-Лут, ограниченная с запада и востока субмеридиональными правыми сдвигами Аден-Мангышлакской фланговой зоны. Присутствие разрывов одного и того же знака с обеих ее сторон уже давно приводило исследователей к мысли о повороте Лутского блока против часовой стрелки [Сборщиков и др., 1981; Wellman, 1966] вокруг полюса в центре него. Однако меньшая амплитуда сдвигов к западу от блока по сравнению с таковой на востоке [Копп, 1997] скорее согласуется с предположением, что он поворачивался не сам по себе, а вместе со всем Центральным и Восточным Ираном, подталкиваемым вращающейся в том же направлении Аравийской плитой. Другая возможная причина меньшей амплитуды сдвигов к западу от Лутского блока – недостаток пространства в связи с большей близостью к Эльбурсскому пережиму треугольного блока Центрального и Восточного Ирана. В силу этого правостороннее смещение происходило в обстановке “структурной тесноты” и приводило к нагнетанию масс в обстановке всестороннего сжатия. Этим, в частности, объясняются возникновение выгнутой к западу Керман-Табасской складчатой дуги, которую можно сравнить со сводом диапировой складки (если, разумеется, ее перевернуть в горизонтальную плоскость), подпираемым разбухающим ядром (рис. 4). Нагнетание материала и субширотное сжатие в данном районе лучше всего проявляются в структурном рисунке доплиоценовых отложений [Копп, 1997], тогда как плиоцен-четвертичные смещения по разломам часто характеризуются обратным знаком и больше свидетельствуют о субширотном растяжении, нежели сжатии [Seismotectonic map..., 1984].

Внешняя область индентации. Периферическая зона внедрения Аравии характеризуется структурными рисунками, связанными с продольным удлинением складчатого пояса и латеральным выжиманием материала. Ближе к индентору удлинение реализуется в форме сдвигообразования, а на удалении формируются сбросы и концентрическая цепочка глубоких новейших впадин: Восточно-Черноморской, Южно-Каспийской и Лутской. В составе данной области выделяется осевая и две краевых зоны.

Краевые зоны представлены доменами антитетических сдвигов, надстраивающих синтетические сдвиговые зоны западного и восточного флангов Аравийского микроконтинента-индентора. Так, на простирании Левантинского левого мегасдвига оказываются правые сдвиги Анатолии и Западного Кавказа, а правые сдвиги Оманской линии упираются в левые Восточного Эльбурса и Западного Копетдага. При этом знак вращения блоков внутри доменов синтетических и антитетических сдвигов, определяемый палеомагнитными данными или, в случае их отсутствия, по особенностям структурного рисунка, одинаков: против часовой стрелки – на западе и по часовой стрелке – на востоке внешней области индентации.

Западная краевая зона включает домен правых сдвигов Западного Ирана, Талыша, Кавказа и Турции, ориентировка которых с востока на запад меняется от субмеридиональной до субширотной. Наибольшей протяженности, амплитуды и выраженности они достигают на самом западе, и Северо-Анатолийский разлом в

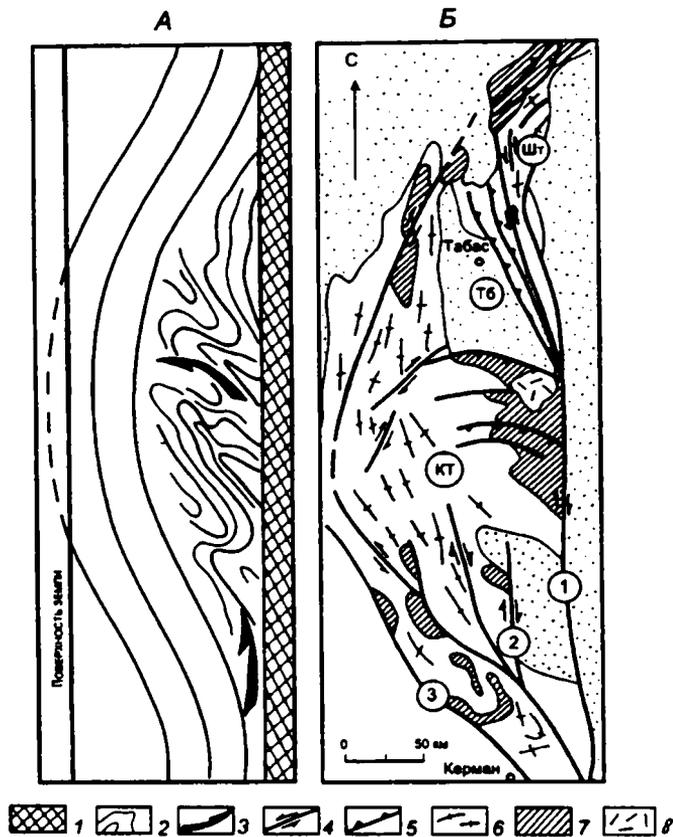


Рис. 4. Сравнение структуры вертикальных и горизонтальных диапиров

А – вертикальный диапир (принципиальная схема: вертикальный разрез, повернутый на 90°); Б – структурная схема Керман-Табасской зоны (Восточный Иран) – “горизонтальный диапир”

1 – фундамент; 2 – стратиграфические слои; 3 – направление нагнетания пластичных пород; 4 – сдвиги; 5 – надвиги (вершины треугольников – по падению сместителей); 6 – оси складок; 7 – мегантиклинали, сложенные палеозойско-триасовыми осадками в ядре; 8 – плиоцен-четвертичные вулканиды

КТ – Керман-Табасская зона; Тб – Табасский рамповый грабен; Шт – антиклинорий Шотори. Сдвиги (цифры в кружках): 1 – Найбанд, 2 – Гавк, 3 – Кухбенан

каком-то смысле является их наиболее совершенным выражением. На востоке же домена (Малый Кавказ, Талыш) правые сдвиги выражены хуже. Они ориентированы поперек структурного плана и характеризуются вязкими синтетическими подворотами структурных элементов. Однако на подходе к Большому Кавказу сдвиги постепенно искривляются и ветвятся приобретая диагональное (северо-западное) и даже продольное – запад-северо-западное – простираение, что сопровождается появлением антитетических подворотов их западных крыльев, где структуры развернуты почти поперек структурному плану [Копп, 1989]. Одна из наиболее заметных поперечных структур такого рода – новейшее поднятие Дзирульского массива, компенсирующее смещение юго-западного крыла Центрально-Кавказской правосдвиговой зоны [Расцветаев, 1973, 1989] и являющееся своего рода кавказским аналогом Чаткало-Кураминского свода при Талассо-Ферганском сдвиге. Важно подчеркнуть, что как Дзирульский, так и Чаткало-Кураминский блоки выжимались к северо-западу, будучи ограничены сдвигом лишь с одной стороны (“полублоковый” тип латерального выжимания, развивающийся в стесненных условиях и предпола-

гающий необходимость вращения полублока около имеющегося единственного сдвига [Копп, 1991а, 1997]). В западном направлении, т.е. ближе к флангу зоны внедрения, роль левых сдвигов усиливается и латеральное выжимание принимает почти “блоковый” характер (выжимаемый участок ограничен с двух сторон сдвигами разного знака сопоставимой амплитуды). И все-таки даже Анатолия, к которой это относится в наибольшей степени, сохраняет черты полублока: ограничивающий ее на севере Северо-Анатолийский правый сдвиг по своей амплитуде в 4–5 раз превышает Восточно-Анатолийский левый (90–100 и 10–20 км соответственно [Rotstein, 1984; Sengör et al., 1982]); противочасовое вращение Анатолийского блока надежно доказано палеомагнитным методом [R. van der Voo, цит по: (Буртман, 1984)].

Правые сдвиги развивались в среднем миоцене–квартере. При этом Северо-Анатолийский разлом обнаруживает существенно большую активизацию в плиоцен-четвертичное время по сравнению с таковыми на Кавказе и Талыше, которые иногда запечатываются ачкагылом и прерываются в местах их пересечения левыми сдвигами [Копп, 1989, 1997]. Исключение представляют правые сдвиги Куринско-Южнокаспийского региона (Ленгебиз-Сальянский и Алятский), смещающие верхнеплиоцен-четвертичные отложения [Копп, 1979, 1985; Курдин, 1987].

Восточная краевая зона охватывает домен левых сдвигов (северо-восточного, широтного простирания) Восточного Ирана и Копетдага, существенно предплиоценового возраста. Антитетический характер этих разломов лучше всего виден на Эльбурсе и Западном Копетдаге, где ограничиваемые ими блоки сильно (до 30–35°) развернуты по часовой стрелке относительно генерального структурного плана. Для Западного Копетдага такое вращение доказано и палеомагнитным методом [Vazhenov, 1987]. Все это означает, что Эльбурс и Западный Копетдаг испытали продольное удлинение в ходе деформации. Однако далее к востоку крупнейшая в домене Шахрудская левосдвиговая зона, симметричная по своему структурному положению Северо-Анатолийскому правому сдвигу, существенно отличается от него набором признаков, характерных для синтетических разрывов [Копп, 1991а, 1997]: плавным разворотом структурных линий субпараллельно простиранию зоны, значительной ее шириной и поперечным сжатием. Если учесть еще, что сопряженный с Шахрудским и находящийся на противоположном фланге Туркмено-Хорасанской дуги Копетдагский правый сдвиг является преимущественно антитетическим, то тогда окажется, что последняя, если и испытывала какое-либо вращение, то только против часовой стрелки. В любом случае можно сказать определенно, что продольный к складчатому поясу тектонический транспорт здесь уступает место поперечному выдвиганию Туркмено-Хорасанской дуги к северу и северо-западу. Далее, не вполне определена и кинематическая характеристика другого крупного разрыва в рассматриваемом домене – Дорунех. Левосдвиговые смещения по нему соседствуют со взбросовыми и даже правосдвиговыми [Berberian, 1976; Wellman, 1966]. При этом весьма вероятно наложение деформаций: первые лучше выражены в сейсмодислокациях и в смещениях плиоцен-четвертичных складок, а если обратиться к структурному рисунку мезозойско-эоценовых отложений, то он указывает уже на противоположный – правый сдвиг [Копп, 1997]. В последнем случае разрыв Дорунех легче удается вписать в общий структурный рисунок Восточного Ирана, образованный нагнетанием материала по правосдвиговой зоне восточного фланга Аравии.

Можно, таким образом, констатировать, что, в отличие от западной краевой зоны, в восточной существенно хуже проявились продольный к коллизионному поясу тектонический транспорт и боковое (в данном случае – к востоку) выжимание материала. Существенное значение они имели только на Эльбурсе и Западном Копетдаге, тогда как восточнее основное движение блоков было направлено с юга на север, с возможным поворотом к северо-западу. Скорее всего, такая продольная асимметрия внешней области индентации Аравии была связана с отсутствием на востоке необходимого пространства для приема выжатых масс, которое экраниро-

валось более мощной зоной влияния Индостана, и, напротив, с наличием такового на западе в виде реликтовых геодинамических убежищ Южного Каспия, Черного моря и бассейна Леванта.

Заканчивая рассмотрение обеих краевых зон, необходимо отметить еще один важный элемент южной части каждой из них – ограниченные поперечными синтетическими сдвигами, сильно вытянутые к югу и надвинутые в этом направлении дуги Восточного Тавра (с продолжением на Кипре) на западе и Макрана на востоке. Особенности их структурного положения и кинематики приводят к выводу, что они образованы противопотоками материала, выжимаемого в промежутки между соседними микроконтинентами-инденторами [Копп, 1979; Tapponnier, 1977].

Осевая зона внедрения включает Южно-Каспийскую межгорную впадину и, более условно, Кавказ. Некоторая неопределенность ее западной границы обусловлена широтой понимания природы зоны. Если к ней относить область проявления наиболее мощного надвигообразования и орогенеза, то это, безусловно, должен быть Кавказ, который, кстати, находится прямо напротив Аравийского выступа. Однако в качестве осевых зон внедрения (или “осей растекания”) плит-инденторов можно рассматривать и участки наибольшей тектонической денудации, откуда начинаются расходящиеся по латерали потоки выжатого материала и которые выражены симметричными сдвигами разного знака и пережимами коллизийного пояса – вероятными деформационными шейками. Например, в зоне давления Индостана такая ось растекания проходит через район сужения Тибетского плато на западе, далее к северу – на “водораздел” между симметрично расходящимися к западу и востоку правыми и левыми сдвигами, Таримскую впадину на участке ее максимального расширения по меридиану, вершину выпуклой к северу Тяньшанской дуги и далее трассируется на Зайсанскую и Уренгойскую новейшие впадины, причем последняя находится уже в пределах платформенной области. При таком подходе высокие и сильно сжатые орогены Памира и Нань-Шаня оказываются на флангах зоны внедрения, где происходит не выжимание, а нагнетание выжатого материала.

Соответственно, в Периаравийской коллизийной области главная ось растекания идет от Эльбурсского пережима плато Центрального и Восточного Ирана (откуда симметрично расходятся вышеохарактеризованные правые и левые сдвиги) на наиболее широкую по меридиану и при этом особенно глубокую западную часть Южно-Каспийской впадины, затем – на вершину выгнутой к северу дуги Апшеронского порога и еще далее (предположительно) – на меридиональную цепочку остальных каспийских впадин.

Существенным элементом строения осевой зоны внедрения на севере являются субмеридиональные сбросы, обращенные к центру Южно- и Средне-Каспийской котловин. На востоке это серия ступенчатых сбросов Западного Копетдага и Западно-Туркменской впадины, существенно предакчагыльского [Копп, 1971, 1997], а кое-где и предсреднемиоценового [Ятченко, 1966] возраста, а на западе – многочисленные плиоцен-четвертичные сбросы, развившиеся вдоль шарниров складок Бакинского архипелага, предакчагыльский Самурский разлом и уступы на восточном погружении Ставропольского свода (“Сулакская линия” И.О. Брода и др.). Нужно подчеркнуть, однако, что в том же Южно-Каспийском регионе широко распространены и субмеридиональные структуры сжатия – складки и даже надвиги (по данным сейсморазведки, устное сообщение Ю.А. Воложа), взаимоотношения которых со сбросами еще не до конца изучены. По мнению автора [Копп, 1997], меридиональные структуры растяжения в Южном Каспии – более древние (преимущественно допозднеплиоценовые) и более глубинные по сравнению с таковыми сжатия, которые формировались главным образом в плиоцене-квартере – в связи с латеральным выжиманием материала из Кавказского и Копетдагского синтаксисов [Копп, 1979], которое было направлено в уже существовавшее тогда геодинамическое убежище. Молодые правые и левые сдвиги, способствовавшие такому перемеще-

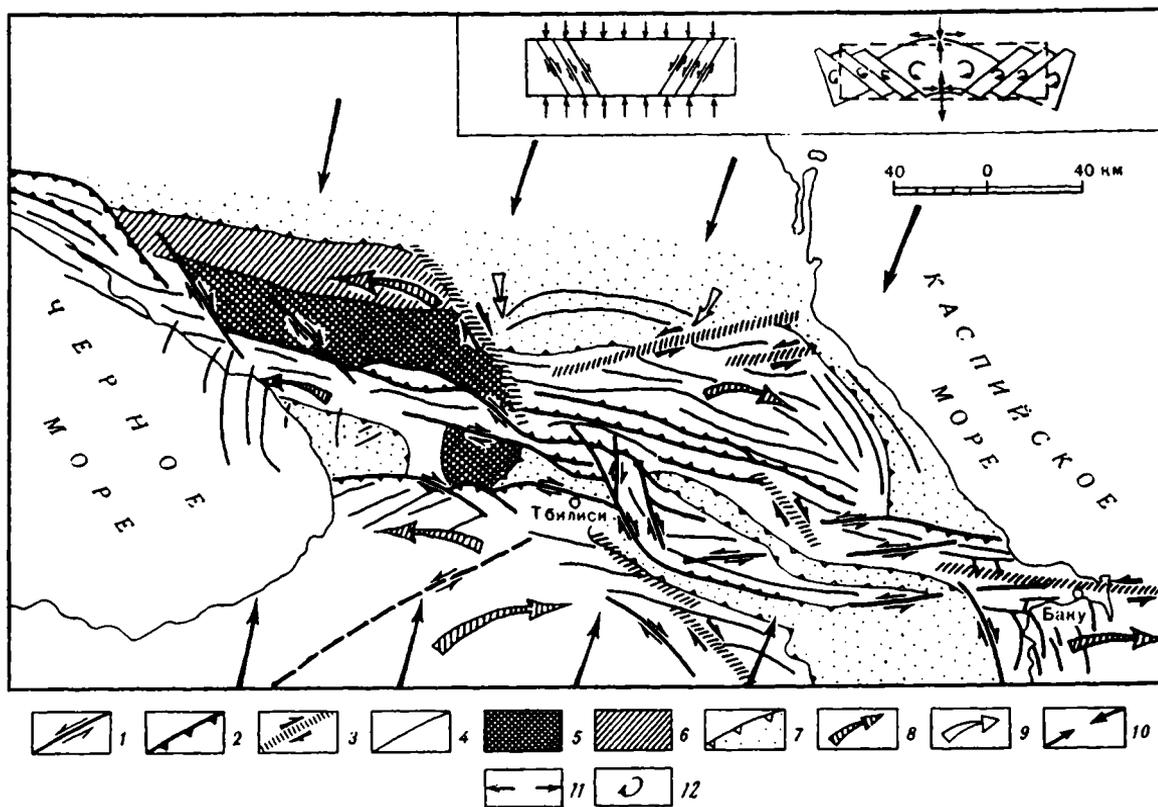
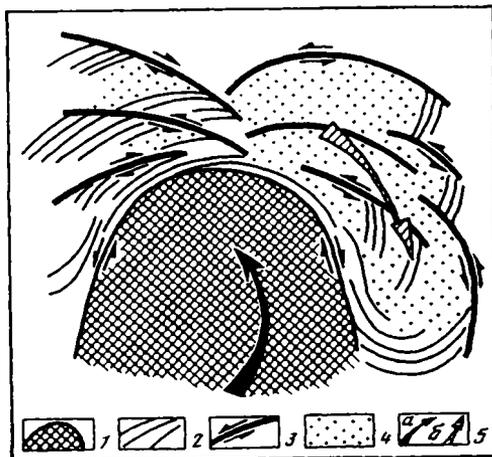


Рис. 5. Геокинематическая карта Большого Кавказа для позднего миоцена-квартера (на врезке – принципиальная модель деформации)

1 – сдвиги; 2 – надвиги; 3 – широкие зоны простого сдвига; 4 – оси складок; 5 – палеозойское ядро Большого Кавказа; 6 – Северо-Кавказская моноклираль; 7 – молассовые впадины; 8 – главные направления латерального выжимания и перемещения блоков; 9 – то же, второстепенные; 10, 11 – направления горизонтального: 10 – сжатия, 11 – растяжения; 12 – направления поворота блоков вокруг вертикальной оси

Рис. 6. Структурный рисунок, связанный с вращательным движением блока-индентора ("шестереночный" эффект, или эффект сопряженных разнонаправленных поворотов). Принципиальная схема (план)

1 – блок-индентор; 2 – структуры сжатия; 3 – сдвиги; 4 – области растяжения; 5 – направления поворотов: а – блока-индентора, б – деформируемой плиты (целиком или прилегающей к индентору ее части)



нию, хорошо выражены в структуре Копетдага и Большого Кавказа (соответственно). На последнем, являющемся элементом западной краевой зоны внедрения, левые сдвиги наложались на правые, и в совокупности те и другие обусловили сложную нарезку блоков в виде линз – мегабудинаж в горизонтальной плоскости [Копп, 1991а, 1997] (рис. 5), свидетельствующий о продольном удлинении Кавказа как к западу, так и к востоку.

Резюме. Подчеркнем некоторые моменты, важные для анализа роли коллизии при формировании новейшей структуры платформенного обрамления. Прежде всего здесь следует отметить последовательное изменение с юга на север деформационного стиля с преимуществом надвигового (в зоне фронтального сучивания) на сдвиговый и далее – сбросовый по мере удаления от Аравии. Такая деформационная зональность укладывается в теоретическую картину поля напряжений в зоне индентации [Гзовский 1975; Tarponnier, Molnar, 1976], к периферии которой должно нарастать растяжение. Наиболее близкая к платформенному обрамлению северная часть коллизионного пояса (Северный Кавказ, Южно-Каспийская впадина, Копетдаг) испытывает продольное удлинение в сдвиговом и сбросовом полях напряжений. Другое существенное обстоятельство – концентрация субширотного растяжения в осевой зоне внедрения, которая включает проектирующуюся на платформенную область Каспийскую меридиональную полосу погружения. В пределах же коллизионного пояса эта полоса разделяет ограниченные левыми и правыми сдвигами потоки выжатых масс, направленные по латерали от индентора. Соответственно области их нагнетания располагаются по обе стороны от оси растекания (выдвинутые к северу, поднятые и сжатые орогены Кавказа и Копетдага).

Однако эта в целом симметричная картина осложнена вращением Аравии против часовой стрелки, обусловившим повсеместный приоритет правых сдвигов, особенно во внутренней зоне внедрения. Преобладают они и в структуре наиболее приближенных к Скифско-Туранской платформе территорий Большого Кавказа и Копетдага, хотя на востоке первого отмечается концентрация левых сдвигов, обеспечивающих выжимание масс в Южно-Каспийскую впадину. Другое нарушение симметрии – продольная поляризация структур сжатия и растяжения: первые сильно смещены к западу (Кавказ), а вторые – к востоку (Центральный и Восточный Иран). Это могло быть связано как с первичной неровностью северной границы индентора (выдающийся к северу Аравийский выступ), так и все с тем же вращением против часовой стрелки, которое по определению должно было обусловить большее нагнетание материала на западе, чем на востоке. Обе эти причины не противоречат друг другу и, более того, скорее всего, проявлялись взаимосвязанно, так как зацепление Аравийского выступа за Евразийскую плиту, при наличии расширяющегося к востоку реликта Неотетиса [Atlas Tethys, 1993], вполне способно было создать крутящий момент (см. ниже). В таком контексте область динамического влияния Аравии предстает в виде двух дисгармонично сцепленных между собой областей (рис. 6), южная из которых и более близкая к индентору вращается вместе с

ним против часовой стрелки, а северная с поворотом по часовой стрелке отжимается к востоку (своего рода “эффект шестереночной передачи”, – когда ведущая шестерня заставляет ведомую вращаться в противоположную сторону).

Развитие горизонтальных движений во времени

Формирование структуры Периаравийского сегмента Альпийско-Гималайского пояса происходило в тесном взаимодействии с движениями соседних континентальных плит: Евразийской и Аравийской. И, в свою очередь, совершенствование коллизии оказывало возрастающее влияние на деформацию последних.

Соседство Евразийской плиты особенно тесно ощущалось во второй половине палеогена (с бартонского века среднего эоцена) до начала миоцена, когда формировались олистостромовые комплексы и конседиментационные покровы Большого Кавказа [Копп, 1991б; Леонов, 1975]. О возможном поддвиге Евразийской плиты к югу свидетельствуют некоторые петрохимические особенности вулканитов и малых интрузий Закавказья [Абдуллаев и др., 1977; Абрамович, Засеев, 1989] и присутствие известково-щелочных туфобрекчий и лав на северном склоне Дзиркульского массива [Татаршвили и др., 1986]. Отмечается и конседиментационное складкообразование в наиболее близких расположенных к Евразийскому континентальному склону частях Большекавказского бассейна – в Северном Кобыстане и на юге Индоло-Кубанского прогиба [Григорьянц и др., 1967; Копп, 1996; Копп, Щерба, 1998; Шарданов, Пекло, 1959].

Направленный к северу поддвиг Афроаравийской (с миоцена – Аравийской) плиты проявлялся в течение всего кайнозоя, но в палеогене он оказывал влияние только на структуру Тавра, Загроса и Малого Кавказа, где формировались аккреционные и островодужные комплексы [Абрамович, Засеев, 1989; Зоненшайн и др., 1987; Atlas Tethys, 1993; Sengör, Yilmaz, 1981] с северным направлением петрохимической полярности в последних. До современного Большого Кавказа, отделенного от Афроаравии широкими остаточными бассейнами, воздействие последней еще не простиралось.

Тем не менее по мере развития коллизии в “схватке” Аравии и Евразии все больше и больше одерживала “верх” первая, к концу миоцена уже определявшая все главные особенности структурного рисунка и вергентности Кавказско-Иранского сегмента Альпийско-Гималайского пояса. При этом в его структуре можно найти следы тех резких изменений траектории Афроаравии и Аравии, которые происходили в позднем кайнозое (см. рис. 3).

Поздний эоцен–олигоцен (см. рис. 3, А). В начале этого времени тогда еще единая Афроаравийская плита перемещалась к северо-востоку относительно системы горячих точек, находясь в состоянии косоугольной конвергенции с Евразией, двигавшейся к юго-востоку [Зоненшайн и др., 1987; Gordon, Jurdi, 1988]. В олигоцене, по некоторым реконструкциям [Зоненшайн и др., 1987], Афроаравия резко отклонилась к северо-западу, что логично связывать с первоначальной коллизией ее Аравийского выступа с Евразией, тогда как последняя продолжала медленно дрейфовать к юго-востоку. В такой ситуации плиты должны были разделяться правым сдвигом, который как раз и намечается, по данным о возрасте деформаций, вдоль южного продолжения линии Тессейре–Торнквиста [Копп, 1996; Bergougnan, Fourquin, 1982]. В его юго-западном крыле в Турции и Карпато-Балканском регионе развивались интенсивные покровно-складчатые деформации пиренейской и особенно савской фаз, а в северо-восточном, на Кавказе и в Иране, доживал свои последние дни окраинно-материковый субдукционный вулканический пояс, где поглощалась кора Неотетиса, но сильного сжатия еще не было и, напротив, в Аджаро-Триалетии и Талыше развивалось тыловодужное растяжение.

Ранний–средний миоцен (см. рис. 3, Б). К началу миоцена, по плейттектоническим реконструкциям [Зоненшайн и др., 1987; Gordon, Jurdi, 1988; Hempton, 1987], восстановилось северо-восточное направление дрейфа Афроаравии, что естественно связывать с блокировкой ее северо-западного пути – в результате консолидации

Балканид и Анатолии. Весьма возможно, что именно “заякоривание” Аравийского выступа, создавшее крутящий момент с целью закрытия треугольного (в плане) реликта Неотетиса в Загросе, и обусловило произошедший тогда отрыв Аравии от Африки, фиксируемый внедрением многочисленных даек с возрастом около 18 млн лет на берегах Красного моря. Доказательство такого вращения Аравии против часовой стрелки можно видеть в дугообразной форме (с выпуклостью к востоку) Аденско-Мангышлакской правосдвиговой зоны [Копп, 1997], прослеживающейся от трансформных разломов Аденского залива до правых сдвигов Копетдага и Туранской плиты. В это же время возник и прообраз Левантинского сдвига, замкнувшего перемещение Аравии на западе, однако он еще не был похож на современный разлом, будучи представлен широкой и изогнутой в плане зоной скашивания [Копп и др., 1999]. Аравийский полюс вращения, определяемый по конфигурации Аденско-Мангышлакской зоны, оказывается не в Ливии, как это обычно принято для Левантинского разлома [De Mets et al., 1990; Garfunkel, 1981], а гораздо восточнее, в районе Синайского полуострова [Копп, 1997]. Перемещение Аравийской плиты к северо-востоку, с вращением против часовой стрелки, привело к закрытию Неотетиса и сжатию Центрального–Восточного Ирана и Копетдага. Тогда же начались деформации на западе Кавказа, прямо напротив приближающегося Аравийского выступа.

После среднемиоценовой тектонической паузы, вызванной, очевидно, упрочнением Иранско-Копетдагского блока и сопровождавшейся повсеместным выравниванием рельефа и развитием крупномасштабных трансгрессий¹, в позднем миоцене–раннем плиоцене (см. рис. 3, В) произошла очередная реорганизация системы спрединга и трансформных разломов – с целью закрытия Восточно-Кавказского реликтового бассейна. Поскольку последний находился на севере, движение Аравийской плиты стало почти строго северным [Зоненшайн и др., 1987], и вследствие этого полюс вращения Аравии–Африки переместился из Синая в Ливию – туда, где его и помещают большинство авторов (De Mets et al., 1990; Garfunkel, 1981; и др.) и где он находится и до сих пор. Именно тогда и возник Левантинский разлом в его современной конфигурации. Главный удар Аравии в то время пришелся на Эльбурс, от которого симметрично расходятся правые и левые сдвиги предплиоценового возраста. Соответственно Кавказский и Копетдагский блоки выжимались к северо-западу и северо-востоку, тогда как в области их удаления друг от друга образовалась Южно-Каспийская впадина, ограниченная предакчагыльскими же меридиональными сбросами. Тогда же начинает изгибаться дуга Восточного Понта – Малого Кавказа, и вовлеченный в это движение палеогеновый вал Шатского (Грузинская глыба) раздавливает флиш Большого Кавказа и коллидирует со Скифской платформой. На самом западе Периаравийского сегмента начинается эскейп Анатолийского блока из области выжимания.

Главная особенность последней, **позднеплиоцен-четвертичной**, стадии (см. рис. 3, Г) – это замедление оттока масс из-под Южно-Каспийской депрессии и трансформация ее из области тектонической денудации в область тектонической аккумуляции. В это время подчеркиваются те системы сдвигов, которые обеспечивают латеральное выжимание блоков из Кавказского и Копетдагского синтаксисов в Южно-Каспийское геодинамическое убежище.

Соответственно место максимального давления Аравийской плиты вынуждено было покинуть Эльбурс и сместилось еще дальше к западу, в район Восточного Понта. Именно тогда произошло выдвигание к востоку Малого Кавказа, а на западе интенсивно продолжалось латеральное выжимание Анатолийского блока.

Резюме. Режим коллизионных горизонтальных перемещений Периаравийской области определялся закрытием остаточных бассейнов. Плиты и блоки выбирали наикратчайшее направление к ближайшим геодинамическим убежищам – участкам

¹ В это же время приостановился спрединг в Красном море [Nempton, 1987].

с утоненной корой. Более того, блоки испытывали колебательные движения в горизонтальной плоскости, чтобы достичь наиплотнейшей упаковки пространства. Даже если и возникали новообразованные зияния (как, например, Южно-Каспийский провал), то все равно потом они затягивались материалом, выжатым из других мест. В такой подгонке краев блоков и заключается, очевидно, механизм выравнивания мощности коры коллизионного пояса.

Отмеченные выше изменения траектории Аравийской плиты не могли не сказаться на особенностях внутриплитной деформации северного платформенного обрамления коллизионной области. Северо-восточное (с вращением против часовой стрелки) перемещение Аравии вместе с Ираном вызвало коробление Туранской плиты в раннем–среднем миоцене. Главный этап формирования новейшей структуры Скифской и юга Восточно-Европейской плит начался позже: в позднем миоцене–плиоцене после закрытия последнего препятствия – Большекавказского флишевого бассейна.

По мере развития альпийского давления к северу в том же направлении разрастался и региональный структурный рисунок Периаравийской коллизионной области, характеризующийся последовательной сменой (с юга на север) надвигового поля деформаций сдвиговым и затем – сбросовым [Копп, 1997]. Первое из них в наиболее полной мере представлено в Тавре и Загросе, второе – в Анатолии, на Кавказе и в Центральном Иране–Копетдаге, а третье – в Южно-Каспийском регионе, северных отрогах Большого Кавказа и Копетдага и в северном платформенном обрамлении коллизионного пояса.

МОБИЛИСТИЧЕСКАЯ НЕОТЕКТОНИКА ПЛАТФОРМ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ

Вводные положения

В последние годы поступает все больше информации о том, что новейшая структура Скифской плиты, Поволжья и Прикаспия формировалась не без участия горизонтального сжатия и растяжения. Еще в конце прошлого века – начале нынешнего были откартированы плиоцен-четвертичные грабены в районе Камышина [Милановский, 1940; Павлов, 1896; Шатский, 1922], и, хотя обычно они трактуются как результат вертикального проседания Прикаспийской синеклизы, довольно пологий (60°) наклон сбросов [Милановский, 1940; Шатский, 1922] позволяет предположить, что здесь присутствовала и компонента горизонтального растяжения. В начале 60-х годов был доказан бурением Жигулевский послезоценовый взброс [Грязнов, Силонов, 1961; Долицкий, Берман, 1961], некоторыми исследователями [Лобов и др., 1974; Лобов, Кавеев, 1975] рассматриваемый как пологий надвиг, а в начале 70-х установлен глубинный взброс того же возраста под Елшанско-Сергиевской флексурой в районе Саратова [Машкович и др., 1970]. Факты такого рода дали основание для широких предположений о крупномасштабном надвигании в Поволжье [Лобов, Кавеев, 1975], которые, однако, не получили заметной поддержки у специалистов. Появились литературные свидетельства и о глубинном альпийском надвиге в районе кряжа Карпинского, основанные пока только на геофизических данных [Sobornov, 1995] (Ю.Н. Кальнов, С.И. Филин, 1995 г.). Существенная роль субмеридионального сжатия при формировании новейшей структуры Скифской плиты доказывается наличием выраженных в структурном рисунке сдвигов и результатами изучения поля напряжений по данным замеров трещиноватости [Копп, 1998, 1999б; Kopp et al., 1997]. Новейшие сдвиги Донбасса еще ранее были установлены В.А. Корчемагиным и его коллегами, использовавшими детальные мезоструктурные наблюдения [Корчемагин, Емец, 1987]. В работе Ю.А. Воложа с соавторами [1997] констатируются листрические сбросы на западе Прикаспийской синеклизы, однако объясняются они действием галокинетических, а не тектонических напряжений.

Факты такого рода дали повод для высказываний о том, что и сюда достигало направленное к северу давление блоков Альпийско-Гималайского коллизийного пояса [Копп, 1991, 1997; Леонов, 1995; Макаров, 1996; Милановский, 1983; Сим, 1996; Щукин, 1996; Nikishin et al., 1996]. Как правило, однако, подобные представления основывались только на вышеприведенных отрывочных сведениях и на общих соображениях. Более развернутый ответ на вопрос мог бы быть получен, если бы было проведено всестороннее изучение самой внутриплитной структуры, включающее установление параметров поля деформаций на основе структурно-кинематического изучения трещиноватости. Но на сегодняшний день исследования в данном направлении проведены лишь для самой южной части Скифской плиты в пределах Северного Предкавказья (где они дали весьма интересные результаты [Расцветаев, 1989; Расцветаев и др., 1987]).

В настоящей статье рассматриваются гораздо более северные платформенные районы – от кряжа Карпинского до Жигулей и Общего Сырта. Помимо данных массовых замеров зеркал скольжения, жил и стилолитов, в работе используются результаты дешифрирования космических снимков и цифровых карт рельефа, геоморфологические наблюдения и опубликованные данные по морфологии и истории развития новейшей структуры. В начале раздела будет рассмотрен региональный фактический материал (с юга на север), а в конце его приводится краткий анализ полученных результатов.

Региональный фактический материал

Кряж Карпинского выражен в рельефе Сальско-Маньчским неотектоническим сводом. Верхнепалеозойско-триасовый фундамент Скифской плиты здесь резко поднят и ограничен на юге крутой (до 20°) флексурой, обращенной к Маньчскому прогибу, под которой, по последним геофизическим данным [Sobotov, 1995] (Ю.Н. Кальнов, С.И. Филин, 1995 г.), находится взброс. Эта главная флексура кряжа Карпинского ступенчато смещена, с амплитудой до 10–20 км (рис. 7), серий косях разломов, по разные стороны которой наклон флексуры резко меняется: на западе она положе, а на востоке сильно выкручивается и осложняется продольными разломами. Такое принципиальное изменение поперечного профиля кряжа наряду с его резким коленообразным изгибом – явный признак правого сдвига. В пользу сдвига свидетельствуют также кулисность расположения брахискладок чехла и складчатая переработка крыльев диагональных разломов; последние в этом отношении должны квалифицироваться как трансферные сдвиги. Суммарный структурный рисунок интерпретируется как система узких блоков, вращавшихся против часовой стрелки наподобие стопки книг (см. рис. 7, врезка) [Копп, 1999б].

Платформенный чехол Скифской плиты был деформирован в конце миоцена – начале плиоцена, т.е. одновременно со смятием Большого Кавказа. Тем не менее сами плиоценовые осадки, в свою очередь, подверглись деформации уже в четвертичное время, о чем свидетельствуют наклоны подошвы плиоцена [Харченко, 1982] (А.С. Застрожнов, 1993 г.). Активное развитие структур в четвертичное время хорошо видно на цифровых картах рельефа, синтезированных А.И. Иоффе (ГИН РАН) на основе данных “Internet” [Копп, 1999б]. В частности, в качестве несомненного активного разлома (взброса?) на них дешифрируется главная продольная флексура кряжа и видны смещающие ее правые сдвиги, на продолжении которых находятся коленчатые изгибы долины Маньча. Весьма похож на нее и крутой южный склон Котельниковской гряды, также дешифрирующийся как несомненный разлом с вероятной взбросовой компонентой. Видны и некоторые элементы, которые не показаны на составленных ранее структурных картах, как, например, разломы северо-восточного простирания, смещающие влево южный борт кряжа Карпинского в его западной части. Эти сдвиги приурочены к восточной границе Ростовского выступа фундамента и, кроме того, трассируются на левосдвиговую зону Восточного Крыма.

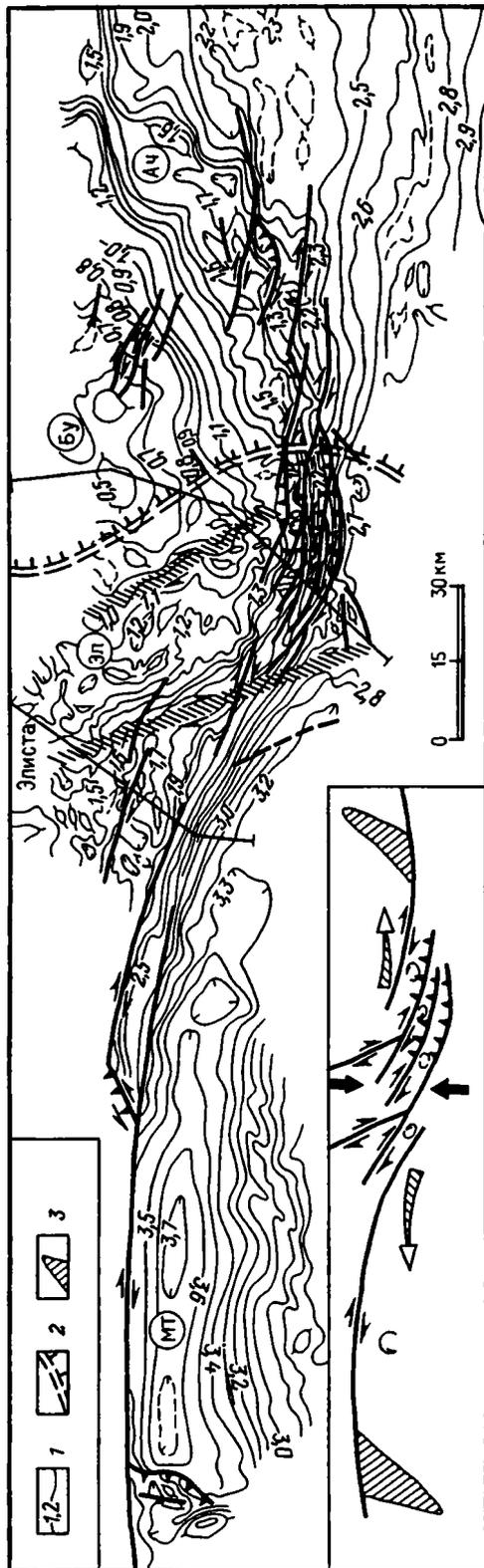


Рис. 7. Структурная карта крыжа Карпинского по кровле мела (А.П. Козуб и др., 1993 г.; кинематика разломов – по М.Л. Коппу). На врезке – геокинематическая интерпретация структурного рисунка

1 – стратоизогипсы кровли мела; 2 – местоположение Ергенинского уступа; 3 – поперечные структуры сжатия, компенсирующие смещение по сдвигу. Остальные условные обозначения см. на рис. 1, 2, 4, 6

Ач – Ачинерский прогиб; Бу – Бузгинский блок; МТ – Маньчский трог; Эл – Элистинский блок

Все упомянутые факты и их анализ приводят к следующей весьма упрощенной геокинематической схеме (рис. 8). Трапециевидный блок Скифской плиты, ограниченный сдвигами разного знака, вклинился между Ростовским и Астраханским поднятиями докембрийского фундамента и пододвинулся под Восточно-Европейскую плиту. Возможно, если исходить из лучшей выраженности правых сдвигов и их ориентировки, это перемещение сопровождалось и некоторым противочасовым поворотом блока Скифской платформы. В вертикальном разрезе то же самое выглядит следующим образом: Куринский прогиб и Большой Кавказ – область наибольшего поддвига, Маньчский трог и крыж Карпинского – подвиг гораздо меньшего масштаба и, наконец, Сальский прогиб и Котельниковская гряда – самый маленький и при этом, может быть, самый глубокий подвиг.

Признаки правого сдвига присутствуют и в структуре расположенного к востоку от крыжа Карпинского Промыслово-Цубукского вала, на Мангышлаке и, по данным В.А. Корчемгина, в структуре Донбасса. Таким образом, вся линия новейших дислокаций от Донбасса до Мангышлака – это область проявления альпийского правого сдвига.

Приволжско-Ергенинский уступ, включающий, помимо Ергенинского уступа, высокий правый берег Волги (рис. 9, А), ограничивается на западе плиоцен-четвертичный прогиб запада Прикаспийской впадины – Сталинградский, или Западно-Прикаспийский. Имеется и ряд общих геоморфологических особен-

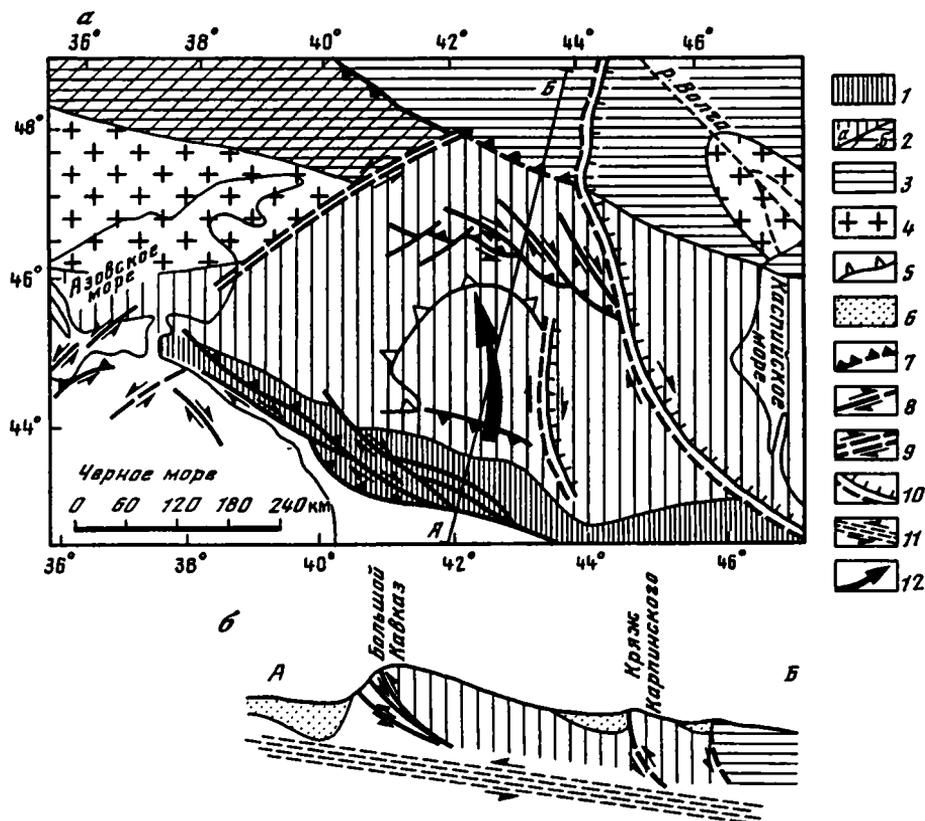


Рис. 8. Геокинематическая модель новейшей структуры края Карпинского

a – геокинематическая карта, *б* – вертикальный разрез по линии А–Б, иллюстрирующий предполагаемый подвиг фундамента Скифской плиты (вертикальный масштаб условен, горизонтальный примерно соответствует масштабу карты)

1 – Большой Кавказ; 2 – эпигерцинские структуры: *a* – Скифская плита, *б* – Донбасс; 3 – Восточно-Европейская плита; 4 – антеклизы и щиты докембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы; 5 – контур Ставропольского новейшего свода; 6 – молассовые прогибы (на разрезе); 7 – надвиги и взбросы; 8 – сдвиги на карте, а на разрезе – надвиги; 9 – зоны простого сдвига в горизонтальной плоскости; 10 – крупные сбросы; 11 – направление общего простого сдвига в вертикальной плоскости, вызванного подвигом Аравийской плиты; 12 – направление смещения и поворота блока Скифской плиты

ностей Приволжской и Ергенинской возвышенностей, которые позволяют рассматривать их в качестве продолжающих друг друга асимметричных горстов или наклонных блоков с крутыми, активно растущими восточными крыльями и очень пологими западными [Заршиков, Копп, 1999; Копп и др., 1999б].

И вместе с тем, тектоническая природа и единство этого как будто непрерывного линеамента часто подвергаются сомнению. Особенно это касается Ергенинского уступа, который большинством исследователей считается чисто абразионным, а не тектоническим [Панов, 1965; Якушова и др., 1962]. Тем не менее появляется все больше материалов детального бурения и геофизики, свидетельствующих в пользу того, что и Ергенинский уступ представляет собой флексурно-сбросовую зону [Харченко, 1982] (А.С. Застрожных и др., 1993 г.) с возможной правосдвиговой компонентой смещения [Заршиков, Копп, 1999; Копп, 1999б; Копп и др., 1999б]. О дизъюнктивной природе рассматриваемого линеамента свидетельствуют и геометрические признаки: правильная дугообразная конфигурация его звеньев (напо-

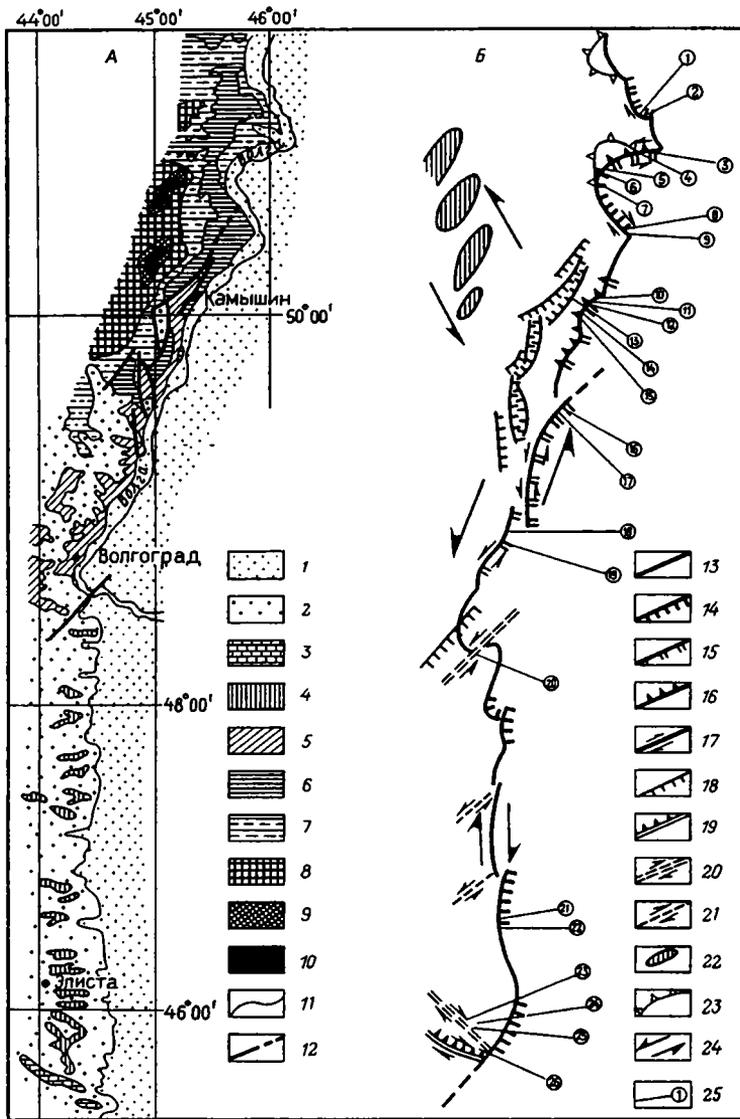


Рис. 9. Геологическая (А) и структурно-кинематическая (Б) карты Приволжско-Ергенинского уступа [Копп и др. 1999б]

1 – четвертичные отложения; 2 – плиоцен; 3 – верхний миоцен (сармат); 4 – олигоцен–нижний миоцен (майкопская серия); 5 – эоцен; 6 – палеоцен; 7 – верхний мел; 8 – нижний мел; 9 – верхняя юра; 10 – средняя юра; 11 – геологические границы; 12 – разрывы; 13 – Приволжско-Ергенинский уступ; 14–17 – предполагаемая кинематика Приволжско-Ергенинского уступа, по данным наблюдений трещиноватости: 14–16 – смещение по падению сместителя (14 – наклонный сброс, штрихи – по падению сместителя, 15 – субвертикальный сброс, или взрез, двойные штрихи – по падению сместителя, 16 – взброс, треугольники – по падению сместителя), 17 – смещение по простиранию сместителя (сдвиг); 18 – сбросы, установленные по данным геологического картирования (штрихи – в сторону наблюдаемых трещиноватости); 19, 20 – геоморфологические линеаменты, хотя бы частично совпадающие с флексурами, разрывами и другими структурными линеаментами платформенного чехла; кинематика – по особенностям структурного рисунка; 19 – предполагаемые взбросы, 20 – предполагаемые сдвиги; 21 – остальные геоморфологические линеаменты, предполагаемые сдвиги; 22 – антиклинали восточной части Доно-Медведицкой зоны внутриплитных дислокаций; 23 – контуры периклиналей куполовидных складок Красноармейской (Золотовской) структурной террасы; 24 – направление простого сдвига в горизонтальной плоскости, установленного по особенностям структурного рисунка; 25 – станции наблюдений трещиноватости

минающая оползневые цирки или трещины на асфальте [Шатский, 1922]), их кулисные сочленения и веерообразные разветвления [Копп и др., 1999б]. Ергенинский уступ дешифрируется на цифровых картах рельефа как несомненный активный сброс или сбросо-сдвиг, смещающий четвертичный рельеф [Копп, 1999б]; направление кулисности его соседних отрезков свидетельствует о правом сдвиге, в то время как в зоне Приволжского уступа кулисность левосдвиговая.

Дизъюнктивная природа Приволжско-Ергенинского линеймента подтверждается и результатами мезотектонических наблюдений [Копп, 1999б; Копп и др., 1999б] (см. рис. 9, Б). Например, в районе сильно изогнутой дуги волжского берега между Камышином и Золотым оказалось, что в том месте, где последняя имеет северо-восточное простирание, в мезоструктуре преобладают левые сдвиги, меридиональное простирание – сильно наклоненные сбросы, северо-западное простирание – правые сдвиги, а около субширотных участков проявляется даже и некоторое сжатие. Имеется, таким образом, зависимость кинематики трещин от простирания дуги в каждом конкретном месте, что свидетельствует о единстве создавшей всю эту систему деформационной обстановки. Она характеризовалась субмеридиональным направлением оси максимального укорочения при субширотном простирании оси максимального удлинения.

В южной части Приволжского линеймента, где он более прямолинеен, трещиноватость свидетельствует о комбинированном левосбросо- или левовзбросо-сдвиговом смещении. И, наконец, четко доказывается сбросовая природа Ергенинского уступа – по концентрации параллельных ему симметричных максимумов листрических сбросов.

Прикаспийская впадина. Полученные нами мезотектонические данные позволяют связать уже давно известные на западе Прикаспийской синеклизы меридиональные новейшие сбросы именно с горизонтальным растяжением, а не только с вертикальным проседанием последней, как это делали все предшествующие исследователи [Милановский, 1940; Шатский, 1922, 1948], такие же асимметричные морфоструктуры, как Приволжская и Ергенинская возвышенности, считать наклонными блоками. В этой связи чрезвычайно интересна новейшая история Прикаспийской впадины. Напомним, что сама палеозойская синеклиза очень широкая, плиоценовый же прогиб разместился на самом ее западе, около Приволжско-Ергенинского уступа, что позволяет смело считать данные структуры сопряженными (как, впрочем, и делал в свое время Н.С. Шатский [1948]). Все это вызывает реминисценции с асимметричными полугрabenами типа Рейнского или Восточно-Африканских [Rosendahl, 1987].

О горизонтальном растяжении внутри впадины могут свидетельствовать и некоторые факты: резкая поперечная асимметрия субмеридиональных валов, изображаемых на структурных картах запада синеклизы (А.А. Аксенов и др., 1969 г.; О.Г. Бражников и др., 1990 г.; Г.А. Бражников и др., 1965 г.), признаки листрической тектоники на сейсмических профилях, приведенные в уже цитированной выше работе [Волож и др., 1997], а также данные геоморфологии и плиоцен-четвертичной геологии, которые показывают, что к востоку от Ергенинского уступа должны присутствовать еще один-два наклонных блока, контролировавших распространение плиоцен-четвертичных трансгрессий [Зарщиков, Копп, 1999]. Все сказанное позволяет предположить, что Западно-Прикаспийский меридиональный прогиб представляет собой недоразвившийся асимметричный рифт или надрифтовую впадину. Говорить же о настоящем рифте все-таки трудно из-за отсутствия позднекайнозойских вулканитов.

Далее, с компенсацией субширотного растяжения в Прикаспии логично связываются [Копп, 1999; Копп, Тверитинова, 1999б] постэоценовые субмеридиональные складки **Дано-Медведицкой зоны дислокаций**, находящиеся почти прямо напротив наиболее выпуклой к западу части Западно-Прикаспийского прогиба. Они чрезвычайно своеобразны: резко асимметричны в поперечном сечении и в этом смысле напоминают все те же наклонные блоки, ограниченные листрическими сбросами. Тем не менее некоторые флексуры очень крутые (до 70°), что как-то не

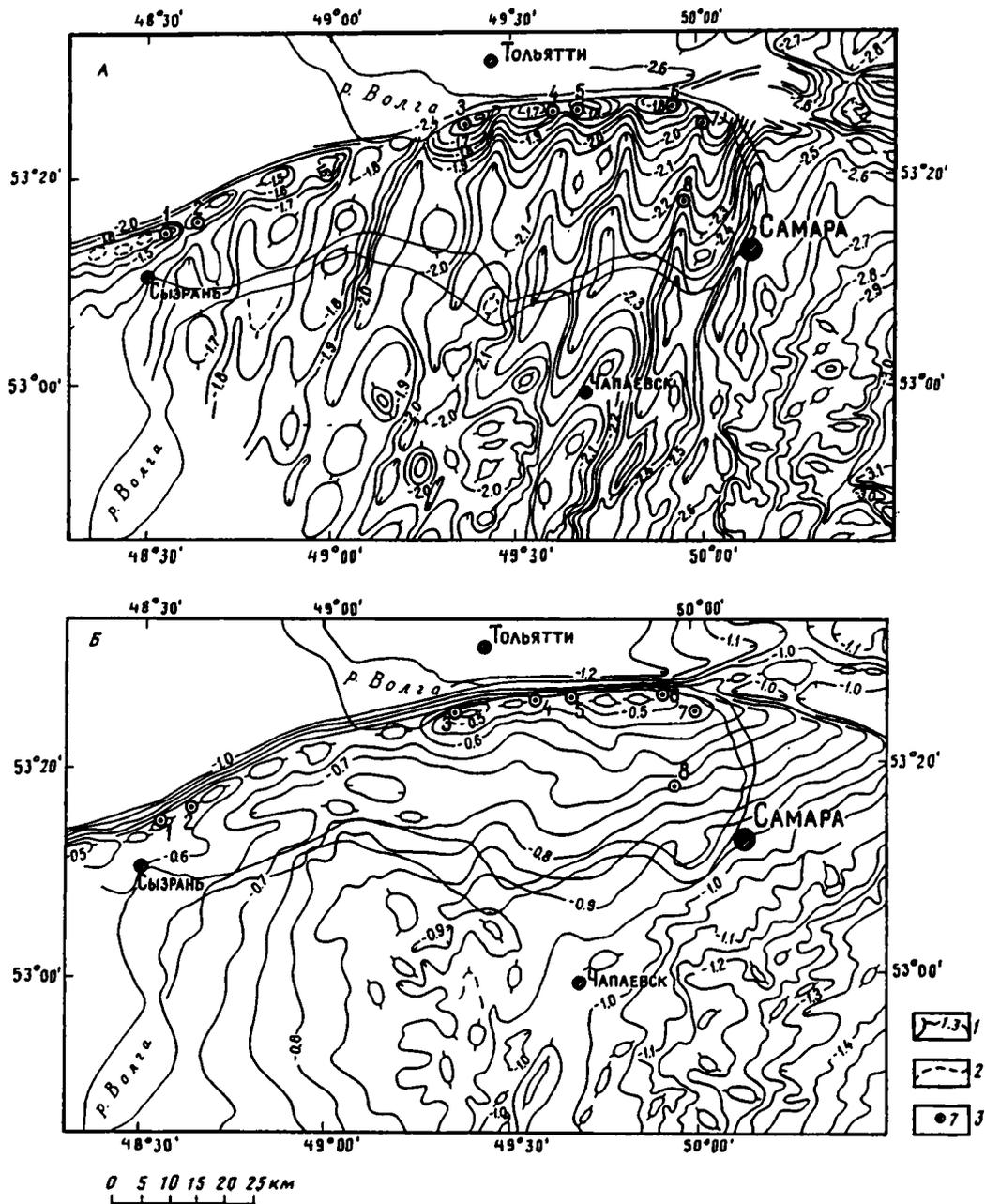


Рис. 10. Структурные карты центральной части Жигулевского вала: по кровле фундамента (А) и по кровле верейского горизонта среднего карбона (Б) [Казьмин и др., 1983] (Л.Л. Казьмин и др., 1989 г.)

1 – основные стратонизогипсы, проведенные через 0,05 км; 2 – дополнительные стратонизогипсы; 3 – станции наблюдений трещиноватости

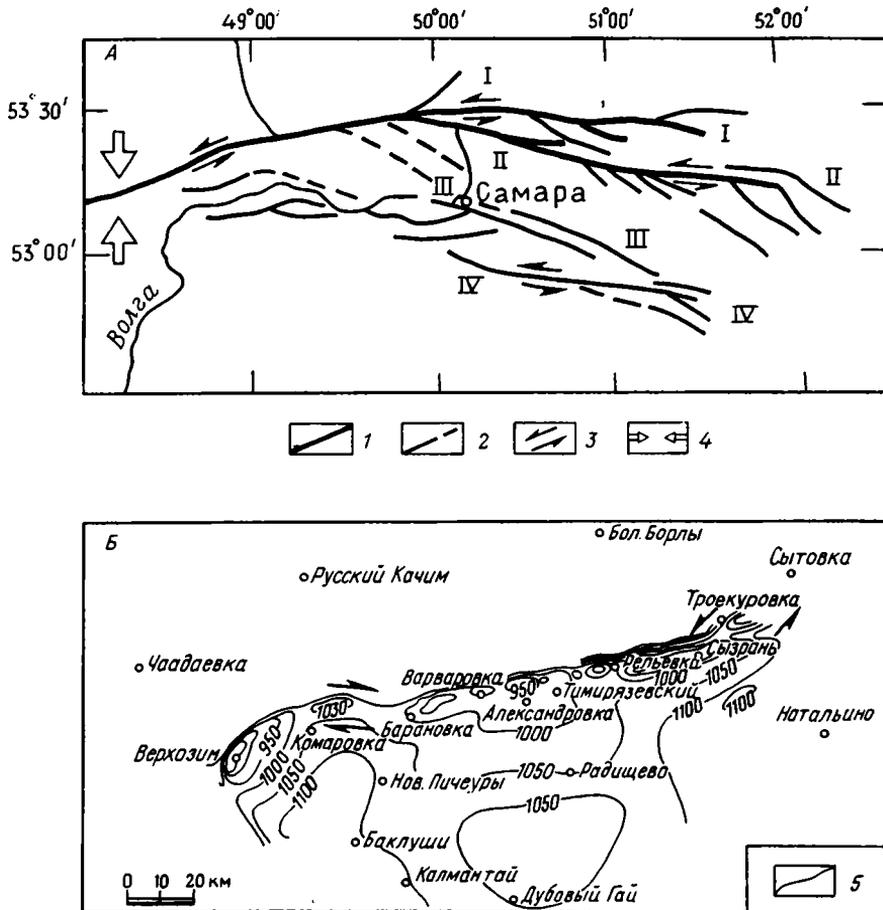


Рис. 11. Структурный рисунок Жигулевских дислокаций

А – главные структурные линии центрально-восточной части Жигулевского вала, выраженные продольными разрывами, флексурами и цепочками брахискладок и соответствующие (в той или иной степени доказанным) глубинным разломам фундамента [Андреев и др., 1963; Аширов и др., 1966; Казьмин и др., 1983] (Л.Л. Казьмин и др., 1989 г., кинематическая интерпретация М.Л. Коппа); Б – структура западной части Жигулевского вала [Грязнов, Силонов, 1961] (кинематическая интерпретация М.Л. Коппа)

1 – зона Главного Жигулевского разлома; 2 – прочие структурные линии; 3, 4 – предполагаемые по особенностям структурного рисунка направления: 3 – сдвига, 4 – регионального пережима Жигулевской виргации; 5 – стратонизогипсы по кровле яснополянского подъяруса нижнего карбона. Локальные валы, ответвляющиеся от основного Жигулевского вала: I–I – Мухановский, II–II – Дмитриевский, III–III – Кулешовский

связывается с растяжением. Кроме того, примечательна позиция складок: они сидят внутри небольшого среднепалеозойского авлакогена, и поверхностная структура носит инверсионный характер, что опять же легче объяснить сжатием, нежели растяжением или клавишными перемещениями блоков фундамента.

Столь же противоречивы и данные наблюдений трещиноватости [Копп, Тверитинова, 19996], которые показывают довольно сложные сочетания субширотного укорочения и удлинения; кроме того, большое значение имеет укорочение в северо-западном направлении, простирающееся почти поперек Приволжского мегасброса.

Подобный характер поля деформаций с несколькими накладывающимися полями и с волнообразным чередованием зон растяжения и сжатия в одном и том же

направлении позволяет выдвинуть гипотезу, что смятие Доно-Медведицкой зоны произошло в результате компенсации субширотного растяжения Прикаспийского блока. Нужно сказать, что компенсационное сжатие в поднятом и отодвинутом плече рифта – дело не столь уж необычное. Сжаты, например, борта грабен в зоне Левантинского сдвига, хотя в центрах их идет несомненное растяжение [Копп и др., 1999а]. В том же ряду явлений, вероятно, находится и известное *ridge push* – давление на фланги океанических хребтов.

Перейдем теперь к району, который уже очень удален от Альпийского пояса – **Жигулевские дислокации**. Крутой северный борт одноименного вала осложнен взбросом или, может быть, даже пологим надвигом [Лобов и др., 1974; Лобов, Кавеев, 1975], с мелом и палеогеном в лежащем крыле. Разлом несогласно перекрыт акчагылом (верхний плиоцен), который, в свою очередь, деформирован в четвертичное время [Коноваленко, Ткаченко, 1979]. Существенное отличие Жигулевских дислокаций от Доно-Медведицких – прямое соотношение структуры фундамента и чехла [Казьмин и др., 1983], и в этом смысле Жигули напоминают кряж Карпинского. Вверх по разрезу чехла амплитуда поднятия снижается и структура становится проще (рис. 10). При этом, как и в других районах платформы, новейшее смятие приурочилось к среднепалеозойскому авлакогену.

Жигулевские дислокации обладают очень характерным структурным рисунком вынужденной виргации, или виргации 2-го рода [Андреев и др., 1963; Аширов и др., 1966] (рис. 11), которая, по мнению автора, указывает здесь на левый сдвиг со сжатием. В наиболее сжатой западной части виргации около Сызрани наблюдаются коленообразные сдвиговые изгибы Жигулевского вала [Грязнов, Силов, 1961], где структуры расположены кулисно. Восточный изгиб (левосторонний) находится на продолжении Жигулевского разлома. Сдвиги определяют смену вергентности: если почти везде более крутым является северное крыло Жигулевского вала, то в вышеотмеченном Сызранском блоке, ограниченном сдвигами разного знака, профиль вала становится почти дивергентным.

Хотя замеры трещиноватости здесь делались все в тех же палеозойских карбонатах, что и в Доно-Медведицкой зоне, в отличие от последней здесь получились [Копп, Тверитинова, 1999] гораздо более однозначные результаты – может быть, в связи с более устойчивой деформационной обстановкой. Почти везде преобладает субмеридиональное (до северо-восточного) укорочение, причем ориентировано оно всюду по диагонали к Жигулевскому разлому (рис. 12) – таким образом, что он должен являться левым взбросо-сдвигом. Левостороннее смещение по разлому долины р. Усы на 2 км прекрасно дешифрируется и на цифровых картах рельефа [Копп, Тверитинова, 1999]. Если учесть, что эта долина, по мнению большинства исследователей, раннеплейстоценовая, то скорость сдвига по разлому составит несколько миллиметров в год.

Сумма всех приведенных данных позволяет представить Жигулевскую виргацию как результат горизонтального сжатия коры, сконцентрированного в районе Сызрани, и компенсационного латерального выжимания (рис. 13), направленного прежде всего к востоку и юго-востоку, в сторону Прикаспийской синеклизы.

В зоне **Саратовских дислокаций** валы и флексуры образуют очень прихотливый рисунок в виде дуг или даже колец (рис. 14, А), который как будто трудно объяснить с позиций мобилизма. На первый взгляд, в данном районе каким-то образом интерферируют меридиональные складки Доно-Медведицкой и широтные – Жигулевской зон. Однако все оказалось гораздо проще и вместе с тем не так примитивно, как это можно было думать вначале. Субширотная Елшанско-Сергиевская флексура и ранее связывалась со взбросом, установленным по буровым и геофизическим данным [Машкович и др., 1970]. Наши мезотектонические наблюдения (см. рис. 14, Б) полностью подтверждают субмеридиональное укорочение в области флексуры, произошедшее во взбросовом, сдвиговом и сбросовом полях, на ее периклиналях замещающееся субширотным и субмеридиональным удлинением в сбросовом поле. В восточ-

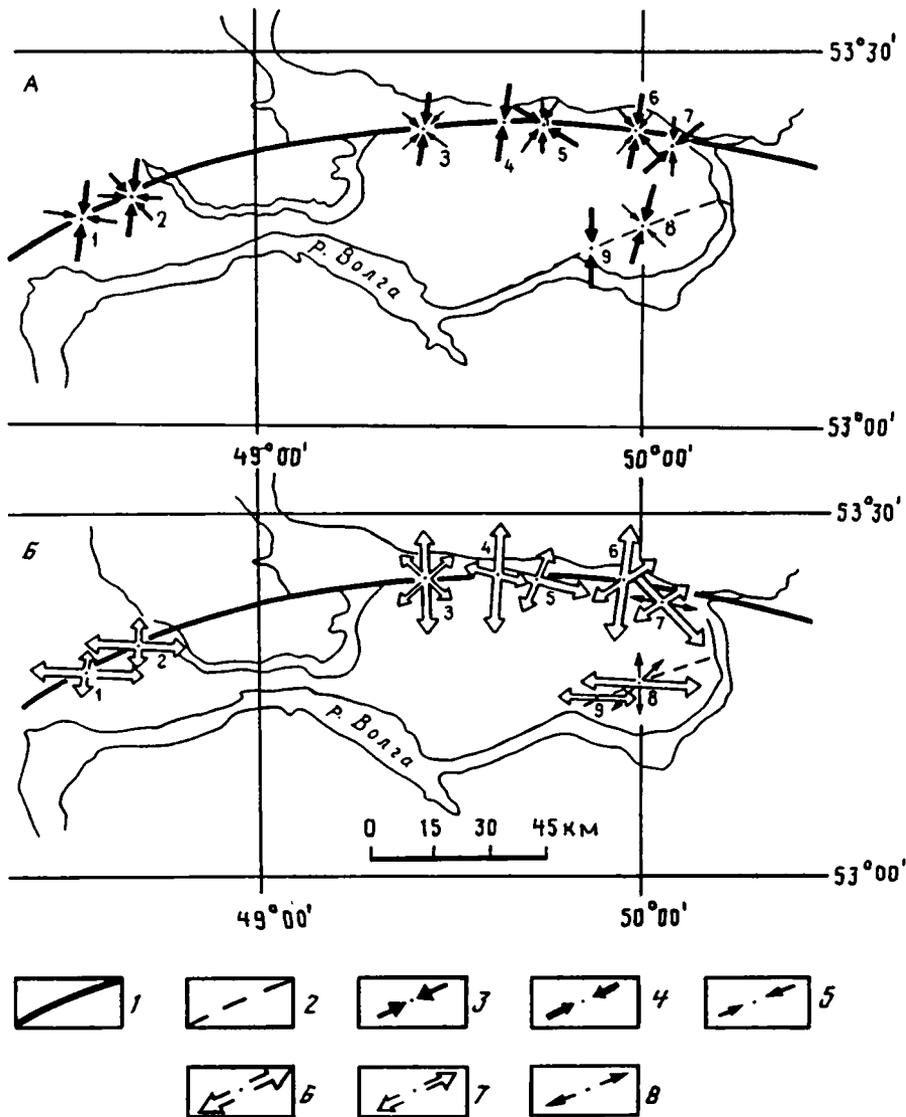


Рис. 12. Ориентировка осей сжатия (А) и растяжения (Б) в районе Жигулевского разлома [Копп, Тверитинова, 1999]

1 – Главный Жигулевский разлом; 2 – другие новейшие разрывы; 3–5 – оси сжатия: 3 – первого порядка, 4 – второго порядка, 5 – третьего порядка; 6–8 – оси растяжения: 6 – первого порядка, 7 – второго порядка, 8 – третьего порядка. Цифры на схеме – станции наблюдений трещиноватости

ной части флексура сопровождается продольным левым сдвигом. Что же касается дугообразно изогнутых Хлебновского и Слепцовского валов, то первоначальная версия о том, что они образовались при субширотном сжатии, не подтвердилась, и, более того, здесь отчетливо фиксируется все то же субмеридиональное укорочение. Следовательно, если исходить из этого поля деформаций, оба вала должны оказаться надсдвиговыми: Хлебновский – левым, а Слепцовский – правым. С таким выводом вполне гармонирует характер кулисности брахискладок внутри валов.

Таким образом, и для Саратовского участка нельзя обойтись без допущения го-

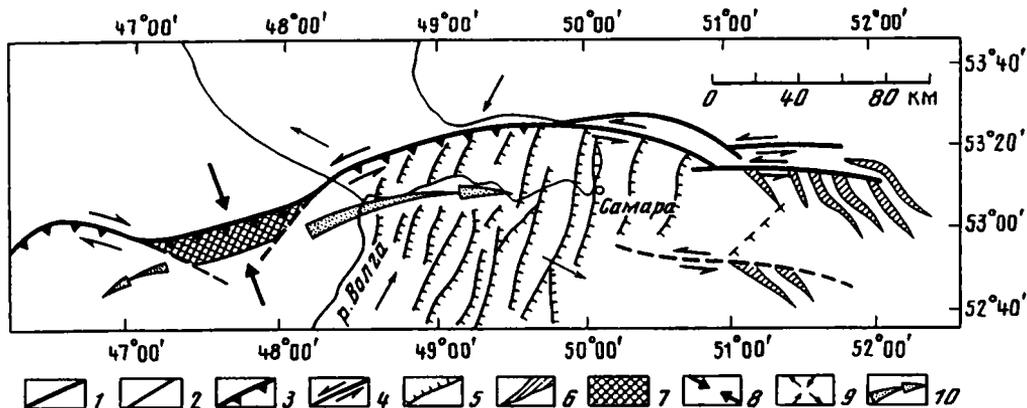


Рис. 13. Геокинематическая карта Жигулевских дислокаций для новейшего этапа развития
 1 – Главный Жигулевский разлом; 2 – остальные новейшие разрывы; 3–5 – кинематика разрывов (независимо от их ранга); 3 – взбросы и надвиги, 4 – сдвиги, 5 – сбросы; 6 – складки и флексуры, компенсирующие горизонтальные перемещения по сдвигам; 7 – область наибольшего подъема платформенного фундамента; 8 – место и направление пережима Жигулевской виргации, вызванного давлением с юга; 9 – направления горизонтальных укорочения и удлинения в наиболее выдвинувшейся к северу части Жигулевского вала; 10 – направления латерального выжимания масс из деформационной шейки

ризонтальных перемещений. Суммарная их картина представляется следующим образом (см. рис. 14, Б).

Направленное с юга на север давление около Елшанско-Сергиевского вала реализовалось в поддвиге и взбросе, а также в сдвиговой транспрессии и латеральном выжимании масс к западу и особенно к востоку от места наибольшего давления (судя по лучшей развитости левых сдвигов, восточное направление выжимания материала, т.е. в сторону Прикаспийской впадины, испытывало меньшее сопротивление). Частично погасившись в районе Елшанско-Сергиевской флексуры, к северу от нее давление реализовалось уже только в форме субширотного растяжения и сдвиговой транстензии. Дугообразно изогнутые сбросо-сдвиги вдоль Слепцовской и Хлебновской флексур аппроксимируют вращение блоков, выжимаемых в стороны из области максимального скучивания. Их повороты естественно связывать с общим изгибом коры к северу, вызванным давлением с юга.

Новейший свод **Общего Сырта**, в отличие от большинства вышеохарактеризованных районов, формировался при существенном участии субмеридионального новейшего растяжения. Оно выразилось в формировании субширотных грабенов мела среди пород пермотриаса и серии выраженных в структуре доплиоценовых и плиоценовых отложений, обращенных к югу субширотных сбросов, которые разделяют полого наклоненные к северу блоки. Таким образом, растяжение здесь проявилось в форме простого сдвига со скашиванием к северу наверху и к югу – внизу. Однако под этим деформационным этажем, лучше всего проявленным в поверхностных горизонтах чехла (мезозой и особенно кайнозой), на уровне фундамента и низов палеозоя фиксируется пакет довольно сильно сжатых линейных складок субширотного простирания, которые, как и находящиеся рядом восточные ветви Жигулевского вала, скошены к северу и осложнены разрывами взбросового типа. Лучшее всего надвиговое перекрытие доказано для наиболее высокого здесь и хорошо изученного Оренбургского вала [Хайн, Ломизе, 1995] (И.А. Денцкевич и др., 1997 г.; и др.), с которым связано известное месторождение газа. Линейные складки выстраиваются в эшелонированные ряды, свидетельствующие о сдвиге вдоль крупнейших диагональных линеаментов – Бузулукского вдоль р. Самары и Яицко-Оренбургского вдоль р. Урал, соответственно правом и левом.

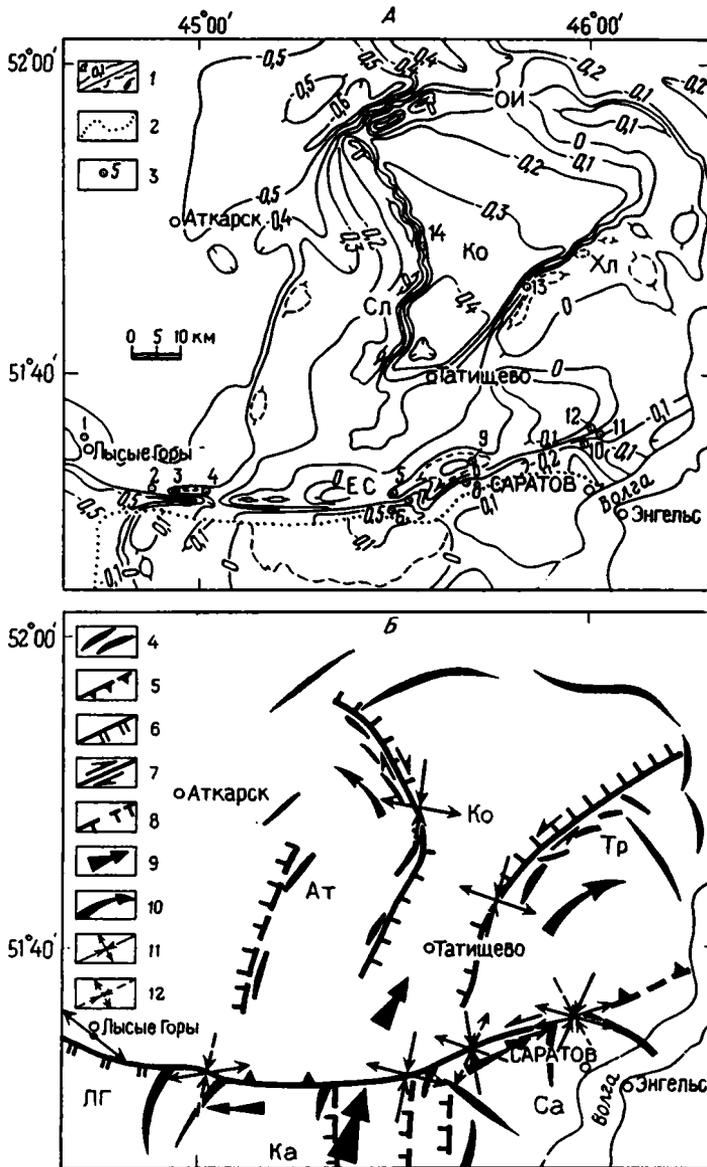


Рис. 14. Структурная (А) и геокинематическая (Б) карты Саратовских дислокаций для новейшего этапа развития

1, 2 – элементы структурной карты (Ю.Д. Горьков, А.П. Козленко, 1979 г.); 1 – стратоизогипсы по реперам внутри юры и мела (а – основные, проведенные через 100 м, б – дополнительные, проведенные через 50 м), 2 – границы участков с разным возрастом стратоизогипс; 3 – станции наблюдений трещиноватости; 4 – оси линейных складок и флексуры; 5 – взбросы и надвиги; 6 – субвертикальные взбросы (взрезы); 7 – сдвиги; 8 – сбросы; 9 – направления действующего давления; 10 – направления латерального выжимания блоков; 11 – определенные по данным изучения трещинных мезоструктур направления горизонтальных проекций осей сжатия и растяжения; 12 – то же, второстепенные и предположительные

Структуры: ЕС – Елшанско-Сергневский вал, Ко – Корсаковская синклираль, ОИ – Оркинско-Ириновский вал, Сл – Слепцовский вал, Хл – Хлебновский вал. Блоки: Ат – Аткарский, Ка – Карамышский, Ко – Корсаковский, ЛГ – Лысогорский, Са – Саратовский, Тр – Тарханский

Таким образом, в глубинном этаже Общего Сырта деформация происходила, как и в остальных регионах, во взбросовом и сдвиговом полях напряжений с субмеридиональным направлением главного сжатия. По сравнению, однако, с находящимися на том же и даже большем расстоянии от Альпийско-Гималайского пояса регионами Саратовских и Жигулевских дислокаций, где новейшие взбросы и надвиги выходят непосредственно на поверхность, в пределах Общего Сырта сжатие захватило гораздо более тонкий слой чехла. Связано это, очевидно, с тем, что неотектонически поднятый район Поволжья находится напротив сильно выдвинувшегося к северу Кавказа (Транскавказское поперечное поднятие) и к тому же его кора к началу новейшего этапа была толще (Воронежский массив), чем в Прикаспийской синеклизе, и поэтому более способна передавать напряжения на большое расстояние. Общий Сырт же расположен на простирании Эльбурса, который отставал в северном перемещении блоков, и Каспийской меридиональной полосы погружения, где больше проявлялась тектоника растяжения, чем сжатия. В силу этих причин малоамплитудные глубинные складки Общего Сырта быстро затухают вверх, замещаясь очень пологой моноклиналию, смятой в еле заметные крупные складки. Вместе с тем, поле субмеридионального горизонтального сжатия – субширотного растяжения все-таки улавливается в структуре поверхности по особенностям морфологии и расположения последних и в структурно-кинематических парагенезах трещиноватости.

В целом же общее погружение и выклинивание фронта позднеальпийского сжатия и замещение его растяжением противоположного знака – явный признак приближения к северной периферии зоны динамического влияния Аравийского индентора. Физический смысл возникновения такого растяжения (да еще и с перемещением масс навстречу индентору [Копп, 1997]) заключается в том, что обязательно формирующаяся на периферии последнего зона латерального оттока материала и утонения литосферы (в нашем районе – Западно-Прикаспийский новейший прогиб) может компенсационно нивелироваться (по принципу плотнейшей упаковки пространства) только за счет притока материала снаружи – в данном случае, с севера, а не изнутри: силы, действующие с юга, способны только усилить ее тектоническое расчленение [Копп, 1997]. В ряде работ показывается, что область давления любого индентора состоит из обязательного набора сменяющих друг друга по удалению от последнего зон [Гущенко, 1996; Копп, 1997; Ребецкий, 1997; Rebetsky et al., 1997; Tapponnier, Molnar, 1976]: надвигового поля напряжений (в Периаравийской области это прежде всего Тавр и Загрос, а также Кавказ), сдвигового с выжиманием масс по латерали к коллизионному поясу (север Турции и Ирана, Копетдаг, Кавказ), сбросового с растяжением также по латерали (Приволжско-Ергенинский уступ, Западный Прикаспий) и, наконец, сбросового с растяжением по нормали к коллизионному поясу, т.е. уже вдоль движения индентора. Если учесть, что меридиональные сбросы предыдущей зоны достигают наибольшего размаха где-то на широте Волгограда – Саратова (судя по наибольшей глубине ложа Западно-Прикаспийского плиоцен-четвертичного прогиба), то севернее уже можно ожидать появления четвертой зоны, замыкающей вышерассмотренный латеральный ряд.

Обсуждение результатов: некоторые общие особенности позднеальпийской деформации платформ юго-восточной Европы

Геокинематическая интерпретация регионального структурного рисунка. На самом юге исследованного района имеется домен правых сдвигов северо-западного простирания – от Мангышлака до Донбасса (рис. 15). Левые сдвиги сгруппированы севернее: в районах Нижнего–Среднего Поволжья и на севере Прикаспия. Они ориентированы в целом на северо-восток, однако их простирание меняется от почти меридионального на западе до субширотного на востоке. На самом западе района, на меридиане Транскавказского поперечного поднятия,

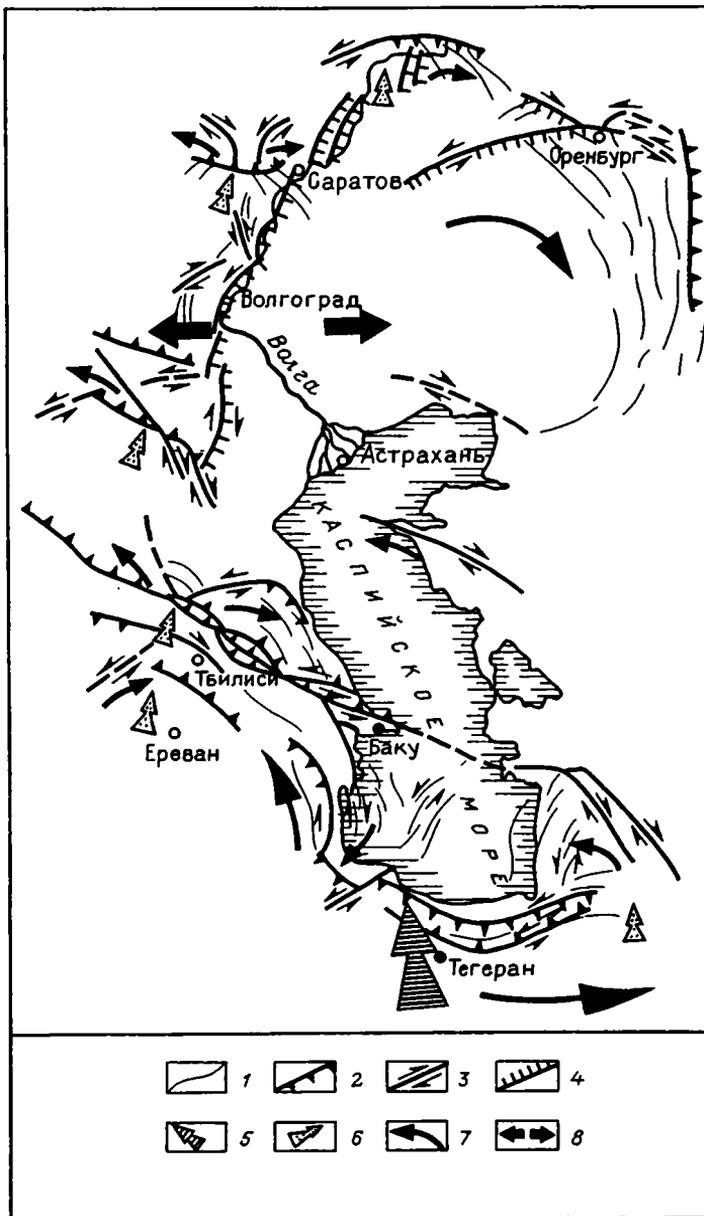


Рис. 15. Геокинематическая карта Каспийского региона для новейшего этапа развития

1 – мегаскладки и валы; 2 – надвиги и взбросы; 3 – сдвиги; 4 – сбросы; 5 – главное направление давления Аравийской плиты; 6 – локальные участки концентрации давления; 7 – направления латерального выжимания блоков; 8 – направления горизонтального растяжения

находится домен субширотных взбросов и надвигов, которые восточнее, около Прикаспийской впадины, замещаются субмеридиональными сбросами. И, наконец, на самом востоке опять появляются структуры сжатия, только уже меридионального простирания – послезоценовый надвиг Мугоджар и линейные складки Актюбинского Приуралья.

Такая конфигурация структурного рисунка позволяет сделать следующий геокинематический вывод.

Напротив Аравийского клина и Кавказа платформенная область Юго-Восточной Европы на новейшем этапе испытала повышенное сжатие, которое реализовалось, во-первых, в поддвиге коры и надвигообразовании прямо напротив зоны давления и, во-вторых, в латеральном выжимании материала из этой зоны к востоку, в направлении Туранского коридора между зонами давления Аравии и Индии. Прикаспийский блок в этом поле деформаций выжался к востоку и юго-востоку, с некоторым поворотом по часовой стрелке. Область его отрыва маркируется Западно-Прикаспийским прогибом.

Если соотносить эту картину платформенных горизонтальных движений с элементами зоны динамического влияния Аравии, то можно видеть, что область растяжения в Прикаспии надстраивает осевую зону внедрения (Центральный Эльбурс и Южно-Каспийская впадина), где структурный рисунок определяется симметрично расходящимися левыми и правыми сдвигами, а также субмеридиональными сбросами, роль которых увеличивается к северу. Область повышенного сжатия в районе Транскавказского поперечного поднятия находится перед выдвинувшимся к северу Кавказским клином, а домен правых сдвигов кряжа Карпинского и Донбасса продолжает таковой Кавказа и Анатолии. Правда, в этом поле деформаций отсутствует одно важное звено – левые сдвиги, которые могли бы считаться продолжением левых сдвигов Северо-Восточного Ирана и Западного Копетдага: вместо них в новейшей структуре западной части Туранской плиты (Мангышлак и Туаркыр), как и во фронтальной части Копетдага, развиваются исключительно правые сдвиги. Здесь, таким образом, как и в самом коллизийном поясе, сказывается продольная асимметрия зоны внедрения, скорее всего, вызванная вращением индентора против часовой стрелки. В существенной мере она могла дополнительно усиливаться здесь и за счет латерального выжимания масс во впадины Каспия.

Тем не менее левые сдвиги – аналоги Восточной краевой зоны внешней области индентации – все же присутствуют: они сместились к самой периферии последней (Среднее Поволжье, север Прикаспия), и их конфигурация свидетельствует о противоположном (по часовой стрелке) повороте Прикаспийского блока. Такое разнонаправленное вращение более внутренней и более внешней областей зоны внедрения естественно связывать с вышеупомянутым “эффектом шестереночной передачи” (см. рис. 6). Сама же осевая зона внедрения (ось растекания) на платформе сместилась еще дальше к западу, надстраивая Кавказский синтаксис и Транскавказское поперечное поднятие.

Позиция внутриплитной дислокаций в единой динамо-кинематической зональности области давления Аравийской плиты. Вышеприведенный материал показывает, что новейшие структуры платформ Юго-Восточной Европы формировались при существенной роли субмеридионального укорочения и субширотного удлинения, как и находящиеся южнее структуры Альпийско-Гималайского пояса. Кроме того, обладающие разным режимом горизонтальных движений крупные домены и блоки платформенной области надстраивают таковые внутренних областей последнего, причем и там и там наблюдаются принципиально сходные геокинематические структурные ансамбли, образовавшиеся при латеральном выжимании, изгибе и вращении в горизонтальной плоскости. Все это достаточно определенно показывает, что внутриплитная деформация контролировалась коллизийными процессами. О том, что давление было направлено именно с юга, а не с севера, свидетельствуют и некоторые специфические структурные рисунки, в частности, симметрично расходящиеся к северу сдвиги разного знака (“горизонтальные грабены”), присутствующие, в частности, в зонах Саратовских и Жигулевских дислокаций.

Однако наиболее существенный аргумент в пользу южного источника напряжений – это общая и для коллизийного пояса и для платформ, направленная к северу смена деформационных (динамокинематических) зон, возникающих при ин-

дентации. На самом юге (Тавр, Загрос) это зона надвигов, севернее (Закавказье, Северный Иран) – зона транспрессии с нарастанием роли сдвиговой деформации к северу, еще севернее (Большой Кавказ и Копетдаг) – зона проявления сдвиговой деформации в ее классическом виде, кряж Карпинского и Мангышлак – зона транс-тензии и, наконец, Прикаспийский регион и Среднее Поволжье – зона нарастания деформации растяжения.

При этом, как показали результаты наших исследований, внутри последней следует выделять две самостоятельные зоны. На юге (Приволжско-Ергенинский уступ и Западный Прикаспий) растяжение преимущественно субширотное, т.е. такое же, как и в прилегающей части Альпийско-Гималайского пояса. Однако на севере (Общий Сырт, Северный Прикаспий) оно становится уже прямо поперечным (субмеридиональным) – как и должно быть на периферии области индентации. Растяжение такого рода играет пассивную (компенсационную) роль, сглаживая тектонический рельеф зоны латерального оттока материала, и, таким образом, частично нейтрализует эффект индентации [Копп, 1997]. Соответственно оно замыкает область динамического влияния Аравии на севере.

Аналогия Западного Прикаспия с Байкалом. Данные о широтном и меридиональном растяжении на юго-востоке Русской платформы, кроме всего прочего, дают возможность считать, что на крайнем севере зоны динамического влияния Аравии формируется область коллизионного растяжения наподобие Байкала или Рейнского грабена, только без вулканизма [Копп, 1998]. Общеизвестно, что любой штамп, внедряющийся в материал, растягивает его на периферии области внедрения. Не представляют исключения в этом смысле и штампы, внедряющиеся по горизонтали, и соответствующий механизм был в свое время предложен для происхождения Байкала и Рейнского грабена [Tarronier, Molnar, 1976]. Структура же, которая замыкала бы соответствующим образом зону влияния Аравийского индентора, не была известна, и в этом смысле полученные результаты восполняют существовавший пробел.

В этом случае находящийся на западе этой области более древний (миоценовый) Окско-Донской меридиональный бассейн можно связывать с давлением Аравии в раннем миоцене, когда она поворачивалась к северо-западу, а более восточный и молодой (плиоцен-четвертичный) Западно-Прикаспийский – с резким ее разворотом к северу на рубеже миоцена–плиоцена.

Глубинность деформации. Возникает естественное недоумение, каким образом альпийская деформация сумела распространиться так далеко на север в тело платформы. Этот сложный вопрос далек от своего разрешения, однако уже сейчас ясно, что напряжения передавались через платформенный фундамент. Почти для всех рассмотренных регионов геофизиками доказано постепенное усложнение структуры сверху вниз. Как правило, фундамент участвует в альпийском структурном рисунке, причем особенно сильно он сжат и приподнят в зонах широтного простиранья, перпендикулярных действующему давлению (Жигули, кряж Карпинского, Оренбургский вал).

Еще одно свидетельство глубинности горизонтального сжатия – противоречие между региональным структурным рисунком и морфологией структур чехла. С одной стороны, структурный рисунок свидетельствует о значительных, до первых десятков километров, горизонтальных перемещениях, сопровождаемых вращением сдвигов. С другой же, на поверхности мы обычно никаких сдвигов не находим и их место занимают очень пологие диагональные флексуры, часто вообще без разрыва сплошности, или зоны кулисных брахискладок. Кроме того, в поверхностной трещиноватости преобладают сбросы и раздвижки: они образуют как бы шум, в котором “плавают” трещины другой кинематики.

Очевидно, единственный путь, позволяющий выйти из указанного противоречия, это предполагать динамическую расслоенность платформенной коры. Для более образного восприятия того, что здесь подразумевается, можно привести извест-

ную метафору У. Черчилля о борьбе бульдогов под ковром. Если “бульдоги”, которые символизируют блоки фундамента, могут передвинуться на значительные дистанции по горизонтали, то тяжелый “ковер”, т.е. платформенный чехол, не испытывает вообще никаких горизонтальных перемещений и только приподымается над тем местом, куда приполз “бульдог”, и, соответственно, опускается там, откуда он выполз.

Иными словами, на глубине должны существовать поверхности срыва, разграничивающие деформационные этажи. При этом совершенно необязательно такие поверхности будут протягиваться на огромные расстояния: они могут развиваться только на участках концентрации напряжений. И в данном смысле весьма важны неоднократно приводившиеся выше признаки локализации новейшей деформации в зависимости от неоднородностей геологического субстрата: альпийское сжатие концентрируется прежде всего в палеозойских авлакогенах, сдвиги приурочиваются к границам сред разной вязкости, например, к бортам Воронежского и Ростовского выступов фундамента. Тем не менее неоднородности среды контролируют лишь конкретное местоположение структур, но не их региональный ансамбль.

В заключение данного раздела подчеркнем некоторые общие и для Альпийского пояса, и для платформ Юго-Восточной Европы особенности новейшей деформации.

Вергентность. Вряд ли случайно то обстоятельство, что большинство внутриплитных флексур и взбросов имеют южную экспозицию – такую же, как и надвиги Альпийско-Гималайского пояса на всем его пересечении от сутуры Битлис до Большого Кавказа. Это позволяет считать, что простой сдвиг, или скашивание, в вертикальной плоскости, инициированный поддвигом Аравийской плиты под Европу, продолжается далеко на север. Исключение представляют только самые северные – Жигулевский и Оренбургский северовергентные взбросы, но их, наверное, можно считать чем-то вроде ретрошарьяжей, замыкающих всю эту зону внутриплитных деформаций.

Периодичность формирования структуры. Вторая общая черта, отмеченная еще Н.С. Шатским [1948] – удивительная синхронность новейших тектонических фаз в Альпийско-Гималайском поясе (например, на Кавказе) и на соседних платформах. Причем фазы совпадают не только по своему уровню, но и по относительной интенсивности.

Если еще добавить, что все эти фазы или эпохи деформаций совпадают [Копп, 1997] с фазами рифтогенеза и спрединга в Красном море, то в таком аспекте единство орогенеза и горизонтальных движений на платформах и в коллизионном поясе представляется уже не только вполне естественным, но даже и необходимым.

ВЫВОДЫ

1. Новейшая структура платформ Юго-Восточной Европы образовалась под воздействием направленного к северу давления Аравийской плиты, передававшегося через Кавказско-Иранский сегмент Альпийско-Гималайского коллизионного пояса и далее – через платформенный фундамент. Общность новейшей деформации платформенных территорий и коллизионного пояса проявилась в единстве регионального структурного рисунка, единстве напряжений, одновременности тектонических фаз и одинаковой южной вергентности зон сжатия.

2. Давление Аравии в пределах платформ Юго-Восточной Европы реализовалось поддвигом блоков к северу и латеральным выжиманием материала, направленным из зоны давления, главным образом, к востоку и юго-востоку – в сторону Прикаспийской впадины и Туранского коридора между зонами влияния Аравийского и Индийского инденторов.

3. На севере область динамического влияния Аравии представлена меридиональными структурами растяжения Западно-Прикаспийского и, возможно, Окско-

Донского неотектонических бассейнов. Их следует рассматривать в качестве развивающихся (скрытых?) рифтов, которые занимают ту же структурную позицию по отношению к Периаравийской коллизионной области, что Байкальский и Рейнский грабены – к Перииндийской и Периапудийской областям. Еще дальше к северу область динамического влияния Аравии полностью замыкается уже субширотными структурами растяжения, имеющими компенсационную природу (Северный Прикаспий, Общий Сырт и, возможно, продолжающий его новейший свод Сокских Яров).

4. Принципиально возможен прогноз глубинной структуры и направлений горизонтальных перемещений блоков фундамента платформы по особенностям структурного рисунка ее чехла.

Работа поддержана Российским фондом фундаментальных исследований (гранты № 96-05-65870, 97-07-90074 и 99-05-65366) и международной программой "Regi-Tethys" (грант № 95-96-41). В ходе исследования автор консультировался с О.И. Гущенко, Ю.Г. Леоновым, А.В. Лукьяновым, Л.М. Расцветаевым и В.Е. Хаиным. Автор глубоко благодарен всем перечисленным коллегам и организациям.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев Р.Н., Афанасьев Г.Д., Кондаков Л.А. Мезо-кайнозойские магматические формации Талыш-Дагестанской субмеридиональной зоны // Магматические формации Кавказа и юга Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1977. С. 126–148.
- Абрамович И.И., Засеев В.Г. Шолева тектоника и кайнозойский магматизм Малого Кавказа // Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С. 170–181.
- Андреев В.Н., Вайнбаум С.Я., Поляков В.А. и др. О строении восточной части Жигулевского вала в связи с перспективами нефтегазоносности // Геология нефти и газа. 1963. № 12. С. 6–11.
- Арган Э. Тектоника Азии. М.: ОНТИ, 1935. 192 с.
- Аширов К.Б., Еланский Л.Н., Поляков В.А., Хайкин Л.Г. К вопросу о строении Жигулевской системы дислокаций // Тр. Куйбышев. НИИ нефт. пром-сти. 1966. Вып. 36: Геология, геохимия, геофизика. С. 103–109.
- Буртман В.С. Кинематика Карпатской структурной петли // Геотектоника. 1984. № 3. С. 17–31.
- Буртман В.С., Лукьянов А.В., Пейве А.В., Руженцев С.В. Горизонтальные перемещения по разломам и некоторые методы их изучения // Разломы и горизонтальные движения земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963а. С. 5–34. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 80).
- Буртман В.С., Пейве А.В., Руженцев С.В. Главные сдвиги Тянь-Шаня и Памира // Там же. 1963б. С. 152–172.
- Волож Ю.А., Волчегурский Л.Ф., Грошев В.Г., Шишкина Т.Ю. Типы соляных структур Прикаспийской впадины // Геотектоника. 1997. № 3. С. 41–56.
- Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
- Григорьянц Б.В., Мурадян В.М., Тагиев Э.А. Погребенная структура мезозоя в прибрежной полосе осевой зоны Юго-Восточного Кавказа // Азерб. нефт. хоз-во. 1967. № 12.
- Грязнов Н.К., Силонов Ф.А. Особенности строения и тектонического развития западной части Жигулевской дислокации и нефтеносность палеозойских отложений // Геологическое строение и нефтегазоносность районов Волго-Уральской области, Кавказа и Предкавказья. Л.: Гос. науч.-тех. изд-во нефт. и горно-топлив. лит., 1961. С. 40–52. (Тр. ВНИГНИ; Вып. 34).
- Гущенко О.И. Сейсмотектонический стресс-мониторинг литосферы: структурно-кинематический принцип и основные элементы алгоритма // Докл. РАН. 1996. Т. 346, № 3. С. 399–402.
- Долицкий В.А., Берман Л.И. Обнаружение скважиной взброса на западном окончании Жигулевского вала // Докл. АН СССР. 1961. Т. 138, № 6. С. 1413–1416.
- Зарицкий А.А., Копп М.Л. О природе Ергенинского уступа (Северо-Западный Прикаспий) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1999. № 6.
- Зоненшайн Л.П., Деркур Ж., Казьмин В.Г. и др. Эволюция Тетис // История океана Тетис. М.: Ин-т океанологии АН СССР, 1987. С. 104–115.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 2. М.: Недра, 1990. 334 с.
- Казьмин Л.Л., Горелов А.А., Чирук Г.Н. Количественная оценка соответствия структурных планов локальных поднятий Куйбышевской области // Нефтегазовая геология и геофизика. 1983. Вып. 1. С. 4–6.
- Коноваленко С.С., Ткаченко И.С. Новые данные о строении и времени формирования Жигулевской дислокации // Геологические предпосылки и методика поисков залежей нефти в Волго-Уральской провинции. М., 1979. С. 74–77. (Тр. ИГиРГИ; Вып. 24).
- Копп М.Л. О происхождении поперечных складчатых зон эпигеосинклинальных орогенических поя-

- сов (на примере восточной части альпийского пояса Евразии) // Геотектоника. 1979. № 2. С. 94–107.
- Копп М.Л.* Генетические связи глиняных диапиров, грязевых вулканов и структур горизонтально-го сжатия (на примере Алятской гряды Юго-Восточного Кавказа) // Там же. 1985. № 3. С. 62–74.
- Копп М.Л.* Кинематика Кавказа на орогенном этапе // Геодинамика Кавказа. М., 1989. С. 113–122.
- Копп М.Л.* Мегаструктуры горизонтального выжимания в Альпийско-Гималайском орогенном поясе: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1991а. 35 с.
- Копп М.Л.* Трансгрессивно-регрессивная цикличность и фазы олистостромообразования верхнего мел-палеогена флишевой зоны южного склона Восточного Кавказа. Ст. 2. Фазы олистостромообразования // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1991б. Т. 66, вып. 1. С. 13–23.
- Копп М.Л.* Поперечные перемещения в складчатых поясах и связанные с ними структурные рисунки // Геотектоника. 1994. № 4. С. 38–51.
- Копп М.Л.* Трансевразийский (Балтийско-Иранский) правый сдвиг в палеогене // Докл. РАН. 1996. Т. 349, № 6. С. 795–799.
- Копп М.Л.* Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизиионном поясе. М.: Научный мир, 1997. 314 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 506).
- Копп М.Л.* Новейшая структура Скифской и юга Восточно-Европейской платформ как результат давления Аравийской плиты // Тектоника и геодинамика: Общие и региональные аспекты: Материалы совещ. М., 1998. Т. 1. С. 256–259.
- Копп М.Л.* Трансевразийский правый сдвиг вдоль линии Торнквиста и предполагаемая кинематика Восточно-Европейской субплиты в кайнозое // Теоретические и региональные проблемы геодинамики. М.: Наука, 1999а. (Тр. ГИН РАН; Вып. 515).
- Копп М.Л.* Новейшие деформации Скифской и юга Восточно-Европейской плит как результат давления Аравийской плиты // Геотектоника. 1999б. № 6.
- Копп М.Л., Аджамян Ж., Ильяс К., Факиани Ф., Хафез А.* Механизм формирования присдвигового грабена Эль Габ (Сирия) и проблема пропагации Левантинского трансформного разлома // Геотектоника. 1999а. № 5. С. 67–79.
- Копп М.Л., Егоров Е.Ю., Зарщиков А.А.* О происхождении Приволжско-Ергенинского уступа // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1999 б. № 4. С. 21–37.
- Копп М.Л., Леонов Ю.Г., Аджамян Ж.* Деформация запада Аравийской плиты как результат сдвига по Левантскому разлому // Геотектоника. 1994. № 3. С. 61–77.
- Копп М.Л., Тверитинова Т.Ю.* Кинематика Жигулевского новейшего разлома // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1999а. Т. 74, вып. 5. С. 18–29.
- Копп М.Л., Тверитинова Т.Ю.* О происхождении Доно-Медведицких дислокаций // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1999 б. Т. 74, вып. 6.
- Копп М.Л., Шерба И.Г.* Кавказский бассейн в палеогене // Геотектоника. 1998. № 2. С. 29–50.
- Короновский Н.В.* Аграхан-Тбилиско-Левантийская зона – важнейшая структура Кавказского региона // Докл. РАН. 1994. Т. 337, № 1. С. 75–79.
- Корчмагин В.А., Емец В.С.* Особенности развития тектонической структуры и поля напряжений Донбасса и Восточного Приазовья // Геотектоника. 1987. № 3. С. 49–54.
- Курдин Н.Н.* Пирсагат-Сальянская зона разрывов Юго-Восточного Кавказа: морфокинематический анализ // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1987. Т. 62, вып. 2. С. 31–39.
- Леонов М.Г.* Дикий флиш Альпийской области. М.: Наука, 1975. 139 с.
- Леонов Ю.Г.* Платформенная тектоника в свете представлений о тектонической расслоенности земной коры // Геотектоника. 1991. № 6. С. 3–21.
- Леонов Ю.Г.* Напряжения в литосфере и внутриплитная тектоника // Там же. 1995. № 6. С. 3–21.
- Лобов В.А., Кавеев И.Х.* О некоторых аспектах изучения надвиговых дислокаций в Волго-Уральской провинции // Тр. Татар. гос. н.-и. и проект. ин-та нефт. пром-сти. 1975. Вып. 30: Геология, разработка нефтяных месторождений, физика и гидродинамика пласта. С. 27–33.
- Лобов В.А., Кавеев И.Х., Ханин И.Л.* и др. О надвиговой природе Карлово-Сытовского поднятия Жигулевской дислокации // Геология нефти и газа. 1974. № 7. С. 33–36.
- Макаров В.И.* Региональные особенности новейшей геодинамики платформенных территорий в связи с оценкой их сейсмической активности // Недра Поволжья и Прикаспия. 1996. № 3: Спец. вып. С. 53–60.
- Машкович Х.А., Шорников Б.Я., Шебалдина М.Г.* О строении Елшанско-Сергиевского вала // Геология нефти и газа. 1970. С. 42–46.
- Милановский Е.В.* Очерк геологии Среднего и Нижнего Поволжья. М.: Гостоптехиздат, 1940. 276 с.
- Милановский Е.Е.* Рифтогенез в истории Земли: рифтогенез на древних платформах. М.: Недра, 1983. 280 с.
- Павлов А.П.* О новом выходе каменноугольного известняка в Саратовской губернии и о дислокациях правого побережья Волги // Бул. Soc. Natur. Moscou. 1896. Т. X, N 4. P. 81–85.
- Панов Д.Г.* О неотектонике Волго-Донских равнин // Геологическое строение и полезные ископаемые Волго-Донского региона. Ростов н/Д: Изд-во Рост. ун-та, 1965. С. 69–83.
- Пейве А.В.* Тектоника и магматизм // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1961. № 3. С. 36–55.
- Расцветаев Л.М.* Некоторые особенности позднеальпийской структуры орогенических областей юга

- СССР и тектонические напряжения новейшего времени // *Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек*. М.: Изд-во МГУ, 1973. Вып. 57. С. 57–108.
- Расцветаев Л.М.* Сдвиги и альпийская геодинамика Кавказского региона // *Геодинамика Кавказа*. М.: Наука, 1989. С. 106–112.
- Расцветаев Л.М., Бирман А.С., Курдин Н.Н.* и др. Парагенетический анализ альпийских дизъюнктивов Минераловодского района // *Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа*. М.: Наука, 1987. С. 96–106.
- Ребецкий Ю.Л.* Реконструкция тектонических напряжений и сейсмотектонических деформаций: методические основы, поле современных напряжений Юго-Восточной Азии и Океании // *Докл. РАН*. 1997. Т. 354, № 1. С. 101–104.
- Сборщиков И.М., Саваостин Л.А., Зоненшайн Л.П.* Структурная эволюция восточной части Альпийского пояса Евразии: (современная кинематика) // *Геотектоника*. 1981. № 6. С. 92–108.
- Сим Л.А.* Неотектонические поля напряжений Восточно-Европейской плиты и соседних структур: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1996. 41 с.
- Суворов А.И.* Закономерности строения и формирования глубинных разломов. М.: Наука, 1968. 316 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 179).
- Татаршвили Л.И., Сепашвили О.А., Годердзишвили Г.С.* Среднеэоценовые вулканы аджаро-триалетского типа на южном склоне Большого Кавказа // *Бюл. МОИП. Отд. геол.* 1986. Т. 61, вып. 4. С. 79–86.
- Трифонов В.Г., Трубихин В.М., Аджамян Ж.* и др. Левантская зона разломов на северо-западе Сирии // *Геотектоника*. 1991. № 2. С. 63–75.
- Хаш В.Е., Ломизе М.Г.* Геотектоника с основами геодинамики. М.: Изд-во МГУ, 1995. 480 с.
- Харченко В.М.* Инженерно-геологическое районирование семиаридных территорий (на примере Калмыкии): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1982. 24 с.
- Шарданов А.Н., Пекло В.П.* Тектоника и история формирования погребенных складок в зоне южного борта Западно-Кубанского прогиба и перспективы нефтегазоносности мезозоя // *Тр. Краснодар. фил. ВНИГНИ*. 1959. Вып. 1. С. 3–27.
- Шатский Н.С.* Бальклейский грабен и дислокации южного Поволжья // *Вестн. Моск. горн. акад.* 1922. Т. 1, № 1. С. 13–43.
- Шатский Н.С.* О глубоких дислокациях, охватывающих и платформы и складчатые области (Поволжье и Кавказ): Сравнительная тектоника древних платформ. Ст. 4 // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1948. № 5. С. 39–66.
- Шукин Ю.К.* Глубинная сейсмотектоника Северной Евразии // *Недра Поволжья и Прикаспия*. 1996. № 13: спец. вып. С. 6–10.
- Якушова А.Ф., Сягаев Н.А., Чистяков А.А.* Методика и некоторые результаты структурно-геоморфологических исследований в Восточном Предкавказье и Северо-Западном Прикаспии // *Структурно-геоморфологические исследования в Прикаспии*. Л., 1962. Вып. 7. С. 346–377.
- Ятченко Л.Д.* О возрасте диагональных разрывов Западного Копетдага // *Изв. АН ТССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук*. 1966. № 4. С. 127–128.
- Adamija Sh.A., Lordkipanidze M.B., Zakariadze G.S.* Evolution of an active continental margin as exemplified by the Alpine history of the Caucasus // *Tectonophysics*. 1977. Vol. 40. P. 183–199.
- Atlas Tethys. Palaeoenvironmental maps / Ed. J. Dercourt et al.*, 1993.
- Bartov Y., Steinitz G., Eyal M., Eyal Y.* Sinistral movement along the Gulf of Aqaba – its age and relation to the opening of the Red Sea // *Nature*. 1980. Vol. 285. P. 220–222.
- Bazhenov M.L.* Palaeomagnetism of Cretaceous and Palaeogene sedimentary rocks from the Kopet-Dagh and its tectonic implications // *Tectonophysics*. 1987. Vol. 136, N 3/4. P. 223–237.
- Berberian M.* An explanatory note on the first seismotectonic map of Iran: A seismotectonic review of the country // *Geol. Surv. Iran. Rep.* 1976. N 39. P. 7–141.
- Bergerat F.* Paleocontraintes et evolution Tectonique paleogene du Foss Rhenen // *C.r. Acad. sci.* 1983. Vol. 297, N 1. P. 77–80.
- Bergougnan H., Fourquin C.* Paleo-, tardi- and neotectonic mechanisms of the present North Anatolian fault zone in the light of the structural history of the Eurasian margin in the Pontic Ranges // *Proc. Intern. Symp. Multidiscipl. Appr. Earthquake Predict. Istanbul*, 1980. P. 23–42.
- Bina M.M., Bukor I., Prevot M.* et al. Paleomagnetism, petrology and geochronology of Tertiary magmatic and sedimentary units from Iran // *Tectonophysics*. 1986. Vol. 121. P. 303–329.
- Boccalletti M., Manetti P.* The main unconformities and tectonic events in the Pontides // *Boll. geofis. Teor. ed appl.* 1988. Vol. 30. P. 117–118.
- De Meis C., Gordon R.G., Argus D.F., Stein S.* Current plate motions // *Geophys. J. Intern.* 1990. Vol. 101. P. 425–478.
- Freund R., Garfunkel Z., Zak I.* et al. The shear along the Dead Sea rift // *Philos. Trans. Roy. Soc. London A*. 1970. Vol. 267. P. 107–130.
- Garfunkel Z.* Internal structure of the Dead Sea leaky transform (rift) in relation to plate kinematics // *Tectonophysics*. 1981. Vol. 80. P. 81–108.
- Girdler R.W.* The Dead Sea transform fault system // *Ibid.* 1990. Vol. 180, N 1. P. 1–13.
- Gordon R.G., Jurdi D.M.* Cenozoic global plate motions // *J. Geophys. Res.* 1988. Vol. 91, N B12. P. 12389–12406.

- сов (на примере восточной части альпийского пояса Евразии) // Геотектоника. 1979. № 2. С. 94–107.
- Копн М.Л.* Генетические связи глиняных диапиров, грязевых вулканов и структур горизонтально-го сжатия (на примере Алятской гряды Юго-Восточного Кавказа) // Там же. 1985. № 3. С. 62–74.
- Копн М.Л.* Кинематика Кавказа на орогенном этапе // Геодинамика Кавказа. М., 1989. С. 113–122.
- Копн М.Л.* Мегаструктуры горизонтального выжимания в Альпийско-Гималайском орогенном поясе: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1991а. 35 с.
- Копн М.Л.* Трансгрессивно-регрессивная цикличность и фазы олистостромообразования верхнего мел-палеогена флишевой зоны южного склона Восточного Кавказа. Ст. 2. Фазы олистостромообразования // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1991б. Т. 66, вып. 1. С. 13–23.
- Копн М.Л.* Поперечные перемещения в складчатых поясах и связанные с ними структурные рисунки // Геотектоника. 1994. № 4. С. 38–51.
- Копн М.Л.* Трансевразийский (Балтийско-Иранский) правый сдвиг в палеогене // Докл. РАН. 1996. Т. 349, № 6. С. 795–799.
- Копн М.Л.* Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизийном поясе. М.: Научный мир, 1997. 314 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 506).
- Копн М.Л.* Новейшая структура Скифской и юга Восточно-Европейской платформ как результат давления Аравийской плиты // Тектоника и геодинамика: Общие и региональные аспекты: Материалы совещ. М., 1998. Т. 1. С. 256–259.
- Копн М.Л.* Трансевразийский правый сдвиг вдоль линии Торнквиста и предполагаемая кинематика Восточно-Европейской субплиты в кайнозое // Теоретические и региональные проблемы геодинамики. М.: Наука, 1999а. (Тр. ГИН РАН; Вып. 515).
- Копн М.Л.* Новейшие деформации Скифской и юга Восточно-Европейской плит как результат давления Аравийской плиты // Геотектоника. 1999б. № 6.
- Копн М.Л., Аджамян Ж., Ильяс К., Факиани Ф., Хафез А.* Механизм формирования присдвигового грабена Эль Габ (Сирия) и проблема пропагации Левантинского трансформного разлома // Геотектоника. 1999а. № 5. С. 67–79.
- Копн М.Л., Егоров Е.Ю., Зарщиков А.А.* О происхождении Приволжско-Ергенинского уступа // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1999 б. № 4. С. 21–37.
- Копн М.Л., Леонов Ю.Г., Аджамян Ж.* Деформация запада Аравийской плиты как результат сдвига по Левантскому разлому // Геотектоника. 1994. № 3. С. 61–77.
- Копн М.Л., Тверитинова Т.Ю.* Кинематика Жигулевского новейшего разлома // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1999а. Т. 74, вып. 5. С. 18–29.
- Копн М.Л., Тверитинова Т.Ю.* О происхождении Доно-Медведицких дислокаций // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1999 б. Т. 74, вып. 6.
- Копн М.Л., Щерба И.Г.* Кавказский бассейн в палеогене // Геотектоника. 1998. № 2. С. 29–50.
- Короновский Н.В.* Аграхан-Тбилиско-Левантийская зона – важнейшая структура Кавказского региона // Докл. РАН. 1994. Т. 337, № 1. С. 75–79.
- Корчмагин В.А., Емец В.С.* Особенности развития тектонической структуры и поля напряжений Донбасса и Восточного Приазовья // Геотектоника. 1987. № 3. С. 49–54.
- Курдин Н.Н.* Пирсагат-Сальянская зона разрывов Юго-Восточного Кавказа: морфокинематический анализ // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1987. Т. 62, вып. 2. С. 31–39.
- Леонов М.Г.* Дикий флиш Альпийской области. М.: Наука, 1975. 139 с.
- Леонов Ю.Г.* Платформенная тектоника в свете представлений о тектонической расслоенности земной коры // Геотектоника. 1991. № 6. С. 3–21.
- Леонов Ю.Г.* Напряжения в литосфере и внутриплитная тектоника // Там же. 1995. № 6. С. 3–21.
- Лобов В.А., Кавеев И.Х.* О некоторых аспектах изучения надвиговых дислокаций в Волго-Уральской провинции // Тр. Татар. гос. н.-и. и проект. ин-та нефт. пром-сти. 1975. Вып. 30: Геология, разработка нефтяных месторождений, физика и гидродинамика пласта. С. 27–33.
- Лобов В.А., Кавеев И.Х., Ханин И.Л.* и др. О надвиговой природе Карлово-Сытовского поднятия Жигулевской дислокации // Геология нефти и газа. 1974. № 7. С. 33–36.
- Макаров В.И.* Региональные особенности новейшей геодинамики платформенных территорий в связи с оценкой их сейсмической активности // Недра Поволжья и Прикаспия. 1996. № 3: Спец. вып. С. 53–60.
- Машкович Х.А., Шорников Б.Я., Шебалдина М.Г.* О строении Елшанско-Сергиевского вала // Геология нефти и газа. 1970. С. 42–46.
- Милановский Е.В.* Очерк геологии Среднего и Нижнего Поволжья. М.: Гостоптехиздат, 1940. 276 с.
- Милановский Е.Е.* Рифтогенез в истории Земли: рифтогенез на древних платформах. М.: Недра, 1983. 280 с.
- Павлов А.П.* О новом выходе каменноугольного известняка в Саратовской губернии и о дислокациях правого побережья Волги // Bul. Soc. Natur. Moscou. 1896. Т. X, N 4. P. 81–85.
- Панов Д.Г.* О неотектонике Волго-Донских равнин // Геологическое строение и полезные ископаемые Волго-Донского региона. Ростов н/Д: Изд-во Рост. ун-та, 1965. С. 69–83.
- Пейве А.В.* Тектоника и магматизм // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1961. № 3. С. 36–55.
- Расцветаев Л.М.* Некоторые особенности позднеальпийской структуры орогенических областей юга

- СССР и тектонические напряжения новейшего времени // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. М.: Изд-во МГУ, 1973. Вып. 57. С. 57–108.
- Расцветаев Л.М. Сдвиги и альпийская геодинамика Кавказского региона // Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С. 106–112.
- Расцветаев Л.М., Бирман А.С., Курдин Н.Н. и др. Парагенетический анализ альпийских дизъюнктивов Минераловодского района // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 96–106.
- Ребецкий Ю.Л. Реконструкция тектонических напряжений и сейсмотектонических деформаций: методические основы, поле современных напряжений Юго-Восточной Азии и Океании // Докл. РАН. 1997. Т. 354, № 1. С. 101–104.
- Сборщиков И.М., Савостин Л.А., Зоненшайн Л.П. Структурная эволюция восточной части Альпийского пояса Евразии: (современная кинематика) // Геотектоника. 1981. № 6. С. 92–108.
- Сим Л.А. Неотектонические поля напряжений Восточно-Европейской плиты и соседних структур: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1996. 41 с.
- Суворов А.И. Закономерности строения и формирования глубинных разломов. М.: Наука, 1968. 316 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 179).
- Татаршвили Л.И., Сепашвили О.А., Годердзишвили Г.С. Среднеэоценовые вулканы аджаро-триалетского типа на южном склоне Большого Кавказа // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1986. Т. 61, вып. 4. С. 79–86.
- Трифонов В.Г., Трубихин В.М., Аджамян Ж. и др. Левантская зона разломов на северо-западе Сирии // Геотектоника. 1991. № 2. С. 63–75.
- Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: Изд-во МГУ, 1995. 480 с.
- Харченко В.М. Инженерно-геологическое районирование семинаридных территорий (на примере Калмыкии): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1982. 24 с.
- Шарданов А.Н., Пекло В.П. Тектоника и история формирования погребенных складок в зоне южного борта Западно-Кубанского прогиба и перспективы нефтегазоносности мезозоя // Тр. Краснодар. фил. ВНИГНИ. 1959. Вып. 1. С. 3–27.
- Шатский Н.С. Балыклейский грабен и дислокации южного Поволжья // Вестн. Моск. горн. акад. 1922. Т. 1, № 1. С. 13–43.
- Шатский Н.С. О глубоких дислокациях, охватывающих и платформы и складчатые области (Поволжье и Кавказ): Сравнительная тектоника древних платформ. Ст. 4 // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1948. № 5. С. 39–66.
- Шукин Ю.К. Глубинная сейсмотектоника Северной Евразии // Недра Поволжья и Прикаспия. 1996. № 13: спец. вып. С. 6–10.
- Якушова А.Ф., Сягаев Н.А., Чистяков А.А. Методика и некоторые результаты структурно-геоморфологических исследований в Восточном Предкавказье и Северо-Западном Прикаспии // Структурно-геоморфологические исследования в Прикаспии. Л., 1962. Вып. 7. С. 346–377.
- Ятченко Л.Д. О возрасте диагональных разрывов Западного Копетдага // Изв. АН ТССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук. 1966. № 4. С. 127–128.
- Adamija Sh.A., Lordkipanidze M.B., Zakariadze G.S. Evolution of an active continental margin as exemplified by the Alpine history of the Caucasus // Tectonophysics. 1977. Vol. 40. P. 183–199.
- Atlas Tethys. Palaeoenvironmental maps / Ed. J. Dercourt et al., 1993.
- Bartov Y., Steinitz G., Eyal M., Eyal Y. Sinistral movement along the Gulf of Aqaba – its age and relation to the opening of the Red Sea // Nature. 1980. Vol. 285. P. 220–222.
- Bazhenov M.L. Palaeomagnetism of Cretaceous and Palaeogene sedimentary rocks from the Kopet-Dagh and its tectonic implications // Tectonophysics. 1987. Vol. 136, N 3/4. P. 223–237.
- Berberian M. An explanatory note on the first seismotectonic map of Iran: A seismotectonic review of the country // Geol. Surv. Iran. Rep. 1976. N 39. P. 7–141.
- Bergerat F. Paleoconstraites et evolution Tectonique paleogene du Foss Rhenen // C.r. Acad. sci. 1983. Vol. 297, N 1. P. 77–80.
- Bergougnan H., Fourquin C. Paleo-, tardi- and neotectonic mechanisms of the present North Anatolian fault zone in the light of the structural history of the Eurasian margin in the Pontic Ranges // Proc. Intern. Symp. Multidiscipl. Appr. Earthquake Predict. Istanbul, 1980. P. 23–42.
- Bina M.M., Bukor I., Prevot M. et al. Paleomagnetism, petrology and geochronology of Tertiary magmatic and sedimentary units from Iran // Tectonophysics. 1986. Vol. 121. P. 303–329.
- Boccalletti M., Manetti P. The main unconformities and tectonic events in the Pontides // Boll. geofis. Teor. ed appl. 1988. Vol. 30. P. 117–118.
- De Meis C., Gordon R.G., Argus D.F., Stein S. Current plate motions // Geophys. J. Intern. 1990. Vol. 101. P. 425–478.
- Freund R., Garfunkel Z., Zak I. et al. The shear along the Dead Sea rift // Philos. Trans. Roy. Soc. London A. 1970. Vol. 267. P. 107–130.
- Garfunkel Z. Internal structure of the Dead Sea leaky transform (rift) in relation to plate kinematics // Tectonophysics. 1981. Vol. 80. P. 81–108.
- Girdler R.W. The Dead Sea transform fault system // Ibid. 1990. Vol. 180, N 1. P. 1–13.
- Gordon R.G., Jurdi D.M. Cenozoic global plate motions // J. Geophys. Res. 1988. Vol. 91, N B12. P. 12389–12406.

- Hempton M.K.* Constraints on Arabian plate motion and extensional history of the Red Sea // *Tectonics*. 1987. Vol. 6. P. 687–705.
- Hippolyte J.-C., Angelier J., Bergeret F.* et al. Tectonic-stratigraphic record of paleostress time changes in the Oligocene basins of the Provence, Southern France // *Tectonophysics*. 1993. Vol. 226. P. 15–35.
- Illies I.H.* Intraplate tectonics in stable Europe as related to plate tectonics in the Alpine system // *Geol. Rdsch*. 1975. Vol. 64. P. 677–699.
- Jackson J.A., McKenzie D.* Active tectonics of Alpine-Himalayan belt between western Turkey and Pakistan // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1984. Vol. 77. P. 185–264.
- Kopp M.L., Ioffe A.A., Zarschikov A.A.* Intraplate deformation of the Scythian and southern East European platforms as a result of pressure from the Arabian plate // *Peri-Tethys Programme: III Moscow workshop: Abstracts*. Moscow, 1997. P. 19–20.
- Krenkel E. von.* Syrabien // *Ztschr. Dt. Geol. Ges.* 1941. Bd. 93, N 7/8. S. 357–376.
- Letouzey J., Tremolieres P.* Paleo-stress field around the Mediterranean since the Mesozoic from microtectonics. Comparison with plate tectonic data // *Rock Mechanics*. 1980. Suppl. 9. P. 173–192.
- Mohajer-Ashjai A., Behzadi H., Berberian M.* Reflections on the rigidity of the Lut block and recent crustal deformation in Eastern Iran // *Tectonophysics*. 1975. Vol. 25, N 3/4. P. 281–301.
- Nikishin A.M., Brunet M.-F., Cloetingh S., Ershov A.V.* Northern Peri-Tethyan Cenozoic intraplate deformation: Influence of the Tethyan collisional belt on the Eurasian continent from Paris to Tien-Shan // *C.r. Acad. sci. Ser. IIa*. 1996. T. 329. P. 49–57.
- Nowroosi A.A.* Focal mechanism of earthquakes in Persia, Turkey, West Pakistan and Afghanistan and plate tectonics of the Middle East Asia // *Bull. Seismol. Soc. Amer.* 1972. Vol. 62, N 3. P. 215–237.
- Quennell A.M.* The Western Arabia rift system. The geological evolution of the East Mediterranean // *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* 1984. N 17. P. 775–788.
- Rebetsky Yu.L., Mikhailova A.V., Rassanova G.V., Fursova E.V.* II. Stress-monitoring: The modern field of regional stresses in South East Asia and Oceania: Principles of quasiplastic deforming of fractured media // *J. Earthquake Prediction Res.* 1997. Vol. 6. P. 11–36.
- Ricou L.-R., Siddans A.* Collision tectonics in the Western Alps // *Collis. Tecton.* 1986. P. 229–244.
- Ron H.R., Freund R., Eyal I.* Block rotation by strike-slip faulting: Structural and paleomagnetic evidence // *J. Geophys. Res.* 1984. Vol. 89, N B7. P. 6256–6270.
- Rosendahl B.R.* Architecture of continental rifts with special reference to east Africa // *Annu. Rev. Earth and Planet. Sci.* 1987. Vol. 15. P. 445–503.
- Rotstein Y.* Counterclockwise rotation of the Anatolian block // *Tectonophysics*. 1984. Vol. 103, N 1/2. P. 71–91.
- Seismotectonic map of the Middle East, scale 1:5000000 / Comp. by A. Haghypour.* 1984.
- Sengör A.M.C., Burke K., Dewey J.* Tectonics of the North Anatolian transform fault // *Multidisciplinary approach to earthquake prediction*. Braunschweig; Wiesbaden, 1982. P. 3022–3043.
- Sengör A.M.C., Yilmaz V.* Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach // *Tectonophysics*. 1981. Vol. 75. P. 181–241.
- Sobornov K.* Structural evolution of the Karpinskiy swell, Russia // *C.r. Acad. sci. Ser. II*. 1995. T. 321. P. 161–169.
- Tapponnier P.* Evolution tectonique du système Alpien Méditerranée: Poinçonnement et écrasement rigide-plastique // *Bull. Soc. géol. France*. 1977. Vol. 19. P. 437–460.
- Tapponnier P., Molnar P.* Slip-line field theory and large-scale continental tectonics // *Nature*. 1976. Vol. 264, N 5584. P. 319–324.
- Tirrul R., Bell I.R., Griffiths R.J., Camp V.E.* The Sistan suture zone of Eastern Iran // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1983. Vol. 94. P. 134–150.
- Wellman U.M.* Active wrench faults of Iran, Afghanistan and Pakistan // *Geol. Rdsch*. 1966. Vol. 55, N 3. P. 716–735.
- Ziegler P.A.* Late Cretaceous and Cenozoic intraplate compressional deformations in the Alpine foreland – a geodynamic model // *Tectonophysics*. 1987. Vol. 137. P. 389–420.

ОФИОЛИТЫ 30 ЛЕТ СПУСТЯ

А.Л. Книппер

Геологический институт РАН

ВВЕДЕНИЕ

В 1969 г., т.е. 30 лет тому назад, в журнале “Геотектоника” за № 4 была опубликована статья А.В. Пейве “Океаническая кора геологического прошлого”. Эта работа серьезнейшим образом повлияла на умы советских геологов и способствовала становлению мобилистических воззрений в нашей стране. Суть статьи весьма проста и заключается в том, что офиолитовые комплексы пород внутри- и окраинно-континентальных складчатых областей имеют поразительное сходство с породами дна современных океанов и, следовательно, представляют собой реликты литосферы обширных океанических бассейнов, в прошлом разделявших палеоконтиненты. Исчезновение палеоокеанических бассейнов связывалось в этой работе с гигантскими перемещениями сиалических масс, которые выдавили “начинку” палеоокеанов на края континентальных глыб.

Работа А.В. Пейве продолжала и развивала представления ряда ученых, которые были высказаны в начале и середине 60-х годов [Gass, 1963; Dietz, 1963; Hess, 1965].

Эти идеи были подхвачены сотрудниками Геологического института АН СССР, и в начале 70-х годов ими были исследованы и перекартированы практически все “офиолитосодержащие” складчатые зоны Советского Союза: Большой и Малый Кавказ, Урал, Средняя Азия и Памир, Казахстан, Алтай, Саяны, Сахалин и Северо-Восток СССР. Подробно были изучены территории Монголии, Кубы и Сирии, а также проведен ряд научно-исследовательских рейсов в акваториях современных океанов.

Серьезный вклад в формирование плейттектонической концепции и в изучение пород офиолитовой ассоциации внесли ученые ИОАН, где, начиная с середины 70-х годов, директор этого института А.С. Мониин всячески способствовал становлению мобилистских построений. Весьма важную роль в изучении пород офиолитового комплекса внутриконтинентальных складчатых областей и твердых пород океанского дна сыграла также и группа Л.В. Дмитриева из ГЕОХИ.

Эти и другие работы во многом способствовали становлению мобилистических воззрений в нашей стране. Не надо думать, что перестройка мировоззрения в умах наших геологов проходила гладко. В 50–60 гг. в геологической науке СССР безраздельно господствовали представления Г. Штилле [1964], который считал, что все породы офиолитовой ассоциации представляют собой продукт инициального эвгеосинклинального магматизма. Эти взгляды у нас были активно поддержаны В.В. Белоусовым и были усвоены поколением советских геологов, окончивших ВУЗы в середине нашего века.

Тысячи советских геологов, воспитанных в ВУЗах на учебниках В.В. Белоусова в рамках геосинклинальных стабилистских построений, многие из которых занимали к тому времени высокие административные должности, неоднозначно восприняли новые идеи и не собирались без боя сдавать своих позиций¹.

Как я уже говорил, в статье 1969 г. А.В. Пейве затронул весьма широкий круг теоретических проблем тектонической науки, связанных с переосмысливанием происхождения пород офиолитовой ассоциации и их первичного положения в структуре земной коры.

С момента опубликования этой работы прошло уже много времени. Волна ис-

¹ Этот период описан А.С. Мониным в книге, посвященной памяти Л.П. Зоненшайна (1995 г.).

следований, охвативших породы офиолитовой ассоциации и дна современных океанов, исследований продолжающихся и поныне, внесла, естественно, много нового в геологию офиолитов, и сейчас некоторые представления А.В. Пейве нуждаются в корректировке. В 70-х – начале 80-х годов А.В. Пейве неоднократно возвращался к офиолитовой тематике и под влиянием нового фактического материала внес существенные изменения и дополнения в свои воззрения 1969 г. Здесь мы не будем касаться эволюции взглядов А.В. Пейве на этот предмет и лишь сравним его первоначальные представления с современными.

Настоящая статья не ставит своей целью внести что-то новое в геологию офиолитов. В ней автор в краткой форме обобщает некоторые результаты исследований по этой проблеме и ставит ряд вопросов, которые, по его мнению, вплоть до настоящего времени не находят своего логического объяснения.

Офиолитовой тематике посвящено огромное количество работ и, конечно, в краткой статье нет возможности сослаться хотя бы на их часть. Труды многочисленных симпозиумов (например [Ophiolites, 1980; Ophiolites..., 1990; Ophiolite..., 1991]), а также публикации в специализированном журнале “Ophioliti” дают полную возможность оценить состояние геологической изученности пород офиолитового комплекса и год за годом проследить эволюцию взглядов на их строение, возраст и геодинамическую обстановку формирования. Следует отметить, что главные направления этих исследований были намечены еще в 1977 г. в прекрасной книге американского геолога Р. Колмана “Офиолиты. Древняя океаническая литосфера?”, изданной на русском языке в 1979 г. под названием “Офиолиты”. Эта работа не потеряла своего значения и в настоящее время.

Ниже мы затронем три вопроса, касающихся строения и происхождения пород офиолитового комплекса: 1) строение его разреза и возраст пород; 2) геодинамическая обстановка формирования пород этой серии; 3) сопоставление пород офиолитового комплекса внутри- и окраинно-континентальных складчатых областей с литосферой современных океанов.

ВОЗРАСТ ПОРОД ОФИОЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА

По мнению А.В. Пейве [1969], разрез офиолитовой ассоциации состоит из двух резко разновозрастных частей. Верхняя часть сложена вулканической и осадочной сериями и ее возраст датируется в складчатых сооружениях фаунистическими остатками. Нижняя часть представлена докембрийскими ультраосновными породами, габбро, габбро-амфиболитами и, иногда, метаморфизованными вулканитами. Эта часть разреза является фундаментом для вулканическо-осадочной серии, которая представляет собой как бы чехол. Никакой генетической связи между этими частями разреза не существует и “из знаменитой офиолитовой триады Г. Штейнмана... выпадает главная ее часть – гипербазиты и габброиды, которые здесь являются гораздо более древними. Члены этой триады встречаются обычно вместе только потому, что они связаны между собой пространственно и тектонически, т.е. находятся в едином разрезе и общих структурах” (С. 10).

Ультрабазиты, по мнению А.В. Пейве [1969], представляют собой отторженцы верхней мантии, происхождение которой неизвестно и, “если признать первичномагматическое происхождение альпийских гипербазитов, то нужно считать, что их магматическое становление произошло в глубоком докембрии (С. 10). И еще, “источником ошибок в определении возраста гипербазитов является смешение времени формирования гипербазитов и габброидов как горных пород со временем их тектонического становления в верхних структурных этажах” (С. 9).

Мантийная природа альпинотипных ультрабазитов в настоящее время принимается большинством геологов, изучающих эти породы. Такая точка зрения в первую очередь связана с широким распространением внутри этих пород различных высокотемпературных деформационных и деформационно-метаморфических

структур (полосчатость, уплощенность), будинажа, складок и зон вязкого скалывания. Именно в связи с этим обстоятельством и появились термины – “тектонизированные гарцбургиты”, “ультраосновные тектониты”, “метаморфические перидотиты”, детальное описание которых содержится в работах Э. Джексона, Т. Тейера, А. Николя, Ф. Будье и Г.Н. Савельевой. Работы этих исследователей показали, что метаморфизм пород сопровождался течением вещества в твердопластичном состоянии и происходил в условиях высоких температур и умеренных давлений (1100–900°C, 5–7 кбар). Это пластическое течение происходило одновременно с выплавлением из мантийного вещества (лерцолита?) базальтовой составляющей, которая мигрировала в верхние части литосферы, где она кристаллизовалась и формировала остальные члены офиолитового разреза. Такая точка зрения подразумевает, что дунит-перидотитовые комплексы офиолитовой ассоциации представляют собой сухой остаток (рестит) и на этапе формирования того или иного офиолитового разреза не являлись магматическим расплавом. Степень деплетированности устанавливается по присутствию или отсутствию клинопироксена и по химическому составу минералов, т.е.: лерцолиты представляют собой наименее истощенную базальтовой выплавкой породу, а дунит – деплетирован максимально. Гарцбургиты в этом ряду занимают промежуточное положение.

Из всего этого вытекает, что несмотря на мантийную природу тектонит-перидотитов, они тесно генетически связаны с остальными членами офиолитовой ассоциации, и время преобразования первичной верхнемантийной породы (выплавление базальта) близко ко времени формирования остальных членов конкретной офиолитовой ассоциации, и в общем случае в каледонских складчатых областях оно может быть кембрийским или ордовикским, в варисских – среднепалеозойским, а в альпийских – мезозойским.

Таким образом, магмообразование и деплетирование представляют собой две стороны одного и того же процесса, и ультраосновные породы офиолитовой ассоциации в том виде, в котором мы их видим сейчас внутри складчатых областей и в литосфере океанического типа, возникли в тот или иной вполне конкретный отрезок геологического времени, определяемый, с одной стороны, возрастом магматических образований офиолитовой серии, а с другой – модельным возрастом клинопироксенов мантийных перидотитов, определяемых Sm/Nd методом.

Однако периоды деплетирования мантийного субстрата могут протекать неоднократно, как это, например, происходит в начальные стадии рифтогенеза при расколе континентов в процессе мантийного диапиризма. В Лигурийско-Пьемонтском океане этапы деплетирования с выплавлением базальтовой магмы, кристаллизовавшейся в виде габбро, повторялись, по крайней мере, три раза: в ранней перми, триасе и в ранней юре. Накладывающийся на рифтогенную обстановку процесс спрединга может привести к дополнительному истощению мантийного субстрата.

Повторное деплетирование предполагается геохимиками и для энсиматических островных дуг Запада Тихого океана, где перидотиты истощены сильнее ультраосновных пород срединно-океанического хребта. Нарисованная картина будет справедлива лишь при условии, что деплетируется один и тот же объем мантийного вещества, что весьма вероятно в первом примере и менее вероятно во втором. В последнем случае можно предполагать, что в верхней части океанической литосферы появляются новые, уже истощенные мантийные массы, деплетирование которых происходило в другое время и в другой геодинамической обстановке (обстановках?).

Этот вопрос в четкой форме был сформулирован Р. Колманом [1979]. Дело в том, что данные “о рассеянных элементах и изотопах не позволяют принять в качестве источника магмы кумулятов и эффузивов офиолитов расположенные в основании офиолитового разреза метаморфизованные перидотиты” и они могут “представлять собой такой же остаток мантийного вещества, связанный со значительно более ранними событиями плавления в мантии”, и “для объяснения устано-

вленных изотопных отношений стронция необходимо допустить, что это событие имело место в период ранней истории мантии, во всяком случае 1 млрд лет тому назад” (С. 110–111).

ТИПЫ ОФИОЛИТОВЫХ РАЗРЕЗОВ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

Изучение офиолитовых разрезов земного шара показало, что их строение в разных складчатых поясах и даже внутри одного из них неодинаково. Как предполагал А.В. Пейве, наблюдаемое разнообразие является вторичным и связано с более поздними тектоническими причинами, которые привели к кажущемуся исчезновению из офиолитового разреза того или иного его члена. Эта точка зрения основана на реальных полевых наблюдениях, которые говорят о том, что породы офиолитового комплекса часто подвергнуты очень сильной тектонической переработке, в результате которой формируется “разрозненный” (dismembered) офиолитовый комплекс и/или серпентинитовый меланж.

Однако исследования последних тридцати лет показали, что существуют и изначально различные типы офиолитовых комплексов, в которых та или иная часть разреза первично отсутствует или имеется в сильно редуцированном виде [Книппер и др., 1990].

Эта типизация офиолитовых разрезов необходима для восстановления геодинамических обстановок геологического прошлого, в которых была сформирована та или иная офиолитовая серия.

Одна из первых попыток такого рода была предпринята еще в 1972 г. [Nicolas, Jackson, 1972]. Авторы этой работы выделили лерцолитовый и гарцбургитовый тип офиолитового комплекса, для которых характерны разное строение и полнота разреза. В дальнейшем, используя разные принципы, было создано несколько классификаций офиолитовых серий (например, [Книппер et al., 1986]).

Наиболее близким к представлениям А.В. Пейве является разрез офиолитов Лигурии и Западных Альп (лерцолитовый тип), где вулканическая часть комплекса, представленная толеитовыми базальтами, отделена от лерцолитов и габбро горизонтом специфических брекчий, известных в литературе под названием офикальцитов.

Разрез габброидов редуцирован и представлен небольшими по объему массивами кумулятов, феррогаббро, ферродиоритов и плагиогранитов, внедрение которых разделено во времени (ранняя пермь, поздний триас, ранняя юра). Комплекс “дайка в дайке” отсутствует, и здесь известны лишь отдельные тела диабазовых даек и их редкие рои.

Лерцолиты и габбро были выведены в верхние горизонты земной коры в процессе рифтогенеза при расколе Гондваны в позднем палеозое–раннем мезозое. Подъем мантийного диапира сопровождался неоднократным выплавлением габбро, последняя порция которых была сформирована в ранней юре. Растяжение, сопровождавшее подъем мантийного диапира, привело к разрыву континентальной коры и выведению в средней юре лерцолитов и габбро (нижняя часть офиолитовой ассоциации) на дно морского бассейна. Продолжающееся растяжение порождает процесс спрединга, во время которого в поздней юре, уже в пределах литосферы океанического типа, формируются рои даек и толща толеитовых базальтов (верхняя часть офиолитовой ассоциации) [Книппер, Шараськин, 1998].

Таким образом, офиолитовый комплекс Лигурид и Западных Альп был создан в двух геодинамических обстановках сначала внутриконтинентального рифтинга, а затем, после разрыва континентальной коры, и спрединга [Книппер, Шараськин, 1998].

Офиолиты Омана, как впрочем и другие офиолитовые массивы Периирабской офиолитовой дуги, а также Вуриноса, принадлежащие уже к гарцбургитовому ти-

пу, существенно отличны от офиолитовой ассоциации Лигурии. Разрез Омана характеризуется наиболее полным и непрерывным разрезом, который был сформирован в два этапа за относительно короткий промежуток времени (альб–сеноман) [Nicolais, 1989].

В основании разреза располагаются мантийные тектонит-гарцбургиты, видимая мощность которых в Омани достигает 9 км. Гарцбургиты сменяются мощной габброидной серией, нижняя часть которой представлена кумулятами (сначала ультраосновными, а затем основными), средняя – магматически расслоенным габбро, а верхняя – так называемым изотропным габбро и диоритами (роговообманковыми). Прекрасно представлен диабазовый комплекс “дайка в дайке”, содержащий небольшие тела плагиогранитов. Выше располагается вулканическая серия, нижняя часть которой тесно связана с дайковым комплексом и представлена преимущественно толеитами (вулканиты V_1), а породы верхней (вулканиты V_2) располагаются со структурным несогласием и обладают существенно иной (островодужной) петролого-геохимической характеристикой.

Считается, что подавляющая часть магматического комплекса (включая вулканиты V_1), отдельные члены которой связаны взаимными переходами, возникла в результате дифференциации и кристаллизации базальтовой магмы в пределах единой открытой магматической камеры, была сформирована в условиях растяжения в быстроспрединговом хребте, располагавшимся над зоной субдукции. Вулканиты V_2 представляют собой образования энсиматических островных дуг, возникших в условиях сжатия после периода внутриокеанических деформаций.

Таким образом, и офиолиты Омана (так же, как и другие массивы Перирабской офиолитовой дуги) были сформированы в двух палеогеодинамических обстановках.

Однако не все офиолитовые комплексы гарцбургитового типа имеют подобное строение. Так, например, на Полярном Урале [Савельева, 1987] габбровые серии обладают более сложным строением. Для них характерно многостадийное внедрение пироксенитов и габброидов: вебстеритов в полосчатую серию и габбро-нориты, изотропного оливнинового габбро в полосчатые габбро-нориты и верлиты, переслаивающиеся с пироксенитами, пегматоидного роговообманкового габбро в породы полосчатой серии и габбро-нориты. Такие взаимоотношения, по всей видимости, говорят об отсутствии единой магматической камеры и возникновении в процессе формирования офиолитовой серии множества относительно небольших очагов.

Еще более сложным строением обладают офиолиты Малого Кавказа [Книппер и др., 1990]. Последовательность разреза его пород и их состав отражают длительный период формирования офиолитового комплекса (поздний триас–ранний мел), многочисленные перерывы в истории его образования и разнообразие магматических серий. Офиолиты Малого Кавказа были сформированы в 5 этапов.

Породы и последовательность разреза первого этапа близки к Лигурийскому. В это время в верхнем триасе ультраосновные тектониты (лерцолиты и гарцбургиты) прорываются массивами габброидов. Однако габброидные серии здесь достаточно полны, что делает их похожими на соответствующие породы Омана. Как тектонит-перидотиты, так и габброиды кроются своеобразными тектоно-осадочными брекчиями лигурийского типа. Эти брекчии состоят из обломков ультраосновных пород, габбро, диабазов, дацитов и метаморфических пород сиалического облика. Брекчии содержат горизонты щелочных базальтов. Формирование этих брекчий, как и в Лигурии, происходит в условиях рифтогенеза (первый этап) и сопровождается внедрением роев диабазовых даек, ранняя часть которых попадает в брекчии, а другая, более поздняя, их рвет и дает начало среднеюрским толеитовым базальтам, говорящим о последующем спрединге (второй этап).

Во время третьего этапа (средняя юра) наступает период внутриокеанических деформаций, сопровождаемый созданием энсиматических островных дуг и

внедрением крупных массивов диоритов и кварцевых диоритов бонинитового состава.

В четвертый этап, в обстановке подводных гор, формируются вулканические серии щелочно-базальтового состава.

Пятый этап образования офиолитовой серии Малого Кавказа начинается периодом внутриокеанических деформаций (ранний альб) и последующими излияниями, в обстановке энсиматических островных дуг, дифференцированной трахитовой серии (базальт-андезит-риолит).

Выделенные в настоящем разделе типы офиолитовых разрезов, конечно, не исчерпывают их разнообразия, и в дальнейшем их изучение приведет к выделению новых типов или подтипов.

Как было показано выше, разрезы офиолитовых серий существенно отличаются друг от друга, и следует предполагать, что эти различия зависят от геодинамической обстановки их формирования. Сразу следует сказать, что каждый из описанных офиолитовых комплексов был сформирован в нескольких геодинамических обстановках, следы которых запечатлены в строении и составе пород офиолитовой ассоциации. В связи с этим вопрос о том, в какой геодинамической обстановке был сформирован тот или иной офиолитовый разрез, в большинстве случаев неправомерен. Поэтому, когда мы говорим о геодинамической обстановке формирования конкретного офиолитового комплекса, следует ясно представлять о какой части его разреза идет речь.

Здесь мы подходим к обсуждению вопроса, имеющего принципиальное значение при реконструкции строения и эволюции палеоокеанов: если часть офиолитового комплекса возникает в спрединговых зонах, то где эти зоны располагались? Был ли это спрединг центрального типа, приуроченный к срединно-океаническим хребтам, или же офиолиты внутриконтинентальных и окраинно-континентальных складчатых зон были сформированы в спрединговых хребтах окраинно-морского типа?

Как мы помним, А.В. Пейве, впрочем так же, как и многие исследователи конца 60-х – начала 70-х годов, предполагал, что все офиолитовые разрезы возникли в пределах древних срединно-океанических хребтов.

Однако дальнейшие исследования, проведенные, главным образом, петрологами и геохимиками, показали, что состав вулканической части разреза офиолитов по целому ряду вещественных критериев отличается от состава толеитовых базальтов СОХ. На большом фактическом материале было показано, что толеитовые базальты подавляющего большинства позднепротерозойских и фанерозойских офиолитовых серий, разрез магматической части которых наиболее полон, вне зависимости от их возраста, больше всего похожи на базальты окраинных морей и островных дуг и возникли в областях спрединга, располагавшихся над зонами субдукции.

Кроме того, обдукция пород океанической литосферы (т.е. превращение их в офиолиты), которая часто протекает периодически на фоне перманентно существующего океанического бассейна (например, западная и восточная окраины Тихого океана), и кратковременность периода между формированием пород литосферы океанического типа и обдукцией, также, скорее всего, говорят о близости спрединговых центров к краям континента.

Все вышесказанное относится, главным образом, к офиолитам Западной и Восточной окраин Тихого океана, Уралу, Япетусу, восточной части Тетиса и ряду других внутриконтинентальных складчатых зон, а именно тех областей, где присутствуют достаточно полные офиолитовые разрезы, обязательно содержащие комплексы “дайка в дайке”, т.е. к разрезам оманского типа. Однако это возможное правило никак не относится к офиолитам Западного Тетиса, возникших в Лигурийско-Пьемонтском океане, базальты которого по своим петрологическим и геохимическим характеристикам весьма близки к базальтам СОХ. Конечная стадия форми-

рования этой океанической литосферы происходила в условиях центрального спрединга при раздвигании Европейской плиты и Адрии. Никаких краевых бассейнов и, соответственно, вулканических дуг, отделявших эти впадины от более мористых частей океана, здесь неизвестно.

К этой же категории офиолитов, возникшей в обстановке, никак не связанной с окраинно-морской ситуацией, относятся и офиолиты о-ва Масира у восточного побережья Омана. Недавние исследования группы швейцарских геологов [Peters et al., 1995] показали, что океаническая литосфера, давшая начало этим офиолитам, возникла в обстановке спредингового хребта в поздней юре во время распада восточной окраины Африканского континента и отделения от нее Индии. Базальты и дайковые серии офиолитов по своему вещественному составу тождественны соответствующим породам СОХ. Верхняя часть аллохтонных пластин о-ва Масира складывается, главным образом, осадочными породами (аналоги слоя "Г" современных океанов), в которых запечатлена история (от конца поздней юры и до начала маастрихта) отодвигания океанической плиты от зоны спрединга и приближения ее к краю континента.

Из всего сказанного выше вытекают два вывода:

1. Разные зоны океанической литосферы, давшие начало офиолитам, возникали в разных геодинамических обстановках, причем даже каждый отдельно взятый офиолитовый разрез формируется в большинстве случаев как минимум в двух обстановках, последовательно накладывающихся друг на друга.

2. Если следовать представлениям о строении и истории формирования современной океанической литосферы, то геодинамические обстановки, в которых был сформирован тот или иной офиолитовый разрез, могут быть разделены на три группы:

а) рифтинг, за которым следует этап спрединга. Этот процесс деструкции может быть как внутриконтинентальным (Лигурийско-Пьемонтская часть Тетиса, система Красное море–Аденский залив и бассейны с океанической литосферой, возникающие при распаде Гондваны), так и окраинно-континентальным (нижние офиолитовые покровы Албании, Анталы, Кипра, нижняя часть офиолитового разреза Малого Кавказа);

б) обстановка спрединга, на которую накладывается обстановка энсиматической островной дуги. Спрединговая часть разреза по аналогии с современными океанами может быть сформирована как в условиях быстрого спрединга (Периарабская офиолитовая дуга Тетиса, Япетус, некоторые разрезы Урало-Монгольского пояса и обрамления Тихого океана), так и в ситуации медленного спрединга (Средний Урал, Саяны, некоторые офиолитовые разрезы Турции и западной части США). Эта обстановка в большинстве случаев отвечает спредингу над зоной субдукции, хотя имеются и разрезы, возникшие в пределах СОХ (о-в Масира);

в) дрейф океанической плиты, во время которого происходит последовательная смена геодинамических обстановок (Малый Кавказ, южное обрамление Понтида).

Подводя итоги всему сказанному выше, можно констатировать, что уже 30 лет история формирования литосферы океанического типа, восстанавливаемая по офиолитовым аллохтонам внутриконтинентальных и окраинно-континентальных складчатых областей, полностью основана на их сравнении с литосферой современных океанов, краевых морей, островных дуг и рифтовых зон.

Отсюда следует вывод необычайной теоретической важности: в развитии океанической литосферы, по крайней мере, с конца верхнего протерозоя и поныне какие-либо признаки эволюции в строении и истории формирования океанических бассейнов и их обрамления отсутствуют. Это же относится и к внутриконтинентальным и окраинно-континентальным рифтам, формирование которых сопровождалось разрывом континентальной коры.

Это обстоятельство уже давно было отмечено Р. Колманом [1979]. "Если сов-

ременная океаническая литосфера соответствует древней океанической литосфере (офиолиты), то сопоставление их петрологических, геологических и физических характеристик должно установить их значительное сходство. Наиболее слабое место в только что изложенном соображении заключается в допущении полной аналогии процессов новообразования океанической коры в настоящее время и в прошлом" (С. 18).

Суть проблемы заключается в корректности сопоставления офиолитовых комплексов с моделью строения твердого дна современных океанов.

Ниже мы попробуем сформулировать возникающие при этом сопоставлении вопросы, ответы на многие из которых основаны не на фактическом материале, а на дедукции.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Вплоть до настоящего времени внутреннее строение современных океанов изучено еще недостаточно, что связано в первую очередь с малочисленностью точек наблюдения пород твердого дна океанических впадин, занимающих 2/3 площади нашей планеты.

Каждое новое драгирование, спуск обитаемого аппарата или скважина глубоководного бурения приносит новые и иногда весьма неожиданные результаты, что заставляет вносить коррективы в уже устоявшиеся представления.

Следующее обстоятельство заключается в неравномерной изученности литосферы современных океанов, модель строения которой основана главным образом на исследовании пород Срединно-Атлантического хребта. Их сходство с породами офиолитового комплекса собственно и дало толчок в интерпретации палеогеодинамической обстановки формирования офиолитов. Однако в дальнейшем модель строения разреза офиолитовой ассоциации складчатых зон континентов была перенесена в океаны. При этом обратном логическом ходе возникло представление о том, что в быстроспрединговых хребтах должен наблюдаться разрез оманского типа, а медленноспрединговых – уральского. Однако не следует забывать, что строение ВТП изучено еще недостаточно, а данные САХ (например, [Karson, 1990]) показывают, что структура океанской литосферы уже на стадии ее формирования весьма сложна и полнота ее разреза, а также сочетания пород внутри нее, изменчивы как по простиранию, так и вкрест рифтовой долины. Из этого, конечно, может последовать вывод, что история формирования спрединговых зон, возникающих над зонами субдукции, к которым, как считают большинство геологов, относятся офиолитовые разрезы оманского и уральского типов, существенно отличается от таковых СОХ.

Следует также отметить, что строение краевых морей, обрамляющих Тихий океан с запада, изучено недостаточно. Это связано в первую очередь с большими мощностями осадочного слоя в большинстве из этих бассейнов, что не всегда позволяет подкреплять модели строения их твердого дна геологическими фактами.

Кроме того, возникает вопрос: можно ли переносить в краевые моря геодинамические обстановки, устанавливаемые для открытых частей океанов (ситуации спрединга, трансформных разломов, энсиматических островных дуг, внутриплитных горячих точек), т.е. те обстановки, которые пытаются восстановить (и восстанавливают) внутри офиолитовых разрезов.

Информация, которую мы получаем при изучении многих офиолитовых разрезов, показывает, что офиолитовые аллохтоны в подавляющем большинстве случаев занимают верхнее структурное положение внутри покровно-складчатой структуры складчатых зон и практически никогда не кроются по покровами, состав и разрез пород которых мог бы быть интерпретирован как островодужный (энсиматический или энсиалический). Это может говорить о том, что обдукции подверглась периферическая часть краевого бассейна и что этот процесс в подавляющем большинстве случаев не сопровождался закрытием окраинного моря.

Количество вопросов, связанных с сопоставлением геодинамических обстановок современных областей с литосферой океанического типа и предполагаемых в офиолитовых разрезах, можно было бы продолжить. Однако суть вопроса лежит в другом и была очень четко сформулирована Р. Колманом [1979]. Если предполагать, что в течение по крайней мере всего фанерозоя океаны и континенты существовали перманентно и лишь меняли свои очертания от относительно узких и сопоставимых по ширине с современной Атлантикой океанов к обширным океаническим пространствам типа Панталассы, то “при сопоставлении офиолитов, тектонически вдвинутых в окраины континентов в течение фанерозоя, с общим объемом океанической коры, сформировавшейся в тот же период, выясняется, что лишь не более 0,001% коры избежало субдукции! Представляется маловероятным, чтобы эти незначительные осколки океанической литосферы открыли нам все секреты эволюции океанической коры” [Колман, 1979. С. 26].

Подводя итоги сказанному выше, можно говорить о том, что вне всякого сомнения офиолитовые аллохтоны внутри- и окраинно-континентальных складчатых областей представляют собой реликты палеоокеанической литосферы. Однако конкретная палеогеодинамическая обстановка формирования того или иного офиолитового разреза может быть спорной. Поэтому в настоящее время ставить вопрос об эволюции палеогеодинамических обстановок или же об отсутствии ее еще преждевременно. Нужно знать, что с чем сравнивать. В связи с этим я хочу напомнить читателю, что начальная стадия формирования пород офиолитовой серии всегда связана с растяжением, а конечная в разрезах Омана, Урала и Малого Кавказа – со сжатием.

Вне всякого сомнения временной эволюционный тренд рифтинг–спрединг существует, и он ясно проявлен как в офиолитах (Лигурия, Малый Кавказ и др.), так и в современной океанической литосфере (Иберийская окраина Атлантики, система Красное море–Аденский залив–Аравийско-Индийский хребет). Что же дальше?

Можно предполагать, что в будущем, когда в результате изменения направления движения плит режим растяжения в Атлантическом океане сменится режимом сжатия (как это было в Япетусе, Тетисе и других палеоокеанах), то по краям этого океана возникнут и зоны субдукции, и островные дуги, и краевые моря, т.е. типы структур, характерные для Тихого океана. В этом случае современная литосфера Атлантического океана окажется поглощена в краевых зонах субдукции, а офиолитовые аллохтоны будут сложены породами краевых морей и энсиматических островных дуг.

Поэтому, как нам представляется, вряд ли можно говорить об особом Тихоокеанском или Атлантическом (Тетисном) пути развития [Моссаковский и др., 1998]. Не исключено, что мы имеем разные стадии формирования океанической литосферы.

Если это так, то эволюция океанических бассейнов в фанерозое будет заключаться в смене рифтинга Атлантическим стилем развития, а затем и Тихоокеанским.

ЛИТЕРАТУРА

- Книппер А.Л., Куренков С.А., Савельева Г.Н. Изучение и картирование офиолитовых комплексов // Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования. М.: Наука, 1990. С. 43–72.
- Книппер А.Л., Шараськин А.Я. Эксгумация пород верхней мантии и нижней коры при рифтогенезе // Геотектоника. 1998. № 5. С. 19–31.
- Колман Р.Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 261 с.
- Монин А.С. Звезда первой величины // Лев Павлович Зоненшайн, очерки, воспоминания / Под ред. В.Е. Хайна, А.А. Моссаковского. М.: Наука, 1995. С. 18–41.
- Моссаковский А.А., Пушаровский Ю.М., Руженцев С.В. Крупнейшая структурная асимметрия Земли // Геотектоника. 1998. № 5. С. 3–18.
- Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого // Там же. 1969. № 4. С. 5–23.

- Савельева Г.Н.* Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 245 с.
- Штилле Г.* Введение в строение Америки // Штилле Г. Избранные труды. М.: Мир, 1964. С. 202–273.
- Dietz R.S.* Alpine serpentinites as ocean rind fragments // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1963. Vol. 74. P. 947–952.
- Gass I.G.* Is the Troodos massif of Cyprus a fragment of Mesozoic ocean floor? // *Nature.* 1963. Vol. 220. P. 39–42.
- Hess H.H.* Mid-oceanic ridges and tectonics of the sea-floor // *Proc. 17th Symp., Colston Res. Society Univ. Bristol; L.: Butterworths,* 1965. P. 317–333.
- Karson J.A.* Seafloor spreading on the Mid-Atlantic Ridge: Implications for the structure of ophiolites and oceanic lithosphere produced in slow-spreading environments // *Proc. of Symp. "Troodos, 1987". Nicosia,* 1990. P. 547–555.
- Knipper A., Ricou L.-E., Dercourt J.* Ophiolites as indicators of the geodynamic evolution of the Tethyan Ocean // *Tectonophysics.* 1986. Vol. 123. P. 192–205.
- Nicolas A.* Structures of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere. Kluwer, 1989. 367 p.
- Nicolas A., Jackson E.D.* Repartition en deux provinces des peridotites des chaines alpines longeant la mediterranee: Implications geotectoniques // *Bull. suis. miner. petrol.* 1972. Vol. 52. P. 479–495.
- Ophiolites, oceanic, crustal analogues / Ed. T. Malpas et al. // *Proc. of Symp. "Troodos, 1987". Nicosia,* 1990. P. 520.
- Ophiolites: *Proc. of Intern. Ophiolite Symp., Cyprus, 1979 / Ed. A. Panayiotou. Nicosia,* 1980. 780 p.
- Ophiolite genesis and evolution of the oceanic lithosphere: *Proc. of the Ophiolite Conf., Muscat, Oman, 1990 / Ed. Tj. Peters et al. Muscat,* 1991. 903 p.
- Peters Tj., Immenhauser A., Gnos E.* Mesozoic evolution of the Western Indian Ocean – evidence from the Masirah ophiolites (Sultanate of Oman) // *Intern. Ophiolite Symp. Pavia,* 1995. P. 117–118.

ТЕКТОНИКА КОНСОЛИДИРОВАННОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

М.Г. Леонов

Геологический институт РАН

ВВЕДЕНИЕ

Фундамент континентов – это сложное гетерогенное образование, в котором выделяются комплексы основания различных геоструктур: молодых и древних платформ, срединных массивов подвижных поясов, зон внутриконтинентального орогенеза и др. (рис. 1). Изучение складчато-метаморфического цоколя континентов направлено, главным образом, на понимание процессов преобразования горных масс до их вхождения в состав фундамента, т.е. до возникновения консолидированного слоя, момент становления которого фиксируется началом формирования эпиплатформенного чехла [Борукаев, 1997] или моментов потенциальной возможности его образования (щиты, срединные массивы). Процессы перестройки пород после их становления в качестве консолидированного континентального основания изучены менее полно, так как считается, что, единожды сформировавшись, породы основания континентов, особенно платформ, не подвержены серьезным структурно-вещественным преобразованиям [Борукаев, 1997; Деннис, 1971]. Большое внимание уделяется эпохам тектоно-магматической активизации, но это не снимает остроты проблемы, так как априори принимается, что вне эпох и областей такой активизации кора континентов остается относительно пассивной субстанцией, а механизмы структурно-вещественной перестройки пород и их роль в общей геодинамике остаются недостаточно изученными.

Проблема постумной переработки пород кристаллического и складчато-метаморфического континентального основания обозначена в ряде работ [Ажигрей, 1966; Бероуш, 1991; Леонов М., 1991, 1993, 1994, 1997; Паталаха, 1971; Руттен, 1972]. Появились данные, которые позволяют раскрыть новые аспекты проблемы [Леонов М., 1991, 1993, 1994, 1997; Леонов М., Колодяжный, 1998; Леонов М. и др., 1995; Леонов М. и др., 1995, 1996; Леонов М. и др., 1998; Леонов Ю., 1993; Паталаха и др., 1995]. Не затрагивая всего комплекса вопросов тектоники консолидированной коры, рассмотрим два наиболее фундаментальных и наименее изученных ее аспекта: 1 – проблему внутренней объемной подвижности фундамента и ее роли в тектонической эволюции земной коры различных геоструктур (см. рис. 1) и 2 – вопрос о вертикальной аккреции сиалического консолидированного слоя земной коры.

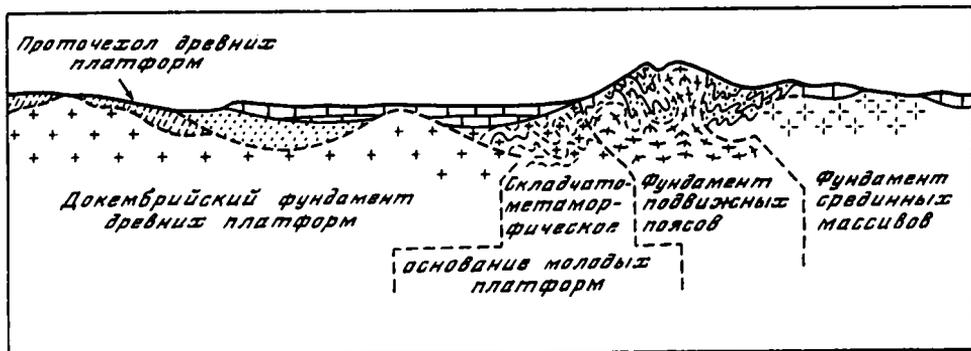


Рис. 1. Типы консолидированной коры континентов

ПОСТУМНАЯ РЕИДНАЯ ТЕКТОНИКА КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ФУНДАМЕНТА

Касаясь изучения объемной подвижности консолидированной коры континентов, С. Кери [Carey, 1954] и Л. Кинг [Кинг, 1967] использовали понятие “реидная деформация” (от “рео” – течь), определив ее как способность горных пород к течению в твердом состоянии. Геологи часто используют термин “тектоническое течение”, и это не случайность, так как отнесение деформации к той или иной ее разновидности (пластической, хрупкой, хрупко-пластической) зависит от масштаба исследования [Кожухарова, Леонов, 1988; Талицкий, 1994]. Более того, разделение деформаций на связные, отождествляемые с пластичностью, и разрывные, отождествляемые с хрупким разрушением, весьма искусственно [Талицкий, 1994]. Понятие реидной деформации охватывает все виды тектонического течения и различные их сочетания, что позволяет избежать указанных противоречий и сделать более адекватным описание природных процессов, не входя в конфликт с принципами механики твердых сред и реологии [Рейнер, 1947]. В соответствии со сказанным понятием *“реидная тектоника” включает в себя совокупность тектонических структур и процессов, отражающих объемное тектоническое течение горных масс и генетически с ним связанных*. На существенную роль пластических деформаций и тектонического течения в процессе структурной перестройки земной коры и ее тектонической расслоенности неоднократно обращали внимание А.В. Пейве, его ученики и соратники [Тектоническая..., 1980]. Особенно большой вклад в разработку этой проблемы внес А.В. Лукьянов [Лукьянов, 1991].

Признаки реидной деформации и механизмы ее реализации

В настоящее время выделено несколько механизмов структурной и структурно-вещественной переработки пород, отражающих внутреннюю подвижность фундамента [Ажгирей, 1966; Бероуш, 1991; Леонов М., 1991, 1993, 1994, 1997; Леонов М. и др., 1995, 1996; Леонов М. и др., 1998; Паталаха, 1966, 1971; Паталаха и др., 1995; Bradshaw et al., 1967]. Это (рис. 2) – пластическая деформация; хрупкая макросколовая (блоковая) и микросколовая (кливажная) деформация; меланжирование; дезинтеграция и катаклиз; динамическая рекристаллизация; течение гранулированных сред [Jaeger, Nagel, 1992]. Указанные механизмы, проявляясь самостоятельно или в различных сочетаниях, обеспечивают реидное поведение горных масс. Отражением подвижности пород служат пликативные изгибы верхней поверхности фундамента [Ажгирей, 1966; Бероуш, 1991; Кинг, 1967; Леонов М., 1991, 1997; Руттен, 1972; Hudson, 1955] (см. рис. 2, 1, 2, 6), глубинные диапиры и кристаллические протрузии [Бероуш, 1991; Леонов М., 1991, 1994; Леонов М. и др., 1996] (см. рис. 2, 3; рис. 3), определенные структурные рисунки и их парагенезы [Копп, 1981; Николаев, 1994] (рис. 4). Изучение рельефа материков привело также к выводу о значительной внутренней подвижности их фундамента и ламинарном течении горных масс [Кинг, 1967].

Объемная подвижность и реидное поведение пород цоколя могут осуществляться на разных глубинных уровнях земной коры и литосферы вплоть до приповерхностных горизонтов, где подвижность возникает в режиме холодной деформации [Леонов М., 1991, 1993, 1994, 1997].

Региональный материал

Древние платформы. Факт постумной активизации фундамента древних платформ не вызывает сомнений, и здесь мы рассмотрим лишь некоторые конкретные формы проявления объемной деформации.

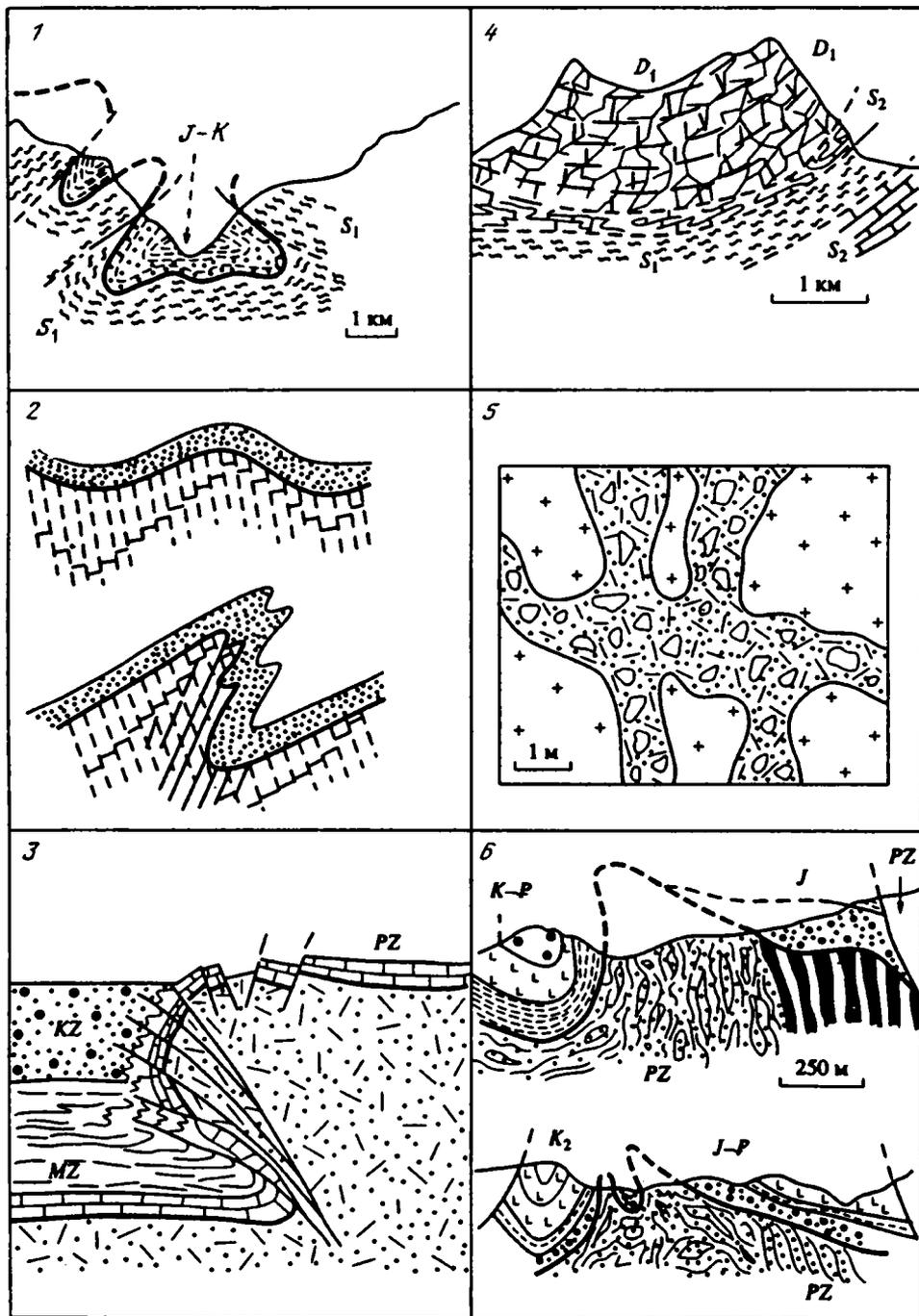


Рис. 2. Механизмы структурно-вещественной переработки пород фундамента в процессе его активизации

1 – пластическая деформация (Южный Тянь-Шань); 2 – микросколовая (кливажная) деформация (по [Bradschow et al., 1967]); 3 – макросколовая деформация (по [Фуз, 1976]); 4 – динамическая рекристаллизация (Южный Тянь-Шань); 5 – дезинтеграция и катаклаз (Дзиркульский массив); 6 – меланизирование (Южный Тянь-Шань)

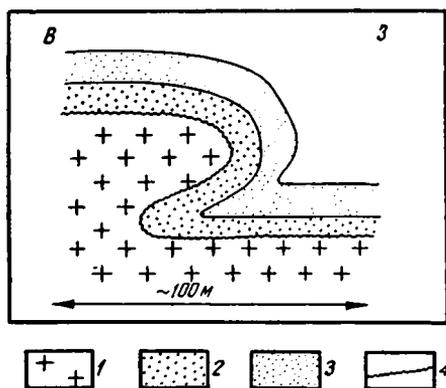


Рис. 3. Кристаллическая протрузия (купол), сформировавшаяся после образования осадочного чехла (по [Бероуш, 1991])

1 – докембрийские граниты; 2, 3 – горизонты чехольного комплекса; 4 – поверхность несогласия и размыва

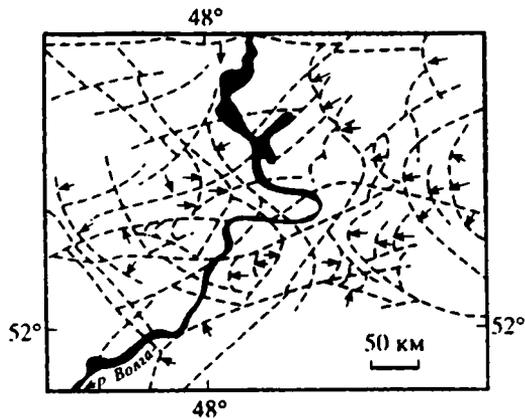


Рис. 4. Структурный рисунок разломов, отражающий объемную деформацию корового слоя. Среднее Поволжье (по [Николаев, 1994])

Пунктир – разрывы; стрелки – предполагаемое движение масс

В пределах Северо-Американской платформы, вдоль ее западного борта, на платформенном и орогенном этапах фиксируется длительная пликативная деформация поверхности фундамента [Бероуш, 1991; Ирдли, 1954; Кинг, 1972; Кропоткин и др., 1971; Фуз, 1976; Hudson, 1955]. Современные горные хребты, в осевых частях которых выступают породы основания (в том числе граниты), начали расти в виде пологих складок в конце мелового периода. С течением временем складки приобретали все больший размах и крутизну, и на поздних стадиях их развития на крыльях складок основания возникали запрокидывания с образованием надвигов. Внутренняя объемная подвижность горных масс обусловлена хрупко-катаклизическим течением пород, дезинтегрированных предварительно или в процессе деформации [Бероуш, 1991; Фуз, 1976] (см. рис. 2, 3; 3).

В пределах Балтийского щита описаны [Леонов М. и др., 1996] купольные структуры, ядра которых выполнены гранитами архейского возраста, а обрамление (крылья) – вулканогенными, терригенными и карбонатными породами раннепротерозойского протоплатформенного чехла. Гранитное ядро интенсивно раздроблено и представлено по существу гранитной брекчией – продуктом объемной деформации хрупко-пластического типа, о чем свидетельствуют: общая дезинтеграция пород массива; относительное перемещение его отдельных блоков и обломков; изгиб и будинаж жил и даек, пронизывающих массив; признаки хрупко-пластического течения (линзовидно-петельчатые структуры, новообразования в тенях давления, зоны расщелачивания и бластомилонитизации, многочисленные зеркала скольжения). Структурно-вещественные преобразования, свидетельствующие об объемной подвижности гранитов, фиксируются и на микроуровне. Появляются упорядоченность расположения минеральных зерен, их изгиб, развиваются ориентированные микростилолитовые и инкорпорационные структуры, ориентированные дворки давления, милонитизация краевых частей зерен, трещины отрыва, поперечные удлинению минеральных индивидов, трансляционное скольжение, ориентированное двойникование и др. Форма массива и структурно-деформационный рисунок указывают на процес нагнетания материала в область купола, что подтверждается и характером деформации проточехольного комплекса. Непосредственно за-

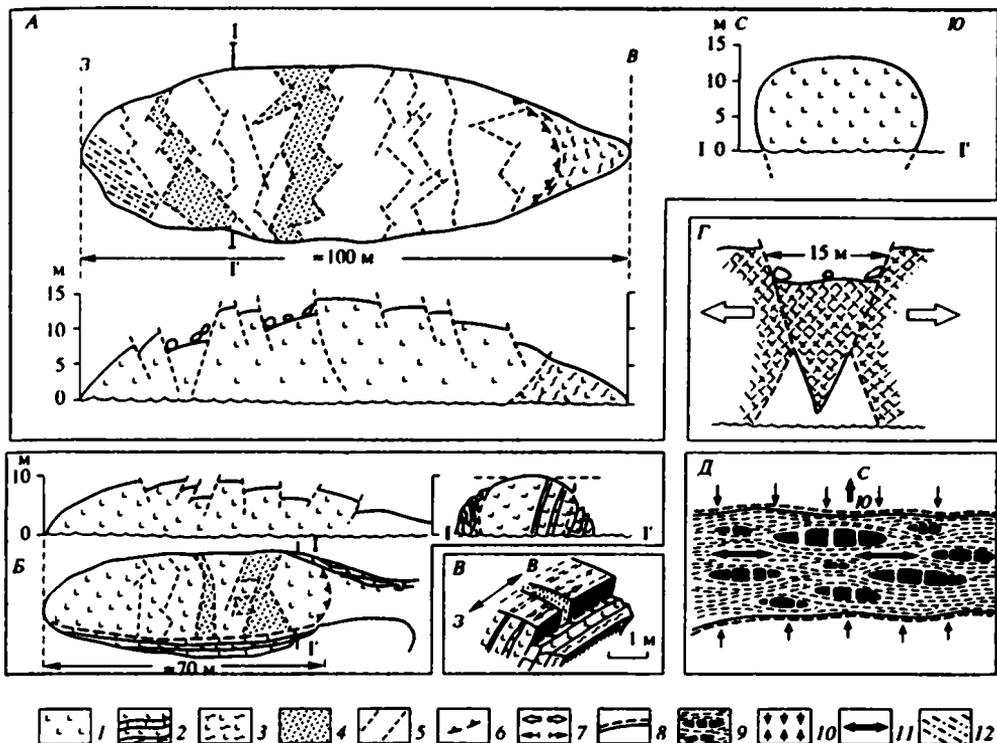


Рис. 5. Постледниковая деформация бараньих лбов (будин габбро-амфиболитов) в осевой зоне пластического течения Северо-Карельской зоны (Балтийский щит): А, Б, В, Г – зарисовки конкретных объектов; Д – принципиальная схема постледниковой реидной деформации в осевой части Северо-Карельской зоны

1 – массивные габбро-амфиболиты; 2 – псевдослонистые пластичные амфиболиты, гранатовые и актинолитовые сланцы, карбонатные породы; 3 – рассланцованные габбро-амфиболиты; 4 – грабены растяжения с опущенными центральными блоками; 5 – разломы и тектонические трещины; 6 – надвиги; 7 – направление растяжения; 8 – границы зоны сплющивания и латерального тектонического течения; 9 – будины габбро-амфиболитов в пластичном матриксе; 10, 11 – направление: 10 – сжатия, 11 – максимального удлинения, растяжения и тектонического транспорта; 12 – ледниковая штриховка на поверхности бараньих лбов

легающие в обрамлении купола конгломераты деформированы в соответствии с его формой, указывая на растяжение, параллельное поверхности купола. Возраст деформации, судя по геологическим взаимоотношениям и изотопным определениям, постнижнепротерозойский, т.е. отражает постпротоплатформенную деформацию и объемное хрупко-пластическое течение консолидированного архейского фундамента. Купол выражен в рельефе, что позволяет предположить его тектоническую активность и в настоящее время.

Деформации объемного течения установлены также в породах протоплатформенного чехла Карельского массива [Леонов М. и др., 1995], где они проявлены в форме течения гранулированных сред [Леонов М., 1997]. Практически современные (постледниковые) объемные деформации кристаллического доколя Балтийского щита изучены в Северо-Карельской зоне [Леонов М. и др., 1998] (рис. 5).

Анализ разломов неотектонического этапа в Среднем Поволжье также показал [Николаев, 1994] (см. рис. 4), что их структурный рисунок отражает реологические свойства корового слоя и связан, вероятно, с объемным тектоническим течением подчехольных масс фундамента, т.е. с его реидной деформацией.

Граниты, гранито-гнейсы и кристаллосланцы легко подвергаются тектонической дезинтеграции и катакластическому и хрупко-пластическому течению. Гранитно-купольные ансамбли, связанные с объемной реидной деформацией пород в относительно холодном кристаллическом состоянии, описаны в Казахстане [Сваричевская, Скублова, 1973], на Южном Тянь-Шане [Леонов М., 1994], на Урале [Пучков, 1968], в области мезозойд Дальнего Востока [Лишневский, 1965], на Кавказе [Ажгирей, 1966], на Северо-Американской платформе [Бероуш, 1991], т.е. процесс этот широко распространенный и может захватывать огромные объемы горных масс.

Одним из примеров являются гранитоиды Байкальского и Непского мегасводов [Лобанов и др., 1991], где в процессе образования Байкальского сводового поднятия произошли преобразования субстрата, приведшие к возникновению огромных масс дезинтегрированных гранитов, объемная подвижность которых определила многие черты тектонической структуры региона. В результате механохимических процессов, сопровождающих структурообразование, происходят глубокие изменения исходных пород фундамента с возникновением катаклазитов, сапролитов, какиритов, брекчий. Встречаются породы, дезинтегрированные до древесно-песчаной смеси, а также новообразованные глины, вторично литифицированные и метаморфизированные. Положение новообразованной "слоистости" указывает на общее нагнетание материала в область купольных поднятий и, следовательно, отток вещества из зон межкупольных депрессий. Этот материал показывает, что огромные массы кристаллических пород Сибирской платформы в процессе ремобилизации становятся подвижными, испытывают существенную переработку и формируют мощные зоны объемного тектонического (в данном случае хрупко-пластического) течения. Мобильность региона подтверждена данными повторного нивелирования [Кафтан, Серебрякова, 1990].

Иной стиль перестройки испытали породы Мамской кристаллической полосы в северной части Байкальской складчатой области, где, по данным [Флаасс, 1971], переориентировка структур докембрийского цоколя связана с палеозойской активизацией области в условиях тангенциального сжатия и хрупко-пластического сдвигового течения.

Проявление реидной деформации при формировании рельефа Австралийской, Африканской и других платформ обоснованы в работе [Кинг, 1967], а необходимость допущения значительных латеральных токов в глубинных горизонтах Южно-Африканского кратона показаны в [Colliston, 1990].

Эпипалеозойские кратоны и внутриконтинентальные орогены. После варисского тектогенеза в пределах Восточной Европы и Азии возникла система молодых эпипалеозойских платформ, на месте которых в отдельных регионах были сформированы внутриплатформенные орогенные пояса, одним из которых является горное сооружение Южного Тянь-Шаня.

Южный Тянь-Шань прошел длительную и сложную геологическую историю. В триасе-раннем эоцене он представляет собой относительно стабильную эпипалеозойскую платформу. В конце эоцена и вплоть до настоящего времени территория Южного Тянь-Шаня испытывает активизацию тектонического режима. Возникает внутриконтинентальный ороген. Подробное описание геологии района и его глубинного строения, а также библиография содержатся в [Леонов М., 1988, 1993]. Об объемной подвижности складчато-метаморфического основания на плитной и орогенной стадиях свидетельствует деформация его верхней поверхности (поверхности домезозойского пенеплена) [Богданова, 1972; Костенко, 1970; Леонов М., 1991, 1993, 1994, 1997; Лукина, 1977; Макаров, 1990; Чедия, Уткина, 1990; Шульц, 1979; и др.], которая не могла произойти без внутреннего перераспределения горных масс. Эти процессы осуществляются за счет различных механизмов [Леонов М., 1991, 1993, 1994, 1997]: катакластического течения (Гиссарский батолит); динамической рекристаллизации (карбонатные массивы Фанских гор) (см. рис. 2, 4), меланжиро-

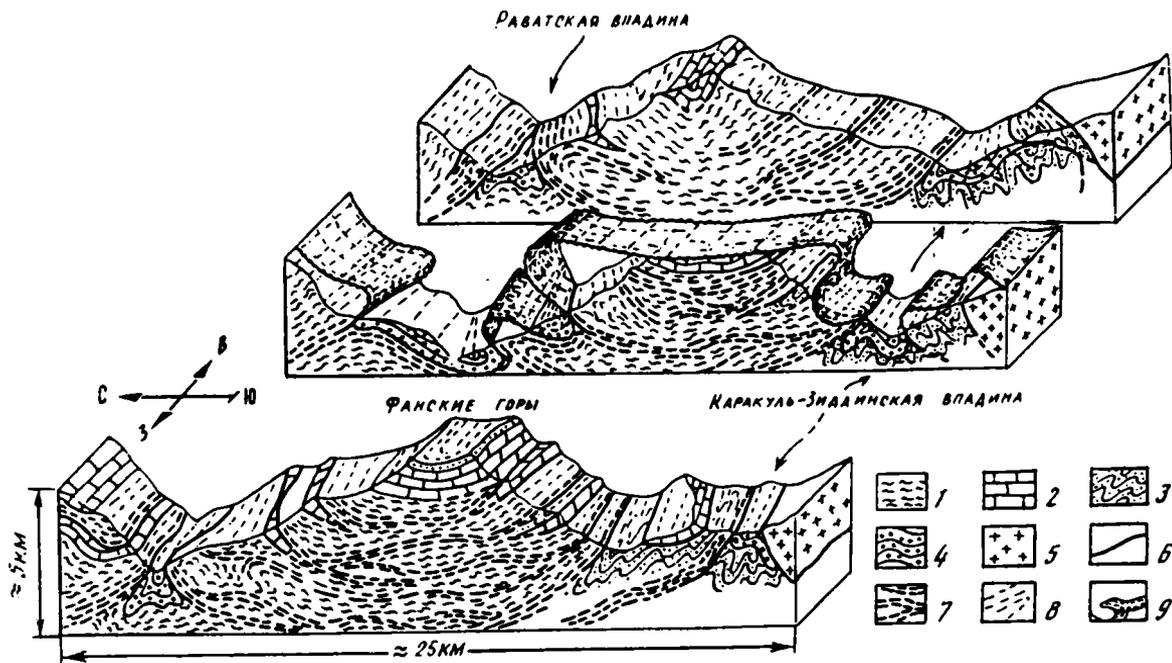
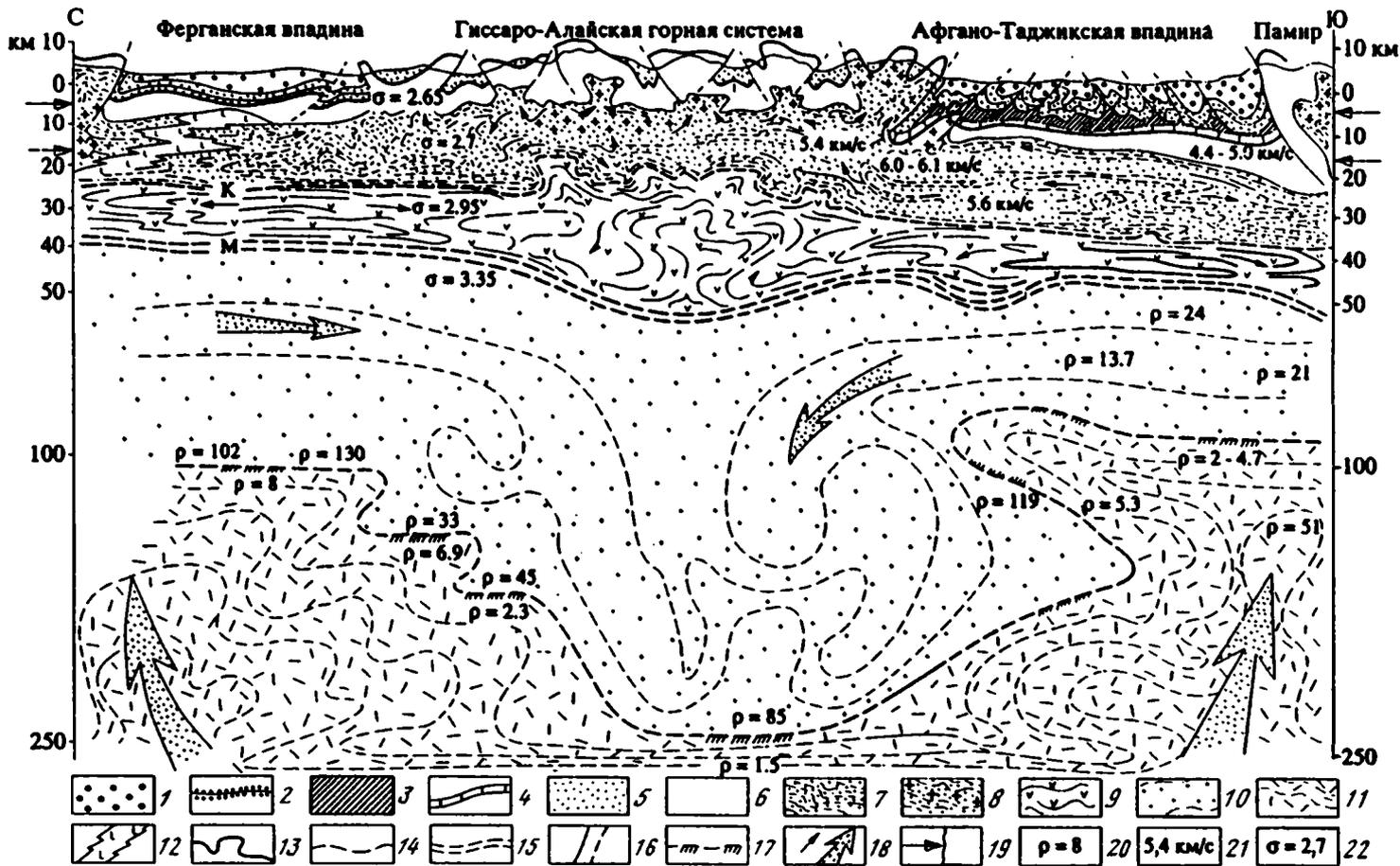


Рис. 6. Деформация поверхности докембрийского пeneплена и пластическая деформация палеозойского складчато-метаморфического основания (Фанские горы, Южный Тянь-Шань)

1 – метаморфические сланцы; 2 – известняки и доломиты; 3 – песчано-сланцевые породы; 4 – пестроцветные и красноцветные конгломераты, песчаники, глины, угленосные породы; 5 – гранитоиды; 6 – разрывы; 7 – зоны повышенного расланцевания и тектонического срыва; 8 – линии простиранья; 9 – реконструированная поверхность докембрийского пeneплена



вания (зона сочленения Зеравшано-Гиссарской и Зеравшано-Туркестанской зон) (см. рис. 2, 6); пластической деформации (Ганза-Чимтаргинский массив) (см. рис. 2, 1; рис. 6). Изучение механизмов объемной подвижности и соотношение их с данными по структуре региона в целом и по деформации чехольного комплекса, а также с геофизическими материалами и результатами анализа напряженного состояния позволили создать геодинамическую модель альпийского этапа развития Южного Тянь-Шаня [Леонов М., 1991, 1997] (рис. 7). Основной механизм формирования структуры и морфологии Южного Тянь-Шаня в новейшее время определяется объемным перераспределением вещества в коровом слое, оттоком горных масс из области впадин и нагнетанием их в область поднятия, т.е. эжективно-компрессионной реидной тектоникой [Леонов М., 1993, 1997], которая свойственна и другим регионам [Паталаха и др., 1995; Colliston, 1990].

Внутренние кристаллические массивы подвижных поясов. Кристаллические выступы древнего фундамента характерны для большинства подвижных поясов. По своему происхождению они могут быть микроконтинентами, аллохтонными отторженцами платформенного фундамента или выведенным на дневную поверхность фундаментом подвижного пояса и др. Рассмотрим кратко несколько примеров.

Д з и р у л ь с к и й м а с с и в. Дзирульский выступ кристаллического фундамента соответствует наиболее приподнятому участку Закавказского срединного массива, сложенному допалеозойскими кристаллическими сланцами, гнейсами и филлитами, а также палеозойскими гранитоидами, кварцевыми порфирами и их туфами. Чехол массива включает осадочные и вулканогенные породы юры и мела, которые перекрыты орогенными отложениями олигоцена и миоцена. Тектоническая структура массива представляет собой [Леонов М., 1991, 1994] гигантскую брекчию с дискретной дезинтеграцией вещества от огромных пластин-блоков вплоть до минеральных зерен (см. рис. 2, 5). Поверхность домезозойского пенеплена испытывала пликативную деформацию, которая должна была обеспечиваться внутренней объемной подвижностью масс фундамента. Учитывая специфику разрывной тектоники и объемный катаклиз, общую тектоническую дезинтеграцию массива, смещение одних элементарных связанных объемов относительно других и оформление при этом складчатой поверхности фундамента, можно думать, что подвижность кристаллического цоколя обусловлена именно этой раздробленностью на макро-, мезо- и микроуровнях и объемным катакластическим течением. Сходные механизмы мы рассмотрели для фундамента Северо-Американской платформы, Карельского массива и других регионов. Аналогичная интерпретация

Рис. 7. Геолого-геофизический профиль, отражающий современную структуру, глубинное строение и альпийскую геодинамику Южного Тянь-Шаня (При построении модели использованы: представления о реидной деформации горных масс и тектонических потоках; модели поведения вещества в поле силы тяжести; модель реологической расслоенности литосферы и изгибной неустойчивости, модель каскадной конвекции. Детальное обоснование модели и библиография содержатся в [Леонов, 1993].)

1 – неоген-четвертичная моласса; 2 – отложения мезозоя–палеогена Ферганской и Афгано-Таджикской впадин; 3 – солевой комплекс, 4 – подсолевой комплекс; 5 – мезозойско-кайнозойские отложения внутренних впадин Гиссаро-Алайской горной системы; 6 – палеозойские отложения (осадочно-метаморфический складчато-покровный комплекс, сформированный к концу палеозоя); 7 – “гранитно-метаморфический” (верхнекоровый) слой; 8 – вероятные области возникновения расплавов, фиксируемые по данным геотермии и гравиметрии (в приповерхностных горизонтах палеозойские граниты); 9 – “базальтовый” (нижнекоровый) слой; 10 – верхняя мантия (относительно холодная); 11 – относительно прогретая разуплотненная мантия (астеносферный слой); 12 – возможный след палеозойской зоны субдукции; 13 – поверхность домезозойского фундамента (домезозойский пенеплен); 14 – раздел К; 15 – раздел М; 16 – надвиги и разломы в верхней части корового слоя; 17 – условная граница низкопроводящей (холодной) и высокопроводящей (разогретой и разуплотненной) мантии (косыми штрихами отмечены пограничные зоны, фиксируемые по данным МТЗ); 18 – направления тектонических потоков; 19 – напряжение общего субгоризонтального сжатия; 20–22 – значения: 20 – удельного сопротивления горных пород, 21 – скоростей сейсмических волн, 22 – плотностей горных пород

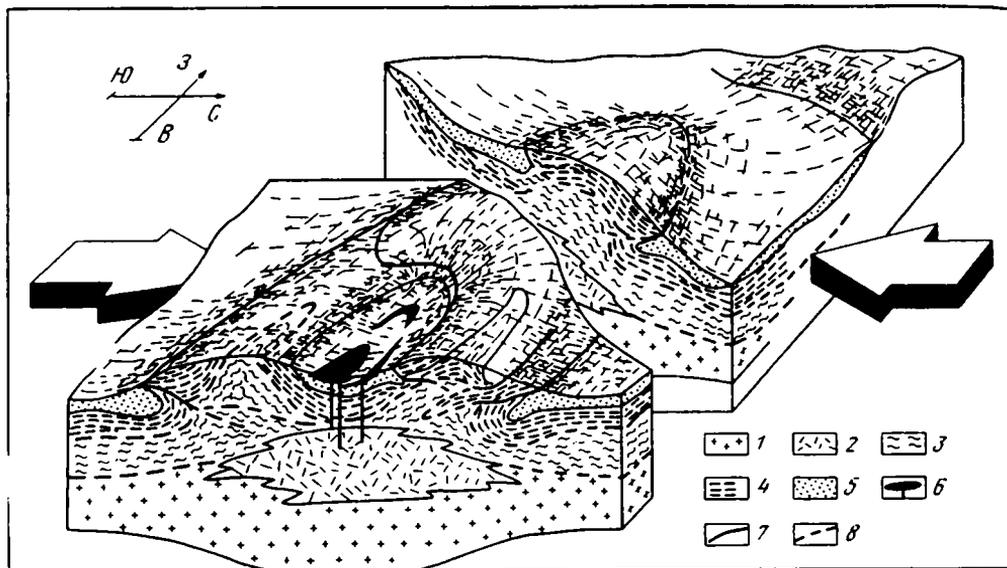


Рис. 8. Модель формирования структуры Родопского массива (центральная и восточная части) в позднэоценовое-четвертичное время

1 – “гранитный” слой; 2 – область выплавки кислого материала; 3, 4 – комплексы: 3 – Прародопский, 4 – Родопский; 5 – эоцен-четвертичные отложения (верхний эоцен – с тектоно-гравитационными микститами); 6 – кислые вулканиты; 7 – линии надвигов; 8 – зоны межформационных срывов и хрупкопластического течения

приведена для гранитоидов Гиссарского батолита (Южный Тянь-Шань) [Леонов М., 1994].

Родопский массив. Родопский массив (рис. 8) – один из наиболее крупных выступов гранитно-метаморфического фундамента в пределах Альпийского подвижного пояса. В строении массива участвуют метаморфические образования докембрия (фундамент) и чехольные вулканогенно-осадочные частично метаморфизованные отложения и вулканиты палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Данные по геологии Родопского массива содержатся в [Бончев и др., 1980; Боянов, 1973; Докембрий..., 1979; Иванов и др., 1979; Кожухаров, Тимофеев, 1979; Кожухарова, 1984; Кожухарова, Кожухаров, 1980; Макаров, Спиридонов, 1982; Московски, Иванов, 1986; Особенности становления..., 1984; Rtunion..., 1983], а их обобщение в контексте рассматриваемой проблемы в [Леонов М., 1997].

Массив имеет своеобразное “псевдопокровное” строение, когда каждый более верхний аллохтонный элемент оказывается по возрасту моложе, чем подстилающий. Так, в пределах Белореченского поднятия, по данным [Особенности становления..., 1984], автохтон представлен породами Прародопского комплекса (архей), а аллохтон сложен метаморфитами Родопской надгруппы (протерозой), палеозойскими и мезозойскими (вплоть до верхнемеловых) осадочными и вулканогенно-осадочными, частично метаморфизованными толщами. По образному выражению [Особенности становления..., 1984], аллохтонные (?) элементы образуют “структурную мантию” вокруг выходов архейского Прародопского комплекса.

В пределах Родопского массива [Боянов, 1973; Докембрий..., 1979; Особенности становления..., 1984] границы между комплексами маркированы зонами тектонического смешивания, многочисленными зеркалами скольжения, складками волочения, зонами рассланцевания, будинажа, катаклаза, ретроградного метаморфизма. Во многих местах породы катаклазированы и превращены в милониты и ульт-



Рис. 9. Схема дивергентного коллапса Мендересского массива (Турция) (по [Hetzel et al., 1995])

рамилониты. Зоны рассланцевания, милонитизации и диафтореза достигают мощности до 50–150 м. Ориентировка зон структурно-вещественной переработки субпараллельна границам структурно-метаморфических комплексов и литологических пачек. Отмечено множество объемно-площадных зон рассланцевания и диафтореза, которые пронизывают буквально весь массив, в том числе и мезозойскую его часть. Эти сведения (наряду с данными личных наблюдений, литературы и картографии) приводят к выводу, что основным механизмом формирования структуры Родопского массива являются механизмы объемного тектонического течения горных масс и их тектонического расслоения, которые связаны с многократной тектоно-метаморфической активизацией, фиксируемой для протерозоя, палеозоя и мезозоя.

Активизация объемного течения пород Родопского массива связана также и с новейшим этапом, начало которому положил рост купольного поднятия в позднем эоцене [Макаров, Спиридонов, 1982]. Рост купола был, по-видимому, спровоцирован общим тангенциальным сжатием (пиренейская фаза), возможно, более ранним сдвиганием корового слоя или его тектоническим нагнетанием в область массива. Рост купола в условиях двухстороннего сжатия привел в позднем эоцене к коллапсу и бивергентному растеканию массива, как это показано, в частности, для массива Мендерес в Турции (см. ниже).

Растяжение в верхней части коры привело к возникновению (или обновлению) тектонического расслоения массива. В его центральных частях в результате растяжения и в краевых зонах как компенсация куполообразного вздутия формируются грабены и впадины, в которых накапливаются верхнеэоценовые терригенные отложения. Надвигание (наполнение) отдельных тектонических покровов и шарьяжей на области опускания привело к формированию гравитационных и тектоно-гравитационных микститов [Московски, Иванов, 1986]. Общее сжатие, вызвавшее утолщение коры, и последующая декомпрессия привели в олигоцене к мощному всплеску корового вулканизма.

Мендересский массив. Мендересский массив, так же как и Родопский, входит в систему внутренних массивов Альпийского пояса и является крупным выступом кристаллического фундамента в юго-восточной части Турции. Массив сложен двумя комплексами пород [Bozkurt, Park, 1994]: докембрийскими очковыми палеогнейсами, мигматитами, сланцами амфиболитовой фации метаморфизма и палеозойско-мезозойскими метаосадочными породами чехольного комплекса (сланцевыми сланцами, филлитами, кварцитами, мраморами). Массив рассечен на три блока субширотными миоценовыми грабенами и прорван синкинематическими гранодиоритами Салихи.

Структурные исследования позволили реконструировать поведение горных масс фундамента массива в процессе его эксгумации [Hetzel et al., 1995] (рис. 9). В центральной части массива фиксируется коаксиальное дифференциальное сдвиговое течение, что выявлено по расположению структурных элементов и ориентировке оси "с" в кварцевых зернах. С удалением от этой центральной зоны увеличи-

вается асимметрия ориентировки оптических осей и ряда структурных форм, что свидетельствует о нарастании некоаксиального течения. В южном блоке и в южной части центрального блока фиксируется сдвиговое течение в ЮЮЗ направлении; в северной части центрального блока и в северном блоке направление сдвигового течения противоположно и имеет ССВ направленность. Течение субпараллельно выгнутой поверхности массива или несколько круче. Данная закономерность сдвигового течения проинтерпретирована [Hetzl et al., 1995] как дивергентное растяжение и горизонтальное растекание горных масс в процессе их куполовидного подъема. Этот вывод подтвержден и возникновением зон растяжения (миоценовые грабены), а также наличием зон хрупко-пластического субгоризонтального отслоения, маркированных мощными катаклазитами. Растяжение и деформация сопровождаются процессами ретроградного метаморфизма. Время деформации пластического течения и растяжения, установленное на основании данных изотопной геохронологии и возраста отложений в грабенах, определено в интервале от 20 до 12 млн лет.

ВЕРТИКАЛЬНАЯ АККРЕЦИЯ КОНСОЛИДИРОВАННОЙ КОРЫ: СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫЙ АСПЕКТ

Излагаемый материал рассмотрен в [Колодяжный, 1998; Колодяжный и др., 1996; Леонов М., Колодяжный, 1998; Леонов М. и др., 1996], а также в серии находящихся в печати статей М.Г. Леонова с соавторами и С.Ю. Колодяжного, и здесь приведены лишь основные фактические данные и вытекающие из них выводы. В первой части статьи было показано, что состав и структура консолидированной коры с течением времени подвергается существенным трансформациям. Одной из разновидностей этих преобразований является формирование новых объемов консолидированного гранитно-метаморфического слоя.

Наличие гранитно-гнейсового слоя и близость к андезиту среднезвешенного состава его пород – одно из фундаментальных свойств консолидированной коры континентов [Борукаев, 1996; Добрецов, 1980]. Значительный объем (по разным оценкам от 50 до 85% [Борукаев, 1996; Гаррелс, Маккензи, 1974; Armstrong, 1981; Fife, 1978; Lowman, 1989]) первичной сиалической (т.е. консолидированной) коры сформирован в архее. В последующие эпохи происходит структурно-вещественная трансформация первичной коры, а также наращивание гранитно-метаморфического слоя в результате возникновения его новых объемов за счет как пород более древнего фундамента, так и отложений чехольного комплекса, т.е. гранитизация или – несколько шире – сиализация корового слоя.

Понимание явления гранитизации, его содержания и первопричин различно; в то же время сущность процесса в его морфологическом выражении достаточно ясна [Петрографический словарь, 1963. С. 91]: «Гранитизация – совокупность сложных процессов, ...закрывающихся в том, что различные горные породы (осадочные, изверженные или метаморфические) под влиянием ряда факторов изменяют свой состав и структуру и превращаются в граниты». Тем не менее нужно отметить, что возникает не чисто “гранитный”, а “гранитно-метаморфический слой”, и правы, по-видимому, те исследователи, которые считают, что главным “является не степень приближения состава пород к граниту, а общая петрогенетическая тенденция обогащения пород гранитофильными компонентами...” [Кейльман, Паняк, 1979. С. 69], т.е. сиализация горных масс [Синицин, 1972].

При этом существенное значение приобретают процессы метаморфизма вулканогенно-осадочных пород, в результате которых происходит замещение “первичных” минеральных комплексов метаморфическими и – как следствие – повышение кристалличности и изменение реологических свойств пород, что, в свою очередь, является не менее важным критерием вхождения пород в состав консолидированной коры, чем ее сиализация. Способность горных масс к объемному текто-

ническому течению (“рейдной деформации”) есть, как было показано выше, основная форма реализации тектонической жизни консолидированной коры.

Формирование новых объемов гранитно-метаморфического слоя и изменение его мощности и внутренних свойств связано [Борукаев, 1996; Lowman, 1989] с комплексом эндогенных и экзогенных факторов (седиментационных, магматических, структурно-метаморфических), в результате которых происходит: (а) латеральное приращение новых порций сиалического материала или “латеральная аккреция” (lateral accretion); (б) вертикальное наращивание сиалического слоя или “вертикальная аккреция” (vertical accretion). Вертикальная аккреция осуществляется за счет подслаивания снизу (underplating, underaccretion), наслаивания сверху (overplating, overaccretion) и внутрикоровых процессов (intraplating, intraaccretion). Возможны различные подходы к изучению вертикального аккрецирования корового слоя, однако наиболее интересным в контексте рассматриваемой проблемы представляется изучение процессов, протекающих на границах различных оболочек земной коры и отражающих взаимодействие их между собой. В соответствии с таким подходом “вертикальная аккреция – это изменение мощности и внутренних свойств консолидированной коры и составляющих ее слоев под влиянием совокупности геологических процессов, отражающих взаимодействие различных оболочек Земли”. В этой публикации сделан акцент на механизмах наслаивания (overaccretion) корового слоя за счет структурно-вещественной трансформации пород осадочного чехла.

Региональный материал

Ю ж н ы й Т я н ь - Ш а н ь. Характерным структурно-вещественным элементом Южного Тянь-Шаня являются синформные зоны с развитыми в них вулканитами основного состава, зеленосланцевым метаморфизмом и венчающими разрез мощными толщами рифогенных отложений. Первоначально они представляли собой вулканические постройки (подводные и островные вулканические гряды), возвышающиеся над общим уровнем дна абиссальных равнин. Их эволюция реконструируется следующим образом [Леонов М., 1988, 1997] (рис. 10). На раннем этапе (рифей?–ранний палеозой) на меланократовом основании (коре субокеанического типа) происходит рост вулканического поднятия, о чем свидетельствуют петрохимический состав вулканитов и присутствие ультрабазитов и габброидов. На возникновение вулканической постройки, приподнятой над общим уровнем морского дна, указывают гравитационные и вулканогенно-гравитационные микститы. В ландовери–венлоке на вершине вулканической постройки начинается формирование рифовых известняков и доломитов. Их появление фиксирует прекращение вулканической деятельности и начало длительного (до позднего девона–раннего карбона) равномерно-дискретного опускания кровли вулканической постройки, которое привело к накоплению более чем двухкилометровой толщи преимущественно рифогенных известняков. Возникают структуры, аналогичные современным “Seamount”, а затем они трансформируются в морфоструктуры типа гайотов и атоллов.

Это опускание связано [Леонов М., 1988] с процессом пластического течения вулканического основания, которое сопровождалось вещественными изменениями [Кожухарова, Леонов М., 1988]. Происходит гомогенизация структуры и составов исходных пород с возникновением по ним кварц-серицит-хлоритовых, кварц-серицит-альбит-актинолитовых, кварц-хлорит-актинолитовых, эпидот-актинолитовых и других разновидностей зеленых сланцев. Постепенно, в результате горизонтального перераспределения масс и связанного с этим погружения, на уровень проявления зеленосланцевого метаморфизма приходят все новые и новые более высокие горизонты пород, которые, в свою очередь, подвергаются метаморфизму, рассланцеванию и латеральному перераспределению. В конечном итоге в основании под-

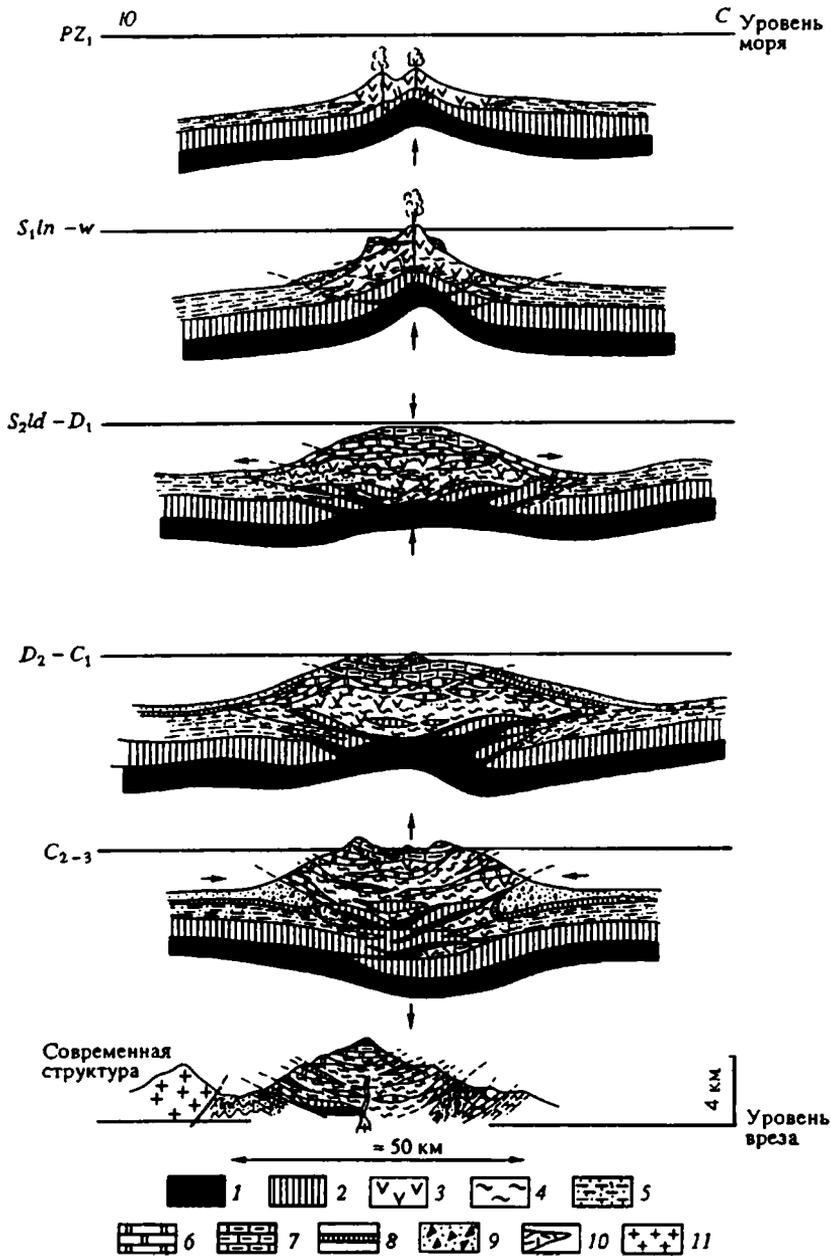


Рис. 10. Палеотектоническая эволюция вулканических внутрибассейновых гряд и формирование фрагментов "континентализированного" метаморфического слоя на коре субокеанического типа (Южный Тянь-Шань)

1 – ультрабазиты; 2 – габбро и базальты (аналоги второго и третьего слоев океанической коры); 3 – основные вулканиды; 4 – основные вулканиды, кремнистые и терригенные породы, рассланцованные и метаморфизованные в зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациях; 5–9 – осадочные комплексы: 5 – кремнисто-глинисто-карбонатные (ордовик–силур), 6, 7 – рифовые известняки: 6 – силур, 7 – девон; 8 – кремни и тонкослоистые известняки (девон–карбон); 9 – флиш и тектоно-гравитационные микститы (средний–верхний карбон); 10 – области возникновения кислых расплавов; 11 – граниты и гранодиориты

водных и островных гряд формируются линзы и полосы метаморфических пород.

Поскольку процесс метаморфизма осуществляется в условиях взаимодействия с морской водой, усиленного флюидного режима и синметаморфического тектонического перемешивания базальтов, кремнисто-терригенных и пелитовых пород, то в результате на меланократовом океаническом основании образуются мощные и протяженные линзы и полосы метаморфических пород, химический состав которых имеет повышенное в сравнении с исходными базальтами содержание литофильных элементов, прежде всего калия, щелочей и кремния [Коссовская и др., 1981], т.е. формируется некий “примитивный” метаморфический слой, валовой химический состав и минеральные комплексы которого имеют повышенное (по отношению к материнским породам) содержание “сиалических” компонентов. Реологические свойства пород также меняются и в конце концов полностью соответствуют реологии консолидированной коры. Таким образом эти объемы “примитивного” метаморфического слоя надстраивают меланократовый фундамент и отражают процесс его сиализации и вертикальной аккреции. Аналогичные процессы фиксируются и в ряде структур современного океанического дна [Леонов М., 1988].

К этому нужно добавить, что базальтовый вулканизм, проявившийся на ранних этапах развития этих структур, связанный с мантийной дифференциацией и столь характерный для современных и палеоокеанов, сам по себе является фактором сиализации корового слоя. Сравнивая средние химические составы базальтовых выплавов и перидотитового остатка, приводимые Полдвервартом [Синицин, 1972], можно видеть увеличение содержания в базальте: SiO_2 – на 6–7%, Al_2O_3 – на 10–12%, CaO – в 2–3 раза, Na_2O – в 5–6 раз, K_2O – в 4–5 раз, при параллельном уменьшении MgO с 40 до 7–6% и FeO с 10 до 6,5%. За показатель сиализации может быть принято [Синицин, 1972] отношение SiO_2/MgO , которое для вещества мантии равно 1,5, для перидотитового остатка – 1, для базальтовых выплавов – 9. Метаморфизм эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций также способствует дальнейшей сиализации вещества в силу того, что термодинамические условия этих ступеней метаморфизма благоприятны для вхождения сиалических компонентов в решетки силикатов. Сиалические компоненты концентрируются в составе гидроксилсодержащих минералов (мусковит), минералов с повышенным содержанием щелочей (калишпаты, кислые плагиоклазы, слюды, щелочные амфиболы) и минералов с повышенным содержанием SiO_2 (кварц, полевые шпаты). Эти “центры метаморфизма” могут, вероятно, рассматриваться как зародыши будущего настоящего гранитно-метаморфического слоя. Данная тенденция подчеркивается и проявлением более позднего калиевого метасоматоза.

С р е д и н н о - К а м ч а т с к и й м а с с и в. Материал заимствован из работы [Колодяжный и др., 1996]. Массив сложен гнейсами, амфиболитами, метаморфическими сланцами и перекрыт континентальными конгломератами барабской свиты позднесенонского возраста. Породы массива и барабские конгломераты (автохтонные комплексы) перекрыты аллохтонными пластинами верхнемеловых пород. В основании покровов развиты мощные зоны субгоризонтального сдвигового течения с проявлением вязко-пластических деформаций. Барабские конгломераты (рис. 11) в результате своего положения на границе автохтона и надвигающихся аллохтонных масс были вовлечены в процесс тектонического течения и подверглись структурно-вещественной переработке, в результате чего породы преобразованы в ориентированные тектониты со сложным парагенезом структур хрупко-пластического течения: будинажем, кливажем течения, сланцеватостью, линейностью растяжения, асимметричными S-образными птигматоидными складками, структурами вращения, двориками давления, микроплойчатостью, C-S-структурами и др. При этом отмечается

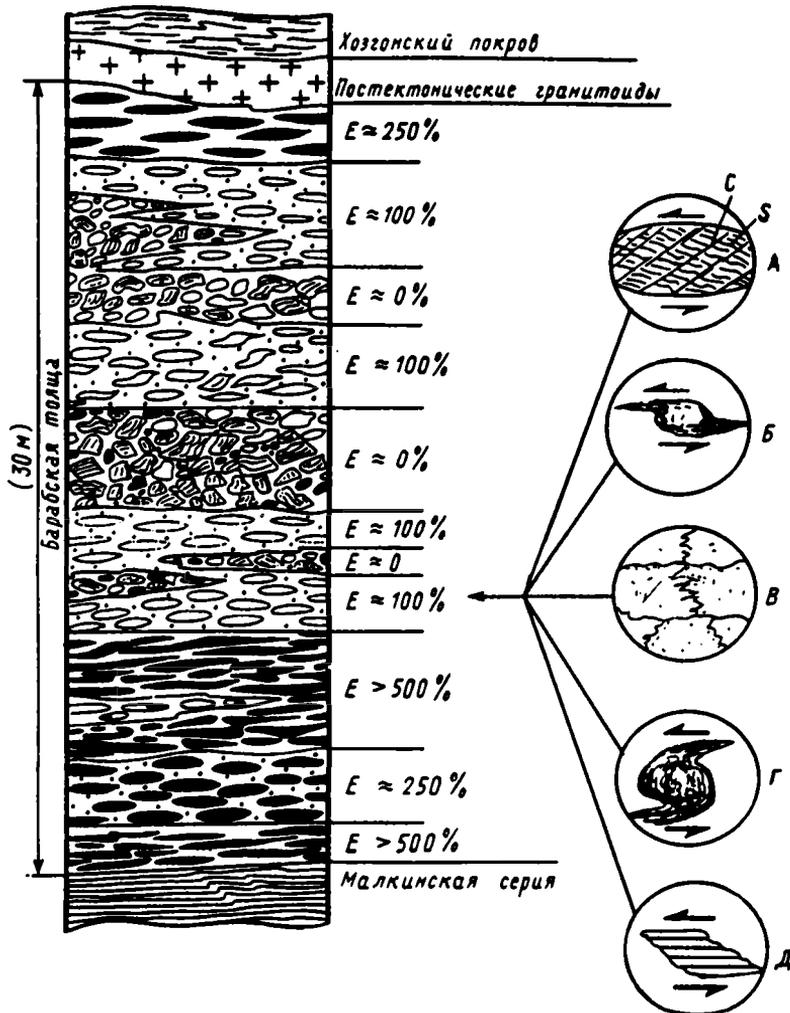


Рис. 11. Структурный разрез субгоризонтальной зоны сдвиговых деформаций и вертикального аккрецирования Срединно-Камчатского массива [Колодяжный и др., 1996]

E – интенсивность деформации; фрагменты микроструктур, отражающих сдвиговую (в механическом смысле) деформацию: A – C - S -структуры, B – асимметричные кластические хвосты, V – стилолитовые швы; Γ – структуры вращения; $Д$ – структуры внутрикристаллического трансляционного скольжения (механическое двойникование)

прогрессивная смена структур хрупкого разрушения структурами хрупко-пластического, а затем пластического течения с постепенным переходом с макро- на микроуровень.

Вторичные вещественные преобразования неравномерны и характеризуются ленточно-петельчатым рисунком при существовании постепенных переходов от слабо измененных пород уровня эпигенеза–метагенеза до пород эпидот-амфиболитовой фации. Существует парагенетическая связь между величиной деформации и интенсивностью вещественных преобразований, что, аналогично Курганакской зоне Южного Тянь-Шаня [Леонов М. и др., 1995] (рис. 12), находит отражение как в постепенном увеличении процентного содержания метаморфических минеральных фаз, так и в повышении фациального уровня мета-

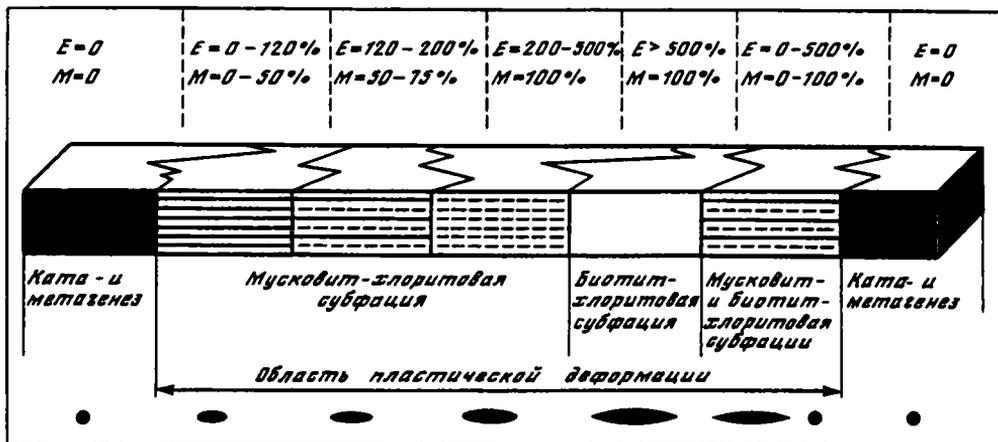


Рис. 12. Схема, отражающая прогрессивное нарастание структурно-вещественных преобразований горных пород в зоне пластического течения и парагенетическое единство структурных и вещественных (метаморфизм) превращений (Курганакская зона Южного Тянь-Шаня) (по [Леонов М. и др., 1995])

E – относительная величина пластической деформации; M – относительное содержание метаморфических минеральных фаз в условном объеме горной породы; внизу – графическое изображение относительной деформации галек в конгломератах

морфизма. Процесс идет до полной перекристаллизации конгломератов и превращения их в кристаллические сланцы, структурно-петрологические и реологические параметры которых практически одинаковы с таковыми подстилающих пород фундамента массива. В результате происходит структурно-вещественная и реологическая гомогенизация фундамента и чехла и вертикальное наращивание консолидированного корового слоя.

Северо-Карельская зона. Северо-Карельская зона представляет собой коллизийный шов, расположенный на границе двух крупных геоблоков Балтийского щита – Беломорского и Карельского и характеризуется интенсивными структурными и вещественными преобразованиями карельского возраста [Сыстра, 1991]. В пределах зоны выделяется два комплекса: нижний (архейский фундамент) и верхний (нижнепротерозойский протоплатформенный чехол). В аспекте рассматриваемой проблемы интересны следующие закономерности строения зоны [Колодяжный, 1998; Леонов, Колодяжный, 1998]. (1) Общность структурного плана для образований архейского гранито-гнейсового фундамента и перекрывающих его протоплатформенных отложений. И в том и в другом комплексе развиты структуры вязкопластического течения, связанные со сдвигово-домненным течением, формированием покровно-складчатых и покровно-купольных структур. Различные виды стрессовых структур (линейность, сланцеватость, гнейсовидность, будинаж и др.) указывают на идентичность и конформность структур в кристаллическом фундаменте и в проточехольном комплексе. (2) Единый стиль метаморфических преобразований: породы обоих комплексов изменены от начальных ступеней зеленосланцевой фации до амфиболитовой фации кианит-силлиманитового типа и образуют единую метаморфическую зональность. (3) Для образований архейского фундамента и нижнепротерозойского чехла отмечаются единые структурно-вещественные парагенезы. Например, различные виды минеральной и структурной линейности и там и там ориентированы единообразно и на стереограммах образуют общие поля. (4) Парагенетическое единство процессов структурной и вещественной переработки горных пород.

По [Колодяжный, 1998], метаморфизм в пределах цоколя сопровождается мигматизацией, микроклинизацией, частичным плавлением и реоморфизмом, в результате чего формируются микроклин-плагиоклазовые гранито-гнейсы и генетически с ними связанные гранитоиды. Переход от гранито-гнейсов фундамента к супракрустальным образованиям нижнего протерозоя постепенный. В породах проточехла отмечены жилы и тела биотитовых и амфибол-биотитовых плагиомикроклиновых гранитов, лейкогранитов и пегматоидов. Вдоль контакта (от 10 до 250 м) породы чехла испытывают объемную гранитизацию. Такие процессы развиты на контактах гранито-гнейсов и метаосадочных и метавулкано-генных пород, близких по составу к гранитам. При налегании на гранито-гнейсы базитовых комплексов в чехле развиваются процессы альбитизации, окварцевания, биотитизации, а также формируются жилы реоморфических микроклин-плагиоклазовых гранитов. В архейских гранито-гнейсах в этом случае развиваются процессы хлоритизации, эпидотизации, амфиболитизации с формированием биотит содержащих амфиболитов и амфибол-биотитовых пород. Можно наблюдать признаки амфиболитизации первичного гранитного субстрата и наоборот – гранитизацию основных пород. Конечным результатом процесса является гомогенизация петроструктурных и реологических параметров фундамента и чехла и возникновение новых объемов консолидированной коры за счет переработки чехольного комплекса.

Р а й о н о з. С е г о з е р о. Особенности процесса гранитизации, изученные в этом районе совместно с С.Ю. Колодяжным и В.В. Петровой [Леонов М. и др., 1999], рассмотрим на примере петроструктурного разреза в юго-восточной части Сегозерской наложенной мульды, которая выполнена отложениями нижнепротерозойского протоплатформенного чехла (преимущественно ятулия), залегающих с разрывом на породах архейского основания. В разрезе выделяется три породных комплекса (рис. 13). Нижний представлен гранито-гнейсами и гнейсо-гранитами архейского возраста. Верхний сложен метакварцитами и metabазальтами ятулийского проточехла. В пограничной зоне между гранито-гнейсами архея и чехольными отложениями расположен “промежуточный” комплекс, представленный сочетанием различных типов пород, включающих образования архейского фундамента, а также многочисленные тела (силлы, дайки, жилы) пород основного, среднего и кислого состава. Дайково-силловый комплекс метаосновных пород пропитывает верхнюю часть гранито-гнейсового фундамента и насыщает его все больше и больше, постепенно полностью вытесняя гранито-гнейсы и замещая их в разрезе. В результате возникает приконтактовая (субслоиная, первично субгоризонтальная) зона (мощностью до 200 м) преимущественного развития метаосновных пород, имеющих ятулийский возраст. И гранито-гнейсы и силлово-дайковый комплекс прорваны многочисленными аплитовыми жилами более поздних генераций. При этом породы фундамента подверглись реоморфизму, а породы “промежуточного” комплекса – метаморфической дифференциации, натриево-калиевому метасоматозу и гранитизации с возникновением гнейсовидной структуры и полосчатости. Постепенно, в результате развития процесса сиализации, гранитизации и реоморфизма, составы пород фундамента и промежуточного комплекса выравниваются и происходит их гомогенизация, которая подчеркивается единым для фундамента, промежуточного комплекса и чехла планом деформаций. Общность деформационного плана выражена, прежде всего, в совпадении линейных и плоскостных элементов: минеральной линейности, сланцеватости, гнейсовидности, ориентировке зон расланцевания и будинажа, в положении кварцевых и пегматоидных жил и др. Это подтверждается и положением полюсов плоскостных структурных элементов, общим для пород фундамента и чехла. При этом весь комплекс структурных и структурно-вещественных преобразований отражает и общность реологического поведения разных горизонтов корового слоя (фундамента, про-

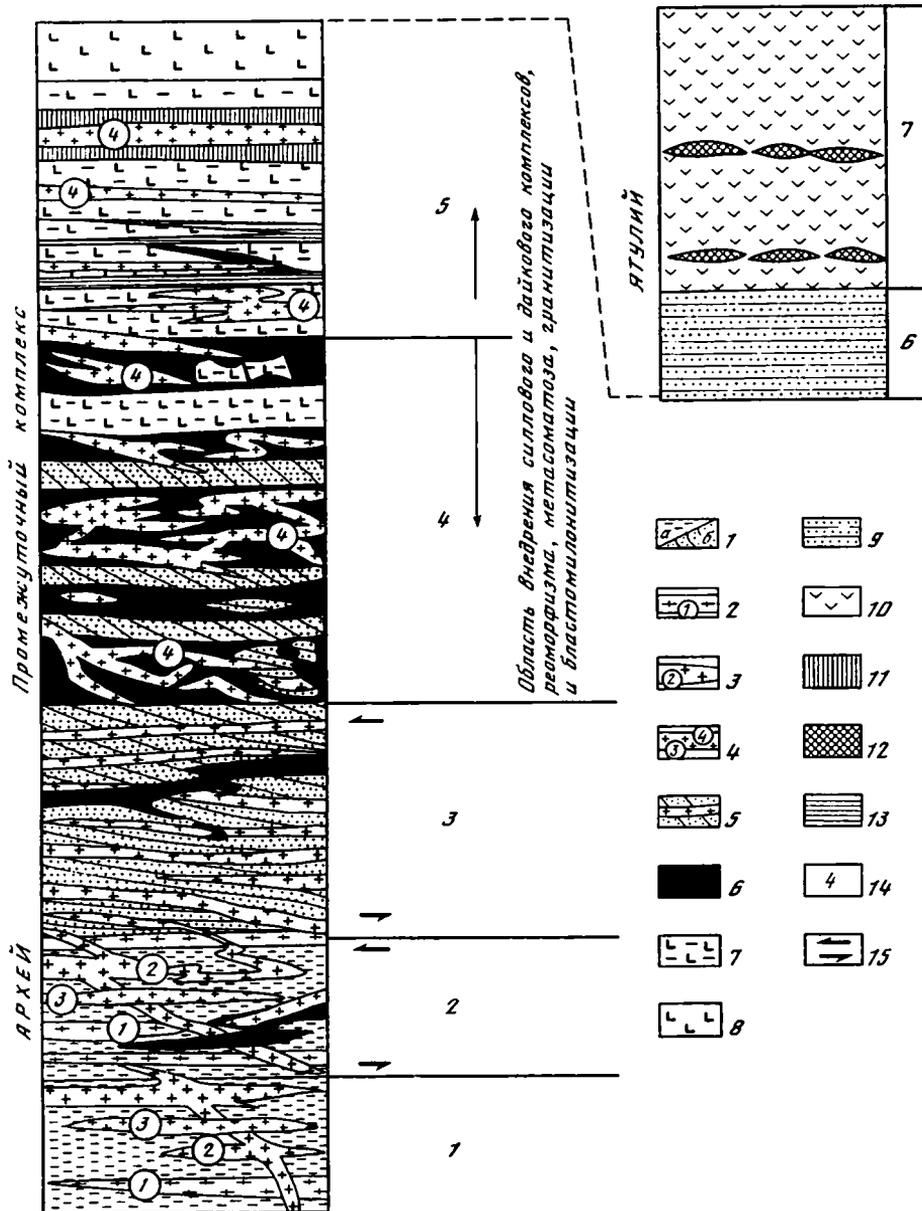


Рис. 13. Схематизированный разрез "промежуточного" комплекса на контакте архейского фундамента и нижнепротерозойского протоплатформенного чехла (по [Леонов М. и др., 1999])

1 – гранитогнейсы: а – амфибол-биотитовые, б – бластомилонитизированные и хлоритизированные; 2 – послонные мигматиты первой генерации; 3 – мигматиты-артериты второй генерации; 4 – жилы мигматитов третьей и четвертой генераций; 5 – мигматит-граниты (перекристаллизованные и ремобилизованные мигматиты первой и второй генераций); 6 – кварц-полевошпат-биотитовые породы ("гранитизированные" долеритовые порфириды); 7 – "гранитизированные" габбро-долериты; 8 – слабо измененные габбро-долериты; 9 – ятулийские кварцито-песчаники, метагравелиты и метаконгломераты; 10 – ятулийские метавулканиды основного состава; 11 – вторичные кварциты; 12 – эпидозиты; 13 – бластокатаклизиты и бластомилониты; 14 – номера горизонтов и пачек; 15 – направления перемещений в сдвиговом поле деформаций

межуточного комплекса и чехла), а именно их объемное хрупко-пластическое течение, т.е. реидную деформацию. В результате на границе “архейский фундамент–протоплатформенный чехол” формируются новые объемы консолидированного сиалистического слоя, т.е. происходит его вертикальная аккреция.

ОБСУЖДЕНИЕ МАТЕРИАЛА

Приведенные примеры, а также данные многочисленных цитированных выше публикаций показывают: фундамент всех видов геоструктур с консолидированной корой на плитной стадии и на стадиях внутрикратонной активизации подвижен и подвержен существенным структурным и вещественным преобразованиям, связанным с объемным пластическим, хрупко-пластическим и катакластическим течением, т.е. с реидной деформацией. Механизмы и особенности проявления реидной деформации в каждом случае зависят от общей геодинамики региона, его первоначальной структуры, реологии слагающих пород, особенностей регионального и локального полей напряжений.

Анализируя картину реидной деформации в целом, можно сделать вывод, что для складчато-метаморфического фундамента древних платформ более характерны продольные течения с субвертикальной ориентировкой плоскостных элементов. Формирование купольных гранитных и гранито-гнейсовых структур также вряд ли связано лишь с радиально направленными силами; оно определяется, по-видимому, тангенциальными напряжениями и связано со значительными латеральными перемещениями горных масс, в том числе в режиме сдвигового течения, как это показано в [Ажгирей, 1966; Колодяжный и др., 1996; Копп, 1981; Леонов М., 1988, 1997; Леонов М. и др., 1995; Леонов М. и др., 1998; Паталаха, 1966; Паталаха и др., 1995; Colliston, 1990]. Для молодых платформ, внутриконтинентальных орогенов и срединных массивов подвижных поясов характерна иная закономерность, выраженная в субгоризонтальном расслоении фундамента и возникновении горизонтально-плоскостного тектонического сдвигового течения. Вывод этот, однако, нуждается в уточнении.

Структурно-вещественная переработка пород, связанная с реидной деформацией, происходит на разных масштабных уровнях и может иметь разное выражение в различных местах одного и того же региона или даже конкретной структуры, образуя единые парагенезы. Так, например, в пределах Южного Тянь-Шаня в едином парагенезе находятся структуры пластического течения, катаклаза, меланжирования и динамической рекристаллизации. С реидной тектоникой фундамента связано формирование осадочных бассейнов, что можно наблюдать на примерах Северо-Американской платформы, грабенов Мендересского и Родопского массива, развития мезозойско-кайнозойских впадин Тянь-Шаня.

Реидная тектоника проявлена и в новейшей структуре континентов [Кинг, 1967; Леонов М. и др., 1998; Николаев, 1994; Hetzel et al., 1995] и может выступать в качестве рельефообразующего фактора, однако при возникновении потоков с латеральным течением горных масс ее влияние на развитие рельефа может быть минимальным.

В результате регионального проявления реидной тектоники в консолидированной коре континентов формируются сложные коллажи структур вертикально- и горизонтально-плоскостного течения, а также протрузивно-купольные структуры. Протрузивный процесс, т.е. внедрение кристаллических масс под действием тектонической компрессии, осуществляется не только в вертикальном направлении. Образуются и “горизонтальные протрузии”, связанные с объемным продольным сдвиговым течением. Основной механизм проявления реидной тектоники в консолидированной коре – компрессионно-эжективный [Леонов М., 1993, 1997; Паталаха, 1971; Colliston, 1990].

Таким образом, реидная тектоника фундамента является реальным и широко-

масштабным явлением, которое определяет многие особенности геодинамики областей с консолидированной корой и внутриконтинентального тектогенеза в целом. Этот вывод имеет существенное значение для разработки геодинамических концепций, так как показывает, что литосфера континентов не является жесткой и пассивной, а представляет собой весьма подвижную субстанцию, которая чутко реагирует на приложение внешних сил и обладает внутренней энергией, способной создавать сложные внутриплитные тектонические ансамбли.

Процесс структурно-вещественных преобразований в пограничной области “фундамент–чехол” сопровождается рядом явлений, приводящих к выравниванию (гомогенизации) петроструктурных и реологических параметров фундамента и чехла и к наращиванию (вертикальной аккреции) консолидированного слоя. Явление это, как можно было видеть, широко распространенное и отражает фундаментальную закономерность эволюции земной коры. Объемная гранитизация и сиализация осадочного чехла была подмечена ранее в различных районах Карелии [Лобач-Жученко, 1977; Лобач-Жученко, Пинаева, 1961; Этапы..., 1973]. Так, в [Этапы..., 1973. С. 106] при рассмотрении Северо-Карельской зоны сказано: “Повсеместно по границам (с архейским фундаментом. – М.Л.) метаморфизованных... пород протерозоя устанавливаются... превращения осадочно-вулканогенных пород протерозоя в гнейсы в гранито-гнейсы”. С.Ю. Колодяжным сходные явления описаны в пределах Южного Тянь-Шаня (Нуратау).

Процесс структурно-вещественных преобразований в пограничной области “фундамент–чехол” может развиваться несколько по-разному и фиксироваться к настоящему моменту на разных стадиях своего развития. Так, в пределах Южного Тянь-Шаня процесс сиализации и гомогенизации фиксируется на стадии формирования метаморфических пород высокой степени кристалличности и соответствующей реологии, отражающей способность к реидной деформации. Наблюдается реальная сиализация вещества, но признаков гранитизации, кроме позднего калиевого метасоматоза, не наблюдается. Приблизительно та же стадия структурно-вещественной трансформации пород чехольного комплекса фиксируется в пределах купольных структур Северного Прионежья [Леонов М. и др., 1996]. Несколько дальше заходит процесс преобразований и общей гомогенизации пород фундамента и чехла в районе оз. Сегозеро, где процесс гранитизации выражен достаточно четко, но все же следы первичных состава и взаимоотношений пород сохраняются и возможно выделение “промежуточного” комплекса. В Северо-Карельской зоне процесс заходит настолько глубоко, что в ряде случаев провести границу между архейским фундаментом и вновь возникшими объемами гранитно-метаморфического слоя практически невозможно – происходит полная гомогенизация петроструктурных и реологических свойств фундамента и нижних горизонтов чехла и вертикальное аккретирование консолидированной коры за счет приращения новых объемов гранитно-метаморфического слоя, как было подчеркнуто несколько выше [Этапы..., 1973].

Приуроченность структурно-вещественной трансформации пород к пограничной области “фундамент–чехол”, а также к наиболее контрастно построенным толщам (например, конгломераты Курганской зоны Южного Тянь-Шаня или барабские конгломераты Камчатки), по-видимому, не случайна: реологическая контрастность сред (фундамент и чехол) и реологическая неоднородность конгломератов способствовали концентрации и последующей релаксации напряжений сдвига (в механическом смысле), вызванных тектоническими напряжениями в регионах. Нами было показано [Леонов М. и др., 1995], что метаморфизм проходит в условиях объемного хрупко-пластического течения и вещественные преобразования контролируются механохимическими факторами, т.е. факторами, связанными с приложением к системе механической энергии тектонических процессов. В частности, калиево-кремниевый метасоматоз, реальные следы которого фиксируются в опи-

саных районах, практически всегда связан [Ициксон, 1970] с проявлением пластических деформаций (текучести горных пород). Петрографически доказана одновременность протекания и единство процессов деформации, перекристаллизации и метасоматоза пород, что свидетельствует о тесном взаимопереплетении механических и кристаллизационных явлений. При этом химические процессы в обстановке “давление + сдвиг” в условиях наличия водных флюидов приводит к разогреву, метаморфизму, метасоматозу и гранитизации пород [Иванкин, 1985]. Поскольку, как уже говорилось, максимальное накопление и разрядка напряжений происходят на границах физически контрастных сред, то граница “фундамент/чехол” – это, по существу, тот аттрактор, который автоматически предопределяет возможность и реальность процесса вертикального аккрецирования, а также его периодическую возобновляемость.

К сказанному необходимо добавить, что существует, по-видимому, еще один мощный аттрактор, стимулирующий дискретную возобновляемость процесса “континентализации” базитовой коры [Яковлев, 1998, 1999]. Этот процесс стимулируется метаморфогенной инфильтрацией (М-инфильтрацией) газово-водных флюидов, которая связана с зеленокаменным метаморфизмом (гидротацией) погребенных базальтоидов и их метаморфических аналогов – гранулитов и гнейсов и захватывает верхние горизонты гранулит-гнейсовой континентальной или базитовой океанической коры, а также, вероятно, и мощные толщи базальтов, изливающихся на континентах.

М-инфильтрация, по данным [Яковлев, 1999], приводит к сиализации и кратонизации земной коры, проявляется дискретно во времени и пространстве, но только при наличии относительно мощного осадочного чехла (не менее 2–3 км), в котором развиваются достаточно высокие флюидные давления. Область нисходящей М-инфильтрации может достигать глубин в 8–10 км и более. По данным цитируемого автора, в континентальных осадочных бассейнах с мощным чехлом и меланократовым основанием “с возбуждением такого потока связана активизация тех геологических процессов, которые особенно чувствительны к флюидному и термическому режиму недр – это процессы литогенеза, теплопереноса и *механических деформаций. Становится возможным аллотигенный метаморфизм...*” (курсив мой. – М.Л.).

Из сказанного можно сделать, по крайней мере, три важных для разбираемой проблемы вывода: (1) основной уровень вещественных преобразований, связанных с действием М-инфильтрации, – это пограничная область “фундамент–чехол”; (2) зона М-инфильтрационной вещественной перестройки горных масс и их континентализации совпадает с зоной действия структурно-реологического аттрактора, что еще раз подчеркивает единство и взаимообусловленность структурных и вещественных преобразований; (3) критическая мощность осадочного чехла и наличие контакта резко разнородных породных масс (фундамента и чехла; базитов и осадочных пород) являются в совокупности аттрактором процесса сиализации.

А все это заставляет полагать, что именно совокупность двух мощных геологических факторов: структурно-реологического и М-инфильтрационного делает возможным многофазную, дискретную в пространстве и во времени вертикальную аккрецию сиалического корового слоя. Вертикальная аккреция осуществляется: (А) за счет преобразования базитовой коры; (Б) в результате приращения к относительно древнему фундаменту все новых и новых объемов преобразованного структурно-метаморфическими процессами вулканогенно-осадочного чехла (рис. 14).

Интересно также отметить, что оформление этого “промежуточного” комплекса в качестве новой породной ассоциации и составной части консолидированной коры происходит позднее, чем накопление вышележащих протоплатформенных отложений. Из чего вытекает факт нарушения привычной последовательности со-

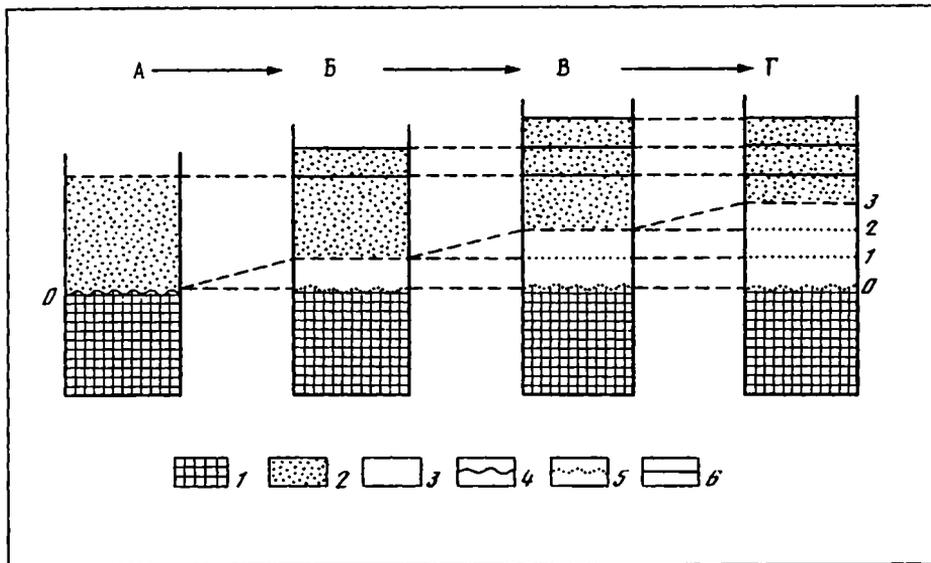


Рис. 14. Схема вертикального аккрецирования консолидированной коры за счет совокупного действия петроструктурно-геологического [Леонов, Колодяжный, 1998] и М-инфильтрационного [Яковлев, 1999] аттракторов

А-Г – последовательные стадии развития; 0-3 – последовательное смещение раздела “фундамент-чехол” вверх по разрезу земной коры

1 – фундамент; 2 – чехол; 3 – объемы вновь создаваемого корового слоя; 4 – первичная граница фундамента и чехла; 5 – следы первичного и “промежуточных” разделов “фундамент-чехол”; 6 – внутречехольные границы раздела

бытий: сначала фундамент, потом чехол. Возможны, как мы видим, и иные соотношения: древний фундамент → чехол → новый фундамент (возникший за счет переработки пород чехольного комплекса). При этом происходит смещение физической (петроструктурно-реологической) границы “фундамент/чехол” вверх по разрезу земной коры, т.е. ее вертикальная аккреция.

Заканчивая изложение материала, еще раз подчеркну две главные закономерности постумного развития консолидированной коры, имеющие фундаментальное значение для внутриплитной геодинамики, а именно: (1) способность условно консолидированной коры к объемной реидной деформации и (2) дискретное увеличение объемов сиалического слоя и его вертикальное аккрецирование. Из чего следует сугубая условность понятия “консолидированная кора”. В действительности – это чрезвычайно мобильная субстанция, способная чутко реагировать на все геологические (вероятно, и космические) явления, затрагивающие нашу планету Земля.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 96-05-64412).

ЛИТЕРАТУРА

- Ажгирей Г.Д. Структурная геология. М.: Изд-во МГУ, 1966. 348 с.
 Бороуш Р.А. Фундамент // Структурная геология и тектоника плит. М.: Мир, 1991. Т. 3. С. 265–269.
 Богданова Н.М. Проблема сохранности и возраста древнего пенепплена Тянь-Шаня // Геоморфология. 1972. № 1. С. 19–27.
 Бончев Ек., Иванов Ж., Московски Ст., Начев И. Олисторомы в Центральных Родопах, Центральной

- и Восточной Планине и в области Крайште: Путеводитель экскурсий. София: Изд-во БАН, 1980. 67 с.
- Борукаев Ч.Б.* Тектоника литосферных плит в архее. Новосибирск: СО РАН, 1996. 60 с.
- Борукаев Ч.Б.* Справочник по современной тектонической терминологии. Новосибирск: Изд-во Новосибир. ун-та, 1997. 36 с.
- Боянов Ив.* Някои характерни особености на старите консолидирани ядра, блокове и средини масиви, включени в част от Альпийския геосинклинален пояс // Изв. Геол. ин-та. Сер. геотект. 1973. Кн. XXI/XXII. С. 181–212.
- Гаррелс Р., Маккензи Ф.* Эволюция осадочных пород. М.: Мир, 1974. 269 с.
- Деннис Дж.* Международный словарь тектонических терминов. М.: Мир, 1971. 288 с.
- Добрецов Н.Л.* Введение в глобальную петрологию. Новосибирск: Наука, 1980. 200 с.
- Докембрий Родопского массива и обрамляющие его фанерозойские метаморфизованные формации: Путеводитель экскурсии. София: Изд-во БАН, 1979. 111 с.
- Иванкин П.Ф.* Взаимодействие потоков восстановленных газов с литосферой подвижных поясов // Дегазация Земли и геотектоника: Тез. докл. М.: Наука, 1985. С. 7–9.
- Иванов Ж., Московски Ст., Колчева К.* Основные черты строения центральных частей Родопского массива // Geol. Balcanica. 1979. Т. 9, № 1. С. 3–50.
- Ирдли А.* Структурная геология Северной Америки. М.: Изд-во иностр. лит., 1954. 665 с.
- Ицксон Г.В.* Кристаллохимическое фракционирование калия и натрия в метаморфических процессах и его металлогеническое значение // Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л.: Наука, 1970. С. 172–194.
- Кафтан В.И., Серебрякова Л.И.* Современные движения земной коры. М., ВИНТИ, 1990. 149 с. (Итоги науки и техники. Геодезия и аэросъемка; Т. 28).
- Кейльман Г.А., Паняк С.Г.* Проблемы геологии "гранитного слоя" // Геотектоника. 1979. № 2. С. 80–93.
- Кинг Л.* Морфология Земли. М.: Прогресс, 1967. 559 с.
- Кинг Ф.Б.* Тектоника Северной Америки. М.: Мир, 1972. 268 с.
- Кожухаров Д., Тимофеев Б.В.* Первые находки микрофоссилий в докембрии Родопского массива // Докл. БАН. 1979. Т. 32, № 12. С. 1691–1694.
- Кожухарова Е.* Происхождение и структурное положение серпентинизированных ультрабазитов докембрийской офиолитовой ассоциации в Родопском массиве. 2. Метаморфические изменения ультрабазитов // Geol. Balcanica. 1984. Т. 14, № 6. С. 30–352.
- Кожухарова Е., Кожухаров Д.* Проблемы докембрия в Болгарии // Там же. 1980. Т. 10, № 1. С. 75–94.
- Кожухарова Е., Леонов М.Г.* Пластическая деформация и метаморфизм горных пород Южного Тянь-Шаня // Там же. 1988. Т. 18, № 4. С. 37–46.
- Колодяжный С.Ю. Структурно-вещественные парагенезы Кукасозерского сегмента Северокарельской зоны (Балтийский щит) // Геотектоника. 1998. № 6. С. 77–89.
- Колодяжный С.Ю., Зинкевич В.П., Луцицкая И.В., Бондаренко Г.Е.* Признаки вязко-пластического течения в мезозойских барабских конгломератах Срединно-Камчатского массива // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1996. Т. 71, вып. 6. С. 15–30.
- Копп М.Л.* Горизонтальное выдавливание при сжатии орогенических поясов // Там же. 1981. Т. 56, вып. 2. С. 14–28.
- Коссовская А.Г., Симанович И.М., Шутов В.Д.* Минеральные преобразования пород океанической коры и проблема ее начальной континентализации // Минеральные преобразования пород океанического субстрата. М.: Наука, 1981. С. 5–16.
- Костенко Н.П.* Развитие рельефа горных стран (на примере Средней Азии). М.: Мысль, 1970. 148 с.
- Кропоткин П.Н., Валев Б.М., Гафаров Р.А., Соловьева И.А., Трапезников Ю.А.* Глубинная тектоника древних платформ Северного полушария. М.: Наука, 1971. 390 с.
- Леонов М.Г.* Зеленосланцевый метаморфизм – опыт геодинамического анализа. М.: Наука, 1988. 130 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 433).
- Леонов М.Г.* О способах проявления подвижности фундамента при изменении его первичной формы в процессе активизации // Изв. вузов. Геология и разведка. 1991. № 4. С. 3–23.
- Леонов М.Г.* Внутренняя подвижность фундамента и тектогенез активизированных платформ // Геотектоника. 1993. № 5. С. 16–33.
- Леонов М.Г.* Протрузии кристаллического фундамента: (Факт существования, структура, механизм формирования) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1994. Т. 69, вып. 2. С. 3–18.
- Леонов М.Г.* Постумная реидная тектоника континентального фундамента // Геотектоника. 1997. № 3. С. 3–20.
- Леонов М.Г., Зыков Д.С., Колодяжный С.Ю.* О признаках тектонического течения горных масс фундамента в постледниковое время (Северо-Карельская зона Балтийского щита) // Там же. 1998. № 3. С. 71–79.
- Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю.* Вертикальная аккреция консолидированной коры: Суть проблемы и ее структурно-тектонические аспекты // Тектоника и геодинамика: Общие и региональные аспекты: Тез. докл. М.: ГЕОС, 1998. Т. 1. С. 299–303.
- Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Петрова В.В.* О характере взаимоотношений архейского фундамента

- и ятулийского проточехла Карельского массива (на примере района оз. Сегозеро) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1999. Т. 74, вып. 2. С. 3–14.
- Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Соловьев А.Ю. Пластичная деформация и метаморфизм // Геотектоника. 1995. № 2. С. 29–48.
- Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Сомин М.Л. Структуры тектонического течения в отложениях прото-платформенного чехла Карельского массива (Балтийский щит) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1995. Т. 70, вып. 3. С. 20–23.
- Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Сомин М.Л. О тектонической подвижности кристаллических пород фундамента в ядрах антиклинальных складок Северного Прионежья (Балтийский щит) // Геотектоника. 1996. № 1. С. 22–32.
- Леонов Ю.Г. Тектонические критерии интерпретации сейсмически отражающих горизонтов в нижней коре континентов // Там же. 1993. № 5. С. 4–15.
- Лишевский Э.Н. Об активной роли гранитных интрузий в процессе горообразования // Там же. 1965. № 3. С. 77–84.
- Лобанов М.П., Сизых В.И., Синцов А.В., Стрелюк Т.Л. Эндогенные кластиты – новый механо-химический тип псевдосадочных пород при тектонических деформациях (на примере Байкальского и Непского мегасводов) // Докл. АН СССР. 1991. Т. 319, № 5. С. 1178–1182.
- Лобач-Жученко С.Б. Основные проблемы геологии гранитно-зеленокаменных областей раннего докембрия // Проблемы геологии раннего докембрия. Л.: Наука, 1977. С. 46–57.
- Лобач-Жученко С.Б., Пинаева Н.И. Об абсолютном возрасте и характере контактов архея и нижнего протерозоя // Вопросы геохронологии и геологии. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 187–211.
- Лукина Н.В. Деформация поверхности палеозойского фундамента Юго-Западного Тянь-Шаня. М.: Наука, 1977. 79 с.
- Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991. 143 с.
- Макаров В.И. Структура горных областей Альпийско-Центрально-Азиатского пояса новейшего горообразования: Опыт сравнительного анализа // Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Новосибирск: Наука, 1990. С. 91–96.
- Макаров В.И., Спиридонов Х.Б. Новейшая тектоника Родопского массива и прилегающих территорий // Геотектоника. 1982. № 2. С. 65–79.
- Московски Ст., Иванов Ж. Геологическое строение Центральных Родоп. 3. Северородопский надвиг между городами Пештера и Асеновград // Geol. Balcanica. 1986. № 1. С. 31–53.
- Николаев В.И. Разломы и геодинамическая напряженность литосферы в Среднем Поволжье по данным дешифрирования космических снимков // Изв. вузов. Геология и разведка. 1994. № 3. С. 45–49.
- Особенности становления земной коры в докембрии Южной Болгарии: Путеводитель экскурсий. София: Изд-во БАН, 1984. 141 с.
- Паталаха Е.И. Механизм смятия в складку мощного покрова нерассланцованных фельзит-порфиров // Геотектоника. 1966. № 3. С. 109–124.
- Паталаха Е.И. О дифференциальной подвижности совместно деформируемых разнородных геологических тел, ее причинах и следствиях: Вязкоэластичная инверсия // Там же. 1971. № 4. С. 15–20.
- Паталаха Е.И., Лукиенко А.И., Гончар В.В. Тектонические потоки как основа понимания геологических структур. Киев: Нац. АН Украины, 1995. 159 с.
- Петрографический словарь. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 447 с.
- Пучков В.Н. О характере контактов гранитоидного массива Мань-Хамбо с окружающими метаморфическими породами. Сыктывкар, 1968. С. 50–54. (Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР; Вып. 8).
- Рейнер М. Десять лекций по теоретической реологии. М.: ОГИЗ-Гостехиздат, 1947. 134 с.
- Руттен М. Геология Западной Европы. М.: Мир, 1972. 446 с.
- Сварчевская З.А., Скублова Н.В. О природе островных гор Центрального Казахстана // Структурная геоморфология горных стран. Фрунзе: Илим, 1973. С. 74–75.
- Синицин В.М. Сналь: Историко-генетические аспекты. Л.: Недра, 1972. 167 с.
- Сыстра Ю.И. Тектоника Карельского региона. СПб.: Наука, 1991. 176 с.
- Талицкий В.Г. Новые подходы к моделированию геологической среды // Геотектоника. 1994. № 6. С. 78–84.
- Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. 216 с.
- Флаасс А.С. Некоторые особенности структурного развития мамско-бодайбинской серии // Геотектоника. 1971. № 6. С. 58–64.
- Фуз Р. Вертикальные тектонические движения и сила тяжести во впадине Биг-Хорн и в окружающих хребтах Средних Скалистых гор // Сила тяжести и тектоника. М.: Мир, 1976. С. 434–445.
- Чедия О.К., Уткина Н.Г. Новейший тектогенез Тянь-Шаньского эпиплатформенного орогена // Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Новосибирск: Наука, 1990. С. 46–53.
- Шульц С.С. Тектоника земной коры. Л.: Недра, 1979. 272 с.
- Этапы тектонического развития докембрия Карелии. Л.: Наука, 1973. 174 с.
- Яковлев Л.Е. Инфильтрация воды в базальтовый слой земной коры. М.: Наука, 1998.
- Яковлев Л.Е. Метаморфогенная инфильтрация воды в базальтовый слой и кратонизация океанической коры: (Тез. докл.). М.: ГЕОС, 1999.

- Armstrong R.L.* Radiogenic isotopes: The case for crustal recycling on near-study-state no-continental-growth // *Philos. Trans. Roy. Soc. London. A.* 1981. Vol. 301, N 1461. P. 443–472.
- Bozkurt E., Park R.G.* Southern Menderes massif: An insipient metamorphic core complex in western Anatolia, Turkey // *J. Geol. Soc. London.* 1994. Vol. 151. P. 213–216.
- Bradschow J., Renouf J.T., Taylor R.T.* The development of Brioverian / Paleozoic relationships in West Finistere (France) // *Geol. Rdsch.* 1967. Vol. 56, N 2. P. 567–596.
- Carey S.W.* The Rheid concept in geotectonics // *Bull. Geol. Soc. Austr.* 1954. Vol. 1. P. 67–117.
- Colliston W.P.* A model of compressional tectonics for the origin of the Vredefort structure // *Tectonophysics.* 1990. Vol. 171, N 1/4. P. 115–118.
- Fife W.S.* The evolution of the Earth's crust: Modern plate tectonics to ancient spot tectonics // *Chem. Geol.* 1978. Vol. 23, N 1. P. 89–114.
- Hetzel R., Passchier C.W., Ring U., Dora O.O.* Bivergent extension in orogenic belts: The Menderes massif (south-western Turkey) // *Geology.* 1995. Vol. 23, N 5. P. 455–458.
- Hudson F.S.* Folding of unmetamorphosed strata superjacent to massive basement rocks // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1955. Vol. 39, N 10. P. 2038–2052.
- Jaeger H.M., Nagel S.R.* La physique de l'état granulaire // *Recherche.* 1992. Vol. 23. P. 1380–1387.
- Lowman P.D.* Comparative planetology and the origin of continental crust // *Precambrian Res.* 1989. Vol. 44, N 3/4. P. 171–195.
- Reunion extraordinaire de la Société géologique de France en Bulgarie: Guide de l'exursion. Sofia: Presse Univ. 1983. 119 p.

НЕЛИНЕЙНЫЕ ЭФФЕКТЫ В МОДЕЛЯХ СТРУКТУРООБРАЗОВАНИЯ

А.В. Лукьянов

Геологический институт РАН

ВВЕДЕНИЕ

Одной из интереснейших проблем геодинамики литосферы является проблема самоорганизации структурообразования. Упорядоченность структур просматривается на всех масштабных уровнях от микроскопического до пространств, измеряемых сотнями километров, и эту упорядоченность во многих случаях не удается объяснить влиянием внешних факторов. То же можно сказать и о неравномерности развития тектонических процессов во времени.

В Геологическом институте АН СССР в течение длительного времени (с конца 50-х годов) под руководством академика П.В. Пейве и автора этой статьи проводились исследования упорядоченности тектонических структур с целью выяснения происхождения этого феномена и его использования для определения механизмов тектонических движений. Для этого осуществлялись геологическое картирование и парагенетический анализ структур многих регионов [Лукьянов, 1961, 1965; Разломы..., 1963; Суворов, 1961; Трифионов, 1967; Щерба, 1973], изучение процессов деформации на эквивалентных материалах и естественных моделях – ледниках, землетрясениях [Лукьянов, 1989, 1997; Разломы..., 1963], экспериментальное исследование эффекта Ребиндера в горных породах [Сальников, 1987], моделирование процессов седиментации, магматизма, фильтрации на гидравлическом интеграторе ИГЛ В.С. Лукьянова [Лукьянов, 1987; Лукьянов и др., 1987], анализ стресс-метаморфизма и тектонического течения геологической среды [Лукьянов, 1980, 1986, 1991].

Эти исследования приводят к выводу, что наблюдаемая упорядоченность тектонических структур во многих случаях обязана самоорганизации процесса структурообразования как в пространстве, так и во времени. А.В. Пейве не употреблял слова “самоорганизация”, но уже в 1961 г. сформулировал положение, из которого следует неизбежность самоорганизации геологической среды. «Именно в наблюдающейся известной самостоятельности перемещения по крайней мере крупных структурно обособленных однородных блоков земной коры, – писал он, – и заключается главная особенность тектонических движений. Все тектонические теории до сих пор не знали такого механизма движений земной коры, т.е. не считались с тем, что каждый блок обладает как бы самостоятельной “движущей силой”, заключенной в нем самом» [Пейве, 1961. С. 42]. Уже к 1963 г. в лаборатории А.В. Пейве были разработаны основы парагенетического анализа структур [Разломы..., 1963]. Этот анализ выявлял самоорганизацию среды в пространстве.

Позднее были проанализированы модели самоорганизации во времени. В 1971 г. было подчеркнуто, что многие геологические объекты можно рассматривать как саморазвивающиеся системы, находящиеся во внешней среде, что наблюдаемая цикличность их развития обусловлена особенностями внутреннего строения системы и что внутренняя цикличность возникает тогда, когда компоненты системы испытывают существенно нелинейные изменения свойств в ходе процесса [Лукуанов, 1971]. Описание моделей, на основе которых сделаны эти выводы, были опубликованы позднее [Лукуанов, 1987]. Было показано, что при структурообразовании в геологической среде могут образовываться природные автоколебательные системы. Они полностью соответствуют определению автоколебательных систем, данных в классической монографии А.А. Андропова, А.А. Витта и С.Э. Хайкина [1981], первое издание которой было опубликовано в 1937 г. и которая знаменита тем, что в ней впервые были изложены основополагающие идеи об-

щей теории нелинейных колебаний. Позднее эти идеи были развиты многими авторами и применены к широкому кругу объектов, в том числе и геологических [Горяинов, 1995; Григорян, 1982; Дубровский, 1998; Иванюк и др., 1996; Летников, 1992; Летников и др., 1999; Николис, Пригожин, 1990; Пригожин, Стенгерс, 1986; Пушаровский, 1993; Шумский, 1982; Хакен, 1980; и др.]. В настоящее время проблемы самоорганизации геологической среды (и в пространстве, и во времени) обсуждаются широко, им посвящаются специальные семинары и конференции. Неотъемлемой частью самоорганизации являются нелинейные эффекты, проявляющиеся в геологической среде при структурообразовании. Некоторые из них будут рассмотрены ниже. Однако термины “самоорганизация” и “нелинейные эффекты” разными авторами понимаются по-разному, поэтому наше употребление этих терминов следует пояснить.

Самоорганизация

Упорядоченность геологических образований встречается часто. Достаточно вспомнить ритмичную слоистость многих осадочных толщ, периодические извержения гейзеров и вулканов, тектонические и магматические циклы, упорядоченные структурные рисунки подвижных поясов и платформ, возникновение повторяющихся в геологической истории парагенезов структур, парагенезов толщ (формаций), парагенезов минералов и многие другие феномены, давно известные геологии. Другими словами, “организация” геологических образований не вызывает сомнений, но является ли она “самоорганизацией”?

По поводу происхождения проявлений упорядоченности существуют разные мнения, укладываемые в две группы объяснений: (1) порядок навязывается геологическим системам извне и (2) упорядоченность возникает спонтанно, внутри геологических систем, являясь их неотъемлемым свойством, т.е. некоторые геологические системы обладают способностью к самоорганизации (вспомним слова А.В. Пейве: «...каждый блок обладает как бы самостоятельной “движущей силой”, заключенной в нем самом»). Именно в этом смысле мы и употребляем термин самоорганизация. Обе группы объяснений по отношению к конкретным примерам упорядоченности имеют веские основания и, несомненно, не исключают, но дополняют друг друга.

Линейные и нелинейные процессы при структурообразовании

Употребление слов “линейный” и “нелинейный” тоже следует пояснить, так как в последнее время в геологической литературе они используются в разном смысле. Мы, как и многие, применительно к процессам, свойствам и зависимостям употребляем их в математическом смысле, т.е. если процесс описывается линейным уравнением, то он линейный, если нелинейным, то и процесс нелинейный. Однако следует иметь в виду, что геологические процессы, как правило, не удается описать математическими формулами, и конкретный вид линейного или нелинейного оператора нам не известен. (В.Н. Страхов даже назвал геологию “великим немым”, так как она не умеет разговаривать на математическом языке [Вопросы..., 1998. С. 9].) Поэтому приходится обращаться к основному свойству линейного оператора – принципу суперпозиции (результат суммы воздействий равен сумме их результатов, т.е. $L(A + B) = LA + LB$, где L – линейный оператор). Если этот принцип соблюдается, мы говорим о линейном процессе, если нет, то о нелинейном, даже не зная конкретную математическую формулировку этой зависимости.

Например, не обращаясь к формулам, а просто нагревая воду, легко заметить, что зависимость ее температуры от сообщаемого тепла линейна (суммарное количество калорий даст суммарный подъем температуры), но только если мы не захва-

тываем областей кипения и замерзания. В этих областях принцип суперпозиции не соблюдается, зависимость нелинейна, и мы должны говорить о нелинейном процессе, если нас интересуют именно эти области.

Так же можно поступить и с наблюдениями за осадконакоплением, деформацией толщ и т.д.

Медленные геологические процессы обычно линейны или квазилинейны. В бассейнах происходит равномерное осадконакопление; толщи испытывают медленную однородную деформацию; в зонах разломов осуществляется медленная ползучесть, крип. Принцип суперпозиции соблюдается. Но вот происходит землетрясение и подвижка по разлому; или в деформируемой толще обнаруживаются неоднородности и возникают складки; или на крутом склоне в осадках образуются оползни... Равномерность процесса нарушена, принцип суперпозиции не соблюдается, процесс на этих участках и в эти моменты времени становится нелинейным.

Землетрясения, складки, оползни, таким образом, суть *нелинейные эффекты структурообразования*. Их следы сохраняются в геологической летописи, образующиеся формы можно наблюдать в природе, а механизм образования – при моделировании.

Разнообразие нелинейных эффектов

Нелинейные эффекты так же разнообразны, как и геологические процессы. Каждый процесс имеет свою специфику, свои закономерности.

При образовании осадочных структур характер процесса определяется характером переноса и отложения осадка, составом осадочного материала, особенностями гидродинамики бассейна и т.д.

При магматических процессах – теплофизическими и химическими характеристиками твердых пород и расплавов, тепловыми потоками и др.

При деформационных процессах – реологическими свойствами толщ, неоднородностями механических свойств слоев, геометрическими формами неоднородностей, плотностями пород, количеством и составом жидкой фазы и др.

Соответственно и на самоорганизацию толщ оказывают влияние нелинейности всех этих характеристик. И эффекты самоорганизации оказываются весьма многообразными.

Особо следует подчеркнуть, что линейность или нелинейность процесса зависит от масштаба его рассмотрения, т.е. от постановки задачи, что само по себе является субъективным фактором. Так, рассматривая квазиоднородное течение мощной толщи горных пород, мы вправе оценивать его как линейный процесс. Но обращаясь к изучению деталей этого процесса на микроуровне, мы заметим множество нелинейных эффектов, сопровождающих это “течение”, – образование мелких трещин, бороздок нарастания около зерен, будинирование тонких прослоев, образование кливажа, микроскладок и т.д. При грубом анализе вся эта “мелочь” остается за пределами рассмотрения, так как при постановке задачи мы должны условиться рассматривать “сколь угодно малые структуры, но не мельче заранее заданной величины” и рассматривать процесс на “сколь угодно большой территории, но не большей заранее заданной величины”. Это не умаляет общности получаемых выводов, но вводит необходимые ограничения, пренебрегать которыми не следует.

Абстрагируясь от частных особенностей упомянутых выше многообразных процессов, можно обнаружить в них аналогичные черты, связанные с наиболее фундаментальными свойствами геологической среды. Назовем три из них: 1) перестройка среды при прохождении через предельные состояния; 2) метастабильное существование в запредельных условиях; 3) две формы движения геологической среды.

ТРИ ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ СВОЙСТВА ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ – ТРИ ФАКТОРА ЕЕ САМООРГАНИЗАЦИИ

Перечисленные выше фундаментальные свойства геологической среды во многом определяют ее поведение. Они определяют и самоорганизацию и нелинейные эффекты структурообразования. Но это только следствия. Главное, что следует подчеркнуть, заключается в действительной фундаментальности, первозданности этих свойств. Они не отделимы от геологической среды, составляют ее сущность.

Предельные состояния

По отношению к стрессу горные породы имеют *пределы* прочности, упругости, пластичности. Эти пределы являются характеристиками пород и приводятся в таблицах. Сыпучие материалы характеризуются *предельными углами* естественного откоса. По отношению к нагреванию горные породы обладают определенными *температурами плавления*, магмы и другие жидкости – *температурами кристаллизации*. В метаморфических процессах известны термодинамические условия устойчивости определенных минеральных ассоциаций и превращения их в другие ассоциации. Перечень конкретных проявлений предельных состояний геологической среды можно продолжать и продолжать в соответствии с многообразием протекающих в ней процессов и многообразием свойств самой среды, о чем уже было сказано.

При прохождении через предельное состояние среда испытывает качественное изменение, а процесс становится нелинейным. За пределом прочности горная порода разрушается и ее деформация протекает иначе, а коэффициенты, связывавшие ранее ее деформацию с напряжением, теряют смысл. При температуре плавления твердая порода превращается в жидкость, что приводит ко многим теплофизическим и деформационным эффектам (поглощение скрытых теплот плавления, приобретение текучести, потеря девиатора напряжения и др.). В условиях перестройки минеральных ассоциаций активизируются процессы метаморфизма и деформации, выделяется или поглощается тепло, изменяются плотности пород, т.е. проявляются многие показатели нелинейного процесса.

Обобщая конкретные проявления предельных состояний и превращений геологической среды, следует отметить главное: во-первых, эти свойства *фундаментальны*, составляют сущность геологической среды, *закон ее поведения* (закон предельных состояний) и, во-вторых, в предельных состояниях среды (в критических зонах) процессы протекают *нелинейно*.

Запредельное терпение

Другой важнейшей особенностью геологической среды является ее *способность к перенапряжениям* и существованию в метастабильном состоянии. Во многих случаях геологическая среда переходит в новое качественное состояние не в точке равновесия между старым и новым состояниями, а только преодолев некоторый порог.

В процессе преодоления “порога”, среда находится в *закритическом*, перенапряженном состоянии. Перенапряженное состояние метастабильно, и процесс возвращения к критической точке обычно осуществляется скачком с выделением избыточной энергии (замерзание переохлажденной воды, срыв по трещинам в очаге землетрясения, разрыв пласта при образовании будин, оползание осадков и др.).

Способность к перенапряжениям тоже является *фундаментальным* свойством, законом поведения геологической среды (закон запредельного терпения), проявляющимся в многообразных конкретных формах.

Существование двух форм движения

В природе вообще, и в геологической среде в частности, движение осуществляется в двух принципиально разных формах. Либо это – *механическое перемещение* готового предмета, либо – *его рождение и смерть*. Для геодинамики эта давно известная истина, по нашему мнению, имеет особое значение.

Первая форма движения – механическое перемещение – наблюдается, когда, например, движется поезд по рельсам, или – куда-либо перемещается литосферная плита. Эта форма сохраняется и тогда, когда поезд или плита во что-нибудь врезается и деформируется.

Вторая форма – движение за счет рождения и отмирания – намного сложнее. Это движение обычно осуществляется в *крупных ансамблях, состоящих из множества элементарных объектов*. Большинство геологических тел, как раз, и являются такими ансамблями. Суть этой формы движения заключается в том, что отдельные объекты – члены ансамбля – почему-либо исчезают из него, а другие объекты рождаются вновь, либо присоединяются к нему, хотя раньше в него и не входили.

Например, город, состоящий из множества зданий, переползает со временем на другое место, если с одного бока он разрушается, а с другого достраивается. При этом конкретные здания (если они не попали в зону разрушения) остаются на месте, но весь город как ансамбль движется, перемещается, меняет конфигурацию. Аналогичным образом возникают новые города и поселки. Возникают и начинают жить, шевелиться, двигаться. А некоторые старые разрушаются совсем и уходят в небытие.

Совершенно такие же процессы происходят и в геологической среде, в земной коре, в литосфере. Огромный по разнообразию комплекс метасоматических явлений все время преобразует геологическую среду, рождает в ней новые тела, разрушает или метаморфизует старые. Это известно давно, однако мощь процесса и его геодинамические следствия, думается, еще не оценены по достоинству.

НЕЛИНЕЙНЫЕ ЭФФЕКТЫ ПЕРВОЙ ФОРМЫ ДВИЖЕНИЯ

Первая форма движения предполагает существование готового объекта (например слоя горной породы) и его перемещения или деформации при структурообразовании. В моделях обычно испытывают неоднородную среду, и эта неоднородность порождает нелинейные эффекты при деформации.

Эффект сшивания (неоднородная деформация и особые точки)

Эффект тектонического сшивания распространен в процессах структурообразования чрезвычайно широко. Однако специальному изучению он до сих пор почти не подвергался. Известны крупнейшие швы на месте древних океанов (сутуры), по которым, предполагается, соединились противоположные берега этих океанов. Известны небольшие, но все же имеющие региональное значение, швы на месте былых межгорных впадин. Известны цепочки крупных известняковых массивов, между которыми вмещающие их сланцевые толщи, верхняя и нижняя, пришли в соприкосновение; цепочки разделенных на будины даек с четко картируемыми межбудинными швами в докембрийских кристаллических сланцах. Известны и более мелкие структуры тектонического сшивания, вплоть до микроскопических. Если присмотреться, то они густо “населяют” сильно деформированные, рассланцованные толщи. Для всех структур тектонического сшивания характерна одна особенность: они представляют собою тектонический контакт двух толщ, некогда разделенных третьей, которая по каким-то причинам удалилась, предоставив возмож-

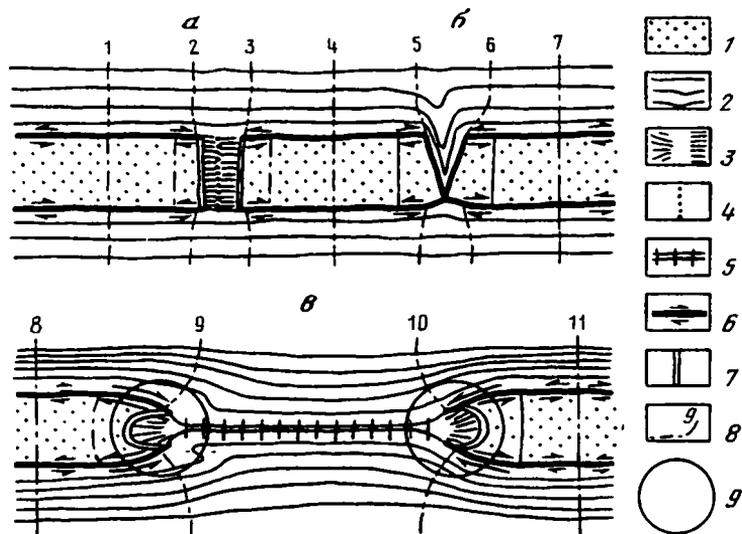


Рис. 1. Трансформация тектонических нарушений и изменение амплитуд и направлений смещения при продольном растяжении неоднородной толщи

a – разрыв слоя с минеральным заполнением трещины; *б* – разрыв с затеканием в него пластичной толщи; *в* – разрыв с образованием структуры тектонического сшивания и трансформацией морфологии нарушений

1 – непластичный слой; 2 – пластичная толща; 3 – минеральные новообразования; 4 – след разрыва в средней части жилы; 5 – структура тектонического сшивания; 6 – сдвиг вдоль контакта слоев; 7 – отрыв; 8 – контрольные метки для наблюдения за смещениями; 9 – зоны трансформации разрывов

ность первым двум соединиться. Так, за кормой удаляющегося корабля сближаются и приходят в соприкосновение предметы, сброшенные с правого и левого бортов.

Нелинейную сущность и специфические эффекты, сопровождающие образование структур тектонического сшивания, покажем на примере будинирования компетентного слоя в более податливой толще при ее раздавливании (рис. 1). При сжатии толщи в вертикальном (на рисунке) направлении и растяжении в горизонтальном находящийся в ней компетентный слой препятствует этому процессу, принимая на себя всю тяжесть напряжений, так как он не способен к такой деформации. Напряжения в нем нарастают сначала линейно вплоть до предела прочности. В этом состоянии процесс становится нелинейным. Прослой должен разрушиться. Бывает, что внутри прослоя начинают выделяться минеральные новообразования, способствуя его растяжению и увеличивая его податливость, бывает, что в нем образуются трещины. Мы рассматриваем случай с возникновением поперечной трещины. Чтобы края трещины могли разойтись, между ними либо быстро кристаллизуются минеральные новообразования (см. рис. 1, *a*), либо затекает вмещающая податливая толща (см. рис. 1, *б*). Оба случая наблюдаются достаточно часто. Минеральные новообразования обычно нарастают столбиками с двух сторон (усл. знак 3), а в средней части жилы сохраняются обломочки разорванного прослоя (усл. знак 4). Новое минеральное вещество, как бы, наращивает длину слоя, позволяя ему растягиваться так же, как и вмещающая толща. Но это “как бы” сопровождается двумя нелинейными эффектами. Во-первых, между стенками трещины отрыва появляется и работает “источник” нового вещества, т.е. осуществляется принципиально новый процесс. Во-вторых, вдоль границ слоя происходит простой сдвиг, т.е. появляется вращательная компонента дисторсии. Более того, этот сдвиг не ос-

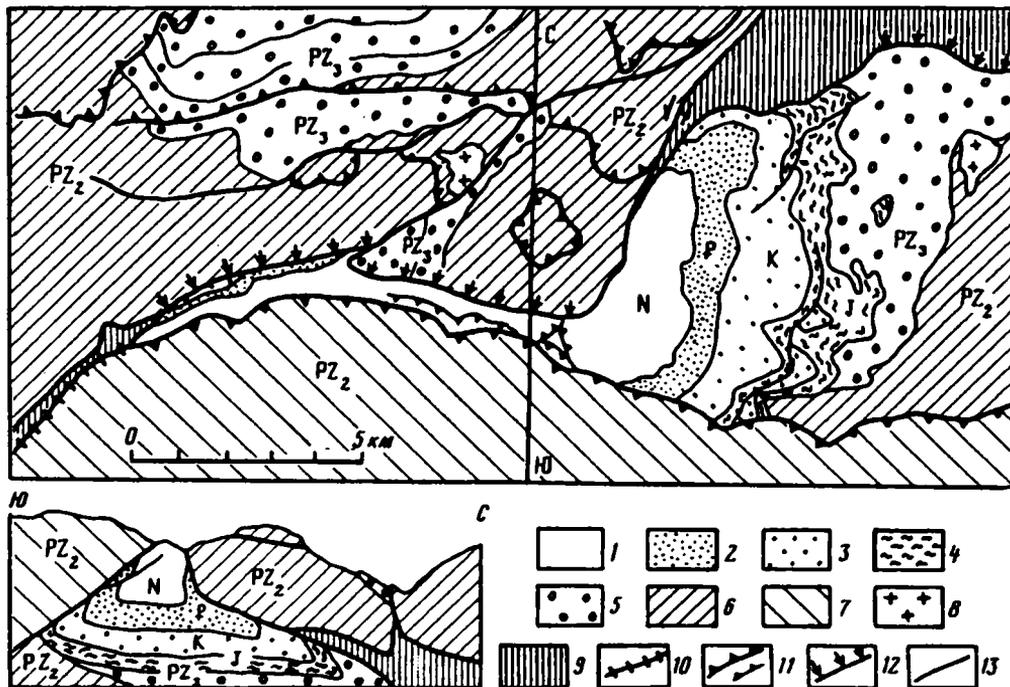


Рис. 2. Структура тектонического шивания над перекрытой надвигами Ходжакеленской впадиной (Южный Тянь-Шань)

1–4 – кайнозойские и мезозойские образования, выполняющие Ходжакеленскую впадину: 1 – неоген, 2 – палеоген, 3 – мел, 4 – юра; 5–8 – палеозойские образования за пределами впадины и под нею: 5 – верхний палеозой, 6 – средний палеозой северной зоны, 7 – средний палеозой южной зоны, 8 – интрузии; 9 – тектонический меланж (сланцевый); 10 – геосутура (структура тектонического шивания северного и южного блоков); 11 – надвиги; 12 – разломы типа “бульдозинг”; 13 – крутые разломы разного типа (сбросы, взбросы, сдвиги; сдвиги отмечены парами односторонних стрелок)

тается постоянным по величине, а закономерно изменяется на протяжении будины. В середине будины он равен нулю (метки 1 и 4 см. на рис. 1), а к краям постепенно увеличивается, причем направления вращения по одну и другую стороны от середины будины – противоположны (метки 2, 3 и 5 см. на рис. 1). На противоположных границах слоя направления вращения тоже противоположны, хотя плоскости сдвигов и параллельны друг другу. При затекании в трещину податливой толщи (см. рис. 1, б) образуется необычная складка (складка засасывания) с осевой плоскостью перпендикулярной направлению растяжения.

Если деформация толщи продолжает увеличиваться, то между будинами образуется структура тектонического шивания (ТС-структура, *tectonic suturing structure*, шов – усл. знак 5 см. на рис. 1, в). Внутренняя структура шва очень сложна. В нем можно встретить обломки как будин, так и новообразованных минералов, встречаются милониты; деформации пришедших в соприкосновение верхней и нижней податливых толщ очень интенсивны, с признаками как правого, так и левого вращения, но быстро затухают по мере удаления от шва. Ширина шва обычно не велика. Время его образования не одинаково, меняется от середины к концам. На концах структуры тектонического шивания расположены особые точки, или области (усл. знак 9 см. на рис. 1, в), в которых смыкаются существенно различающиеся структурные образования и осуществляется “тектоническое шивание” толщ. Минеральные новообразования в тень давления у конца будины продолжают нара-

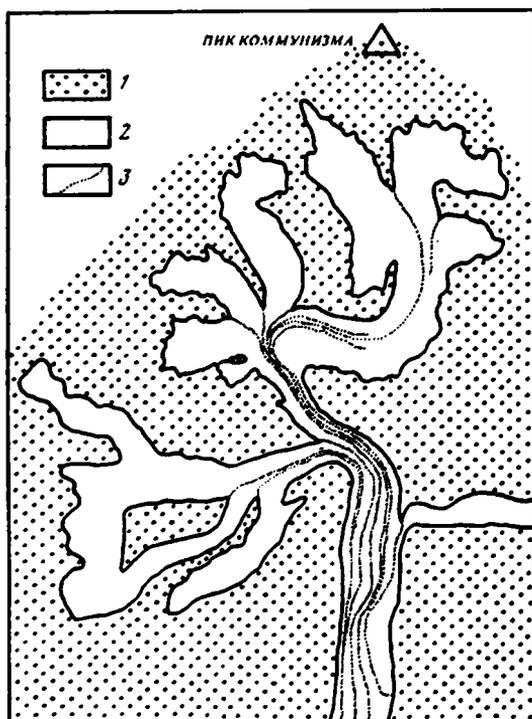


Рис. 3. Структуры тектонического сшивания (септы) в леднике. Ледосборный бассейн и верховья ледника Гармо, Памир

1 - коренные породы; 2 - ледники и фирновые поля; 3 - септы

щиваться и раздавливаться, края будины подвергаются стресс-метаморфизму и растягиваются, охватывая минеральные гнезда, сдвиги с обеих сторон будины сближаются и, соединяясь, исчезают, так как имеют разные знаки и взаимоуничтожаются. Образовавшаяся таким образом структура тектонического сшивания оказывается тектонически пассивной: по ней никаких особых смещений больше не происходит, она включается в общую деформацию соединившихся толщ – и только. Но на концах ее формирование и наращивание длины продолжается, поэтому и возраст шва на концах оказывается самым молодым.

Описанный эффект тектонического сшивания толщ можно наблюдать во всех деталях при моделировании в лабораторных условиях и при изучении толщ с будинированными слоями и дайками. В очень крупных структурах всего комплекса деталей наблюдать не удается, но их можно предвидеть, используя знание рассмотренных выше моделей.

На рис. 2 изображена геологическая карта Ходжакеленской структуры в Алайском хребте Тянь-Шаня. В восточной половине карты видна прекрасно обнаженная (размах рельефа здесь около километра) и изученная мезозойско-кайнозойская впадина, покоящаяся на палеозойском основании и ограниченная с севера и юга надвигами. Впадина имеет форму широкой корытообразной складки с осью, погружающейся на запад под углом около 20° . В районе перевала, там где проведен профильный разрез, впадина почти полностью перекрыта палеозойскими толщами и с юга и с севера (причем палеозойские толщи южного и северного крыльев принадлежат разным фациальным зонам); отложения неогена в ядре складки имеют залегание на обоих крыльях. Западнее линии профиля между сближенными палеозойскими толщами обнажена только узкая полоска сильно деформированных отложений палеогена, мела и отдельных обрывков юры. У левого обреза карты эта полоска исчезает и между северным и южным блоками остается только узкий шов, сопровождаемый сильно деформированным меланжем. Этот шов продолжается далеко на запад по дну Кичикалайской долины, но там он плохо обнажен. В нескольких местах из него выдавлены на поверхность юрские угли, используемые местным населением.

Эту структуру мы интерпретируем как структуру тектонического сшивания, образовавшуюся над мезозойско-кайнозойской впадиной при погружении узкого блока, на котором она развивалась, между поднимавшимися южным и северным блоками, которые перекрыли впадину и пришли в соприкосновение. Таких структур в Тянь-Шане на Кавказе и в других районах, по-видимому, довольно много [Казимиров, 1954; Коныгин и др., 1988; Расцветаев, 1996]. Представляется возможным, что аналогичная, но еще более крупная структура тектонического сшивания распо-

ложена в Алайской долине, где в соприкосновение приходят ранее удаленные друг от друга структуры Памира и Тянь-Шаня. Здесь разделявшие их массы, надо думать, не только опустились, но и разошлись в горизонтальном направлении – на запад и восток, что вообще характерно для Альпийского пояса [Копп, 1997].

На рис. 3 показаны структуры тектонического сшивания в леднике. Они образуются при слиянии ледников и прослеживаются далеко вниз по течению. На поверхности ледника они видны как полосы срединных морен, а в теле ледника фиксируются в виде “септ” – узких вертикальных зон рассланцевания, заключающих в себе обломочный материал, принесенный из района слияния ледниковых языков. Септы разделяют ледяные струи, принесенные из разных участков ледосборного бассейна. Это своеобразные “террейны”, принесенные из удаленных друг от друга мест, содержащие соответствующий экзотический обломочный материал, но теперь находящиеся в теле ледника совсем близко друг от друга.

Образование септ в точности соответствует рассмотренному выше механизму образования структур тектонического сшивания. Два ледяных языка подходят к месту слияния с разных сторон разделяющего их горного кряжа (см. рис. 3). Правый край одного ледника сливается с левым краем другого. Соответственно деформационные структуры льда, созданные правым сдвигом в одном леднике, соединяются со структурами, созданными левым сдвигом в другом; моренный материал, принесенный с левого борта кряжа одним ледником, прижимается к моренному материалу, принесенному с правого борта кряжа другим. После слияния оба языка движутся вместе в одном потоке, т.е. структура тектонического сшивания (септа) пассивно удаляется от места слияния, подчиняясь только общим изгибам и деформациям объединенного ледника. В то время, как сформировавшаяся септа уносится вниз по течению, в месте слияния ледников продолжается образование все новых и новых ее частей. Поэтому септа является разновозрастным образованием, она тем древнее, чем дальше вынесена вниз по течению.

В горном оледенении ледосборный бассейн, как правило, весьма разветвлен, и тело ледника в нижнем течении разделено септами на множество струй. В щитовом оледенении (Гренландия, Антарктида, Земля Франца-Иосифа) в основании щита лед тоже движется потоками [Гросвальд, 1973; Мазо, 1989] и тоже разделен на струи. По-видимому, такая же картина должна наблюдаться и между геофизическими слоями внутри литосферы. Во всяком случае, в доступной наблюдениям части земной коры эффект тектонического сшивания встречается часто.

Эффект смены знака

В сильно деформированных толщах часто встречаются наложенные друг на друга складки и трещины. Обычно это явление объясняется изменением ориентировки внешних напряжений. Разработаны методы изучения наложенных складок и восстановления изменений в направлении сжимающих и растягивающих напряжений при многоактной деформации. Не пытаясь подвергнуть критике эти методы или усомниться в их эффективности, покажем, что в некоторых случаях наложенные складки и трещины образуются при развитии прогрессирующего тектонического течения без смены внешних воздействий.

Под тектоническим течением мы понимаем векторное поле скоростей (или перемещений) частиц движущейся геологической среды. Поскольку векторное поле не инвариантно по отношению к выбору системы координат (что совершенно справедливо подчеркивает В.В. Эз [1978], критикуя представления о тектоническом течении), постольку приходится для его оценки использовать производные величины. Существуют три характеристики, не зависящие от выбора системы координат и, в то же время, достаточно полно характеризующие рассматриваемое векторное поле. Это тензор деформации, вихрь (ротор) и дивергенция поля. Эти величины имеют дифференциальный характер, инвариантны к выбору системы координат, под-

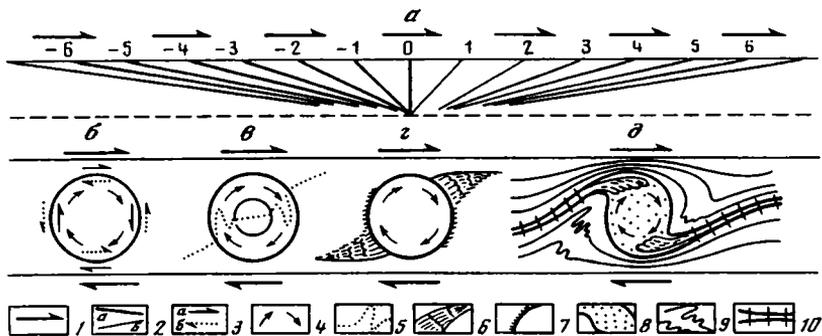


Рис. 4. Эффекты “смены знака” при простом сдвиге

a – схема положения виртуальных волокон для оценки соотношения деформации и вращения при простом сдвиге; *b* – схема размещения приконтактных сдвигов на границах жесткого включения в зоне простого сдвига; *в* – обратные перегибы “тропинки включений” S_i в паратектонических порфиробластах; *г* – “дворики давления” у вращающихся жестких включений; *д* – завихрения полосчатости около вращающихся будин

1 – направление простого сдвига; *2* – виртуальные “волокна”, испытывающие продольное сжатие (*a*) и продольное растяжение (*b*); *3* – сдвиги вдоль границ жесткого включения для активного крыла (*a*) и пассивного (тормозящего) крыла (*b*); *4* – направление вращения жестких включений; *5* – “тропинки включений” S_i в паратектонических порфиробластах; *6* – минеральные новообразования; *7* – реликты минеральных новообразований; *8* – будина; *9* – полосчатость в толще, вмещающей будину; *10* – структуры тектонического сшивания (межбудинные швы)

даются изучению при геологических исследованиях и характеризуют градиент тектонического течения. Зная градиент, можно в удобных для решения данной задачи координатах охарактеризовать и само тектоническое течение.

Эффект смены знака возникает, если при тектоническом течении деформация распределена неоднородно или если деформация сопровождается ненулевым ротором. Мы рассмотрим второй случай в простейшем варианте – при простом сдвиге.

На рис. 4, *a* изображена узкая зона простого сдвига, верхний (на рисунке) край которой смещается направо, т.е. в направлении односторонних стрелок, относительно нижнего, показанного пунктирной линией. В зоне сдвига проведены линии, изображающие воображаемые “волокна”, пересекающие зону под разными углами, некоторые из которых могли бы быть и реальными телами (слоями, трещинами, жилами и др.). При сдвиге каждое из “волокон” испытывает деформацию и вращение, причем и то и другое осуществляется с разной скоростью в зависимости от наклона линии. При большом сдвиге, например, от положения (–6) до положения (6), слой, находившийся в положении (–6), сначала будет поворачиваться очень медленно, испытывая при этом продольное сжатие, потом – все быстрее, вплоть до положения (0). За это время его длина уменьшится в 6 раз (возникнут складки или другие деформации). После этого до положения (6) его вращение продолжится с замедлением, а длина увеличится в 6 раз. Поскольку деформации необратимы, возникнут сложные наложенные структуры. Таким образом в зоне простого сдвига даже в простейшем случае возникает эффект смены знака деформации и изменения скорости вращения вытянутых тел.

В случае, если сдвиг осуществляется так, что в его зоне превышает предел прочности среды и среда в какие-то моменты разрушается, процесс структурообразования становится еще более “нелинейным” и эффект смены знака приводит к более сложным структурам. Развитие такого процесса можно наблюдать в краевых, сдвиговых зонах ледников, а в метаморфических толщах его можно предполагать по результатам. Напряжения в краевой зоне ледника нередко возрастают настолько, что в ней образуются трещины. Они облегчают движение, снима-

ют напряженность. Трещины обычно ориентированы приблизительно в положении (-1) на рис. 4, а. Со временем они поворачиваются, открываются, в них попадают снег и обломочный материал. В положении (1) они, естественно, закрываются, раздавливают то, что в них попало, и в дальнейшем сжимаются еще сильнее. Сплошность зоны восстанавливается, напряжения нарастают, возникают новые трещины снова в положении (-1) , но уже в *новом* положении (-1) , так как “в одну реку нельзя войти дважды”. Новые трещины пересекают прежние, а сами испытывают ту же последовательность развития. Этот процесс повторяется снова и снова. Следы всех этих трещин сохраняются в структуре льда, в результате чего сдвиговая зона наполняется обрывками наложенных друг на друга складочек, слоев, линзочек, причем все они ориентированы субпараллельно краю зоны, так как все плоскостные элементы в зоне простого сдвига стремятся к этому положению. Такое строение мореносодержащего льда в краевых частях ледников нам приходилось наблюдать неоднократно, и оно очень напоминает текстуры в сильно деформированных метаморфических толщах [Лукиянов, 1980, табл. III, IV; 1991, табл. XXVII, XXXII].

Если в зоне простого сдвига среди пластичных толщ находятся жесткие включения, то они испытывают вращение, не деформируясь. Это усложняет процесс и вызывает завихрения. Жесткие включения (если они круглые, например, кристаллы граната) вращаются со скоростью ротора векторного поля ($\text{rot } u$, где u – векторное поле), т.е. вдвое медленнее угловой скорости частиц среды. По границам включений происходит проскальзывание, срыв, причем в разных частях включения сдвиг при проскальзывании происходит в разную сторону (см. рис. 4, б): у его верхней и нижней (на рисунке) границ среда движется быстрее включения, а у правой и левой – медленнее. Соответственно, в первом случае активным крылом сдвига является среда, а во втором – включение (усл. знак 3 см. на рис. 4, б). В результате этого в паратектонических (растущих во время деформации) порфириобластах образуются “структуры снежного кома”, столь характерные для крупных кристаллов граната, а наблюдаемые внутри кристалла “тропинки включений” (S_i по Б. Зандеру), представляющие собою следы слоистости метасоматически замещаемой порфириобластом среды, испытывают двойной подковообразный изгиб (см. рис. 4, в).

Около жестких включений в деформируемой среде нередко выделяется новообразованное минеральное вещество, нарастающее в направлении максимального растяжения (бородки в тенях давления). В случае простого сдвига это направление соответствует линии (1) на рис. 4, а. Бородки, нарастая, включают в общее течение толщи (усл. знак 6 см. на рис. 4, з), а вращающееся жесткое включение уносит на своей поверхности реликты бородок в направлении вращения (усл. знак 7 см. на рис. 4, з). Возникает внутренний структурный рисунок толщи, свидетельствующий о простом сдвиге. Он вызван комплексом нелинейных особенностей процесса: жесткое включение в податливой толще, вращение (ненулевой $\text{rot } u$), источник минерального вещества около включения (положительная $\text{div } u$).

В зоне простого сдвига всегда много будин, так как все вытянутые объекты стремятся занять направления растяжения (см. рис. 4, а) и часто подвергаются будинированию. Они вращаются, как и прочие жесткие включения. Крупные будины вовлекают во вращение вмещающую толщу, вызывая завихрения и образование сопутствующих складок (см. рис. 4, д). Даже небольшие утолщения компетентных прослоев в слоистой толще заставляют их включиться в такое вращение, способствуя образованию межслойных складок волочения (вспомним еще раз о “силах, заключенных в них самих”). В данном случае неоднородность и вращение вызывают этот нелинейный эффект.

При неоднородной деформации эффект смены знака вызывается переносом деформируемого объекта из зоны с одним стилем деформации в зону с другим стилем. Причины такого эффекта подробно охарактеризованы М.А. Гончаровым

[1993] при анализе распределения деформаций в конвективных ячеях и А.В. Лукьяновым [1984] при характеристике реверс-эффекта. Здесь мы их рассматривать не будем. Смену направления сдвига вдоль компетентного слоя, изгибаемого в складку, рассмотрим в следующем разделе.

Эффект смены масштабных уровней

Вопрос о соотношении деформаций на разных масштабных уровнях, о концентрации их на том или ином уровне и о переходе с уровня на уровень подробно изучал В.Г. Талицкий [1994, 1997]. При деформации толщи с внутренними неоднородностями около последних возникает довольно сложное поле напряжений [Бондаренко, 1989, 1990; Осокина, 1989а]. Неоднородности становятся концентраторами напряжений, в результате чего около них локальные напряжения достигают критических, разрушающих величин раньше, чем в среднем по толще. Осуществляющиеся местные разрушения облегчают общую деформацию толщи, принимая на себя бремя ее перестройки при деформации. Этот процесс, разумеется, локально-нелинейный. Внутренняя перестройка толщи ведет к снижению эффективности тех мелких концентраторов напряжений, которые вызывали деформации и снятие напряжений на локальном уровне, и поэтому увеличиваются напряжения следующего иерархического уровня [Осокина, 1989б], и критические напряжения достигаются на концентраторах более крупного масштабного уровня. Нелинейный процесс разрушения и деформации “перескакивает” на более крупные неоднородности, активно включающиеся в организацию деформационного процесса. Возникают многограновые парагенезы структур, названные В.Г. Талицким “суперпозиционными” (термин на наш взгляд неудачный, так как процесс тем и интересен, что на концентраторах напряжений всех уровней достигаются закритические условия, нарушается принцип суперпозиции и возникают нелинейные эффекты).

Нелинейные эффекты этого типа рассмотрим на примере продольного сжатия одиночного компетентного слоя, находящегося в податливой толще. Предполагается, что компетентный слой может изгибаться, но не способен к пластической деформации, а податливая толща деформируется пластически. Уже при небольшом продольном сжатии из-за разницы реологических свойств толщи и слоя возникает первый нелинейный эффект – образование складок продольного изгиба, описанных во всех учебниках структурной геологии. Поскольку при небольших продольных сокращениях поперечное смещение изгибающегося тела значительно больше поперечного растяжения деформирующегося пластически, постольку в вогнутых частях складок возникает растяжение и в них “засасывается” податливая толща (усл. знак 3 см. на рис. 5, а), а на выпуклых – сжатие, и толща отжимается от них. На крыльях происходит сдвиг податливой толщи от выпуклых к вогнутым частям складок (усл. знак 5). Это второй нелинейный эффект. Он продолжает нарастать до состояния, когда крылья складок достигают 45° к направлению сжатия (см. рис. 5, б). В этом положении в ядра поступило максимальное количество податливого вещества. При дальнейшем сжатии оно начинает выдавливаться из ядер складок (усл. знак 4 см. на рис. 5, в), и сдвиг на крыльях происходит в противоположную сторону. Осуществляется смена знака деформации и вращения. Это третий нелинейный эффект. Дальнейшее развитие процесса приводит к следующему критическому состоянию и фундаментальной перестройке всей модели (см. рис. 5, г). Противоположные крылья складок сшиваются (усл. знак 8), в ядрах остаются не успевшие эвакуироваться реликты податливой толщи (усл. знак 7), нередко имеющие форму “рыбьего хвоста”, а весь ансамбль образовавшихся структур составляет новый, значительно более мощный компетентный слой внутри податливой толщи (усл. знак 9). Процесс переходит на новый масштабный уровень. Это четвертый нелинейный эффект, порожденный, как и предыдущие, исходной неоднородностью строения толщи и прохождением процесса через ряд критических состояний. Новый компе-

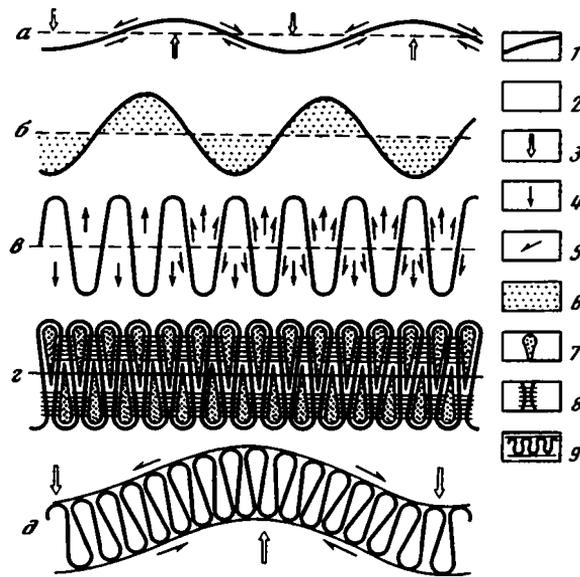


Рис. 5. Эффекты “смены знака” и “изменения масштабного уровня” при образовании складок продольного сжатия в компетентных слоях

a – засасывание некомпетентной толщи в ядра зарождающихся складок, образованных компетентным прослоем; *б* – завершение процесса “засасывания” при наклоне крыльев 45°; *в* – выжимание некомпетентной толщи из ядер зрелых складок; *г* – смыкание компетентного прослоя на крыльях стареющих складок, образование структур тектонического сшивания, “рыбьего хвоста” и формирование компетентного слоя более крупного масштабного уровня; *д* – начало формирования складок на новом масштабном уровне

1 – компетентный прослой; 2 – пластичная (некомпетентная) толщина; 3 – направление засасывания пластичной толщи; 4 – направление выжимания пластичной толщи; 5 – направление сдвига вдоль границ компетентного слоя; 6 – максимальное накопление пластичной толщи в ядрах складок; 7 – законсервированные фрагменты пластичной толщи в ядрах складок; 8 – структуры тектонического сшивания; 9 – вновь образованный компетентный слой, готовый к образованию складок более крупных размеров

тентный слой при дальнейшей деформации толщи в том же направлении вызовет образование более крупных складок продольного изгиба, т.е. процесс повторится на новом масштабном уровне (см. рис. 5, *д*) и возникнут разномасштабные наложенные складки.

Эффект клина (выжимания–нагнетания)

Эффект клина характерен для неоднородного тектонического течения и связывает между собою распределение деформации, вращения и перемещения вещества в толщах. Он распространен очень широко, подробно описан А.В. Лукьяновым [1980] и, по существу, близок к представлениям В.В. Белоусова о явлении “выжимания–нагнетания”. Классической элементарной моделью для иллюстрации этого эффекта является деформация трапеции в прямоугольник. Эта модель обладает необходимой общностью, так как из серии разных трапеций можно построить тело любой формы.

Мы рассмотрим деформацию линзообразных тел (разделенных волнистой границей) в серию плоскопараллельных слоев (рис. 6). Такую деформацию можно представить себе, полагая, что рисунок изображает разрез трех толщ – легкой (А), средней (В) и тяжелой (С), – стремящихся от начальных условий (см. рис. 6, *a*) при-

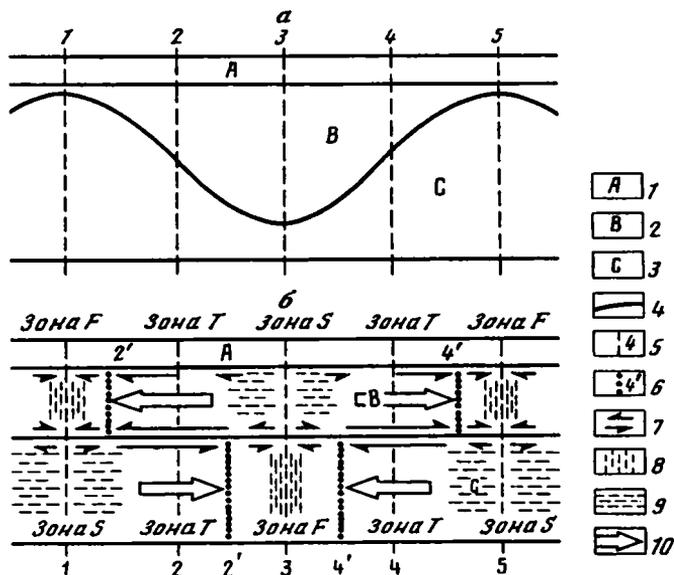


Рис. 6. Эффект “выжимания–нагнетания” в крупных слоях переменной мощности
 а – исходное положение границ слоев-линз; б – распределение деформаций после выполаживания границ

1 – слой А (жесткий, легкий); 2 – линза-слой В (пластичный, средней плотности); 3 – линза-слой С (пластичный, тяжелый); 4 – границы слоев; 5 – контрольные метки; 6 – положение контрольных меток 2 и 4 после деформации; 7 – сдвиги (длина стрелок характеризует величину сдвига); 8 – зоны сжатия *F* (folding-zone); 9 – зоны растяжения *S* (spreading-zone); 10 – зоны перемещения *T* (translation-zone)

дти к равновесному состоянию (см. рис. 6, б). Модель чисто геометрическая, максимально идеализированная, чтобы наиболее ясно показать главные черты эффекта. Вертикальные метки (1), (3), (5) являются следами плоскостей симметрии, поэтому после деформации они остались на своих местах. Метки (2) и (4) при деформации переместились в положение (2') и (4'), вещество слоев В и С испытало перемещение (усл. знак 10) и деформации (усл. знаки 8 и 9). В модели четко обозначились зоны трех типов: 1) зоны горизонтального сжатия, складчатости *F* (folding zone), 2) зоны горизонтального растяжения *S* (spreading zone), 3) зоны горизонтального перемещения *T* (translation zone). Зоны *T* в слоях В и С находятся друг под другом, в районе меток (2) и (4). Зоны *F* и *S* находятся в районах меток (1), (3) и (5), причем зоны *F* слоя В находятся над зонами *S* слоя С, а зона *S* слоя В – над зоной *F* слоя С, т.е. друг под другом находятся разноименные зоны. Вдоль границ между слоями происходят интенсивные смещения, но они непостоянны и по величине, и по направлению. На границе А/В в районе метки (2) сдвиг правый, а в районе метки (4) – левый; на метках (1), (3), (5) смещения вообще отсутствуют. На границе В/С в районе метки (2) сдвиг уже не правый, а левый и очень большой, а в районе метки (4) – правый; к меткам (1), (3), (5) амплитуды смещений тоже быстро уменьшаются и против самих меток исчезают полностью.

Общие закономерности строения всего ансамбля структур получаются следующими: 1) по границам слоев осуществляются смещения, достигающие значительных величин, но они происходят локально и чередуются с участками, на которых смещения отсутствуют; 2) величины и направления смещений вдоль одной и той же границы меняются от участка к участку; 3) максимальные смещения приурочены к тем участкам слоев, которые деформированы в наименьшей степени, 4) на участ-



Рис. 7. Некоторые широко распространенные рисунки ансамблей парагенезов структур
 1-3 – парагенезы структур: 1 – сдвига, 2 – сжатия, 3 – растяжения

ках, не смещенных друг относительно друга, слои деформированы максимально; 5) стиль деформации слоя сохраняется только в нем самом, не распространяясь в соседний даже там, где смещение между слоями отсутствует; 6) под максимально сжатым участком одного слоя располагается максимально растянутый участок другого, и наоборот; 7) перемещения масс в соседних слоях осуществляются в противоположных направлениях. Эти закономерности сохраняются вне зависимости того, как интерпретировать рис. 6, – в качестве разреза земной коры или в качестве горизонтального плана какого-либо ее участка. Перечисленные закономерности со-

ответствуют закономерностям рисунков экспериментально полученных полей напряжений, обусловленных разрывами [Осокина, 1989 а, б]. Они соответствуют и структурным рисункам многих территорий, охваченных горизонтальными движениями земной коры и изученных геологическими методами (рис. 7).

НЕЛИНЕЙНЫЕ ЭФФЕКТЫ ВТОРОЙ ФОРМЫ ДВИЖЕНИЯ

Вторая форма движения характерна для развития многокомпонентных систем, в которых отдельные элементы системы не существуют вечно, но в процессе ее развития появляются и исчезают. При тектоническом течении такие явления происходят постоянно, вызывая своеобразные нелинейные эффекты, распространенные очень широко. В деформирующихся горных породах часто появляются особые точки и области, в которых действуют источники или стоки вещества, причем эти точки и области появляются и исчезают в зависимости от динамических и термических условий процесса. Представляя тектоническое течение в виде векторного поля, можно сказать, что в этих точках оно имеет положительную или отрицательную дивергенцию ($\text{div } u > 0$ для источников и $\text{div } u < 0$ для стоков). В тепловом потоке то же происходит в зонах кристаллизации или плавления вещества. Наиболее ярко вторая форма движения проявляется при стресс-метаморфизме и зонном плавлении горных пород.

Эффект стресс-метаморфизма горных пород и метаморфозы толщ

Стресс-метаморфизм [Лукьянов, 1986, 1990] появляется в горных породах при ненулевом девиаторе напряжения (при стрессе) и вызывает образование ориентированной структуры. Часто он сопровождается процессом “растворения и кристаллизации под давлением” (*pressure solution, solution transfer*), при котором обломочные зерна растворяются в местах их контакта, а растворенное вещество переотлагается на менее деформированных частях поверхности зерен по принципу Рикке. Растворяется и цемент, переотлагаясь в тенях давления; трескаются жесткие включения и прослои, а трещины заполняются минеральными новообразованиями; образуются перпендикулярные максимальному сжимающему напряжению зонки сланцеватости и обеднения легко растворимыми минералами, возникают поперечные к ним жилки альпийского типа. В зависимости от состава толщ и термодинамических условий минеральные новообразования состоят из кальцита, слюд, кварца, полевых шпатов и других минералов. Места растворения, выноса вещества представляют области его “стока”, а в местах выделения новообразований действуют “источники”. Происходит, как бы, усадка толщ в одном направлении и разбухание – в другом. Стресс-метаморфизм является одной из форм деформации толщ, формой специфической, использующей для деформации диффузию, деятельность растворов (которые до сих пор нами не учитывались) и основанной на второй форме движения вещества.

Эффект стресс-метаморфизма и его нелинейная сущность на разных масштабных уровнях проявляются не одинаково. Особенно ярко они проявляются на микро- и миниуровнях. Дивергенция векторного поля в данной точке, как известно, является производной по объему потока этого поля через замкнутую поверхность, т.е. при стягивании объема, ограниченного замкнутой поверхностью, к точке. Понятие “точки” на практике отличается от математического, является относительным и зависит от поставленной задачи, в нашем случае от масштабного уровня исследований.

На микроуровне замкнутая поверхность вокруг “точки” охватит даже мелкие зерна не целиком, а частично, и мы обнаружим, что на границах зерен в местах роста вновь образующихся минералов из “замкнутой поверхности” вытекает больше

минерального вещества, чем втекает в нее, а в местах растворения – больше втекает, чем вытекает (уносимое диффузией и растворами вещество мы наблюдать, естественно, не можем), т.е. обнаружим огромное количество точек с положительной и отрицательной дивергенцией. Иногда почти все течение толщи определяется нарастанием нового минерального вещества в направлении растяжения и растворением старого в направлении сжатия. При этом состав растворяемого и отлагаемого вещества совпадает не полностью. Многие рассеянные элементы высвобождаются и выносятся далеко, либо выделяются поблизости в виде индивидуальных минеральных форм. В зонах выноса концентрируется остаточное вещество. Новообразованные минералы нередко оказываются очищенными от примесей. Структура и состав толщи видоизменяются.

На миниуровне мелкие зерна уместятся целиком внутри “замкнутых поверхностей”, а источники и стоки около них компенсируют друг друга и останутся незамеченными. Положительная и отрицательная дивергенция будет зафиксирована только около крупных зерен и других неоднородностей, соразмерных “точке” этого масштабного уровня. Данных о нелинейном характере процесса деформации, аналогичных проявляющимся на микроуровне, сохранится еще много. Некоторые из них проявляются даже более выразительно, чем на микроуровне, например, будинирование прослоев, альпийские жилы.

На макро- и, особенно, на мегауровнях данные о второй форме движения при деформации могут быть в значительной мере потеряны. Если уравновесившие друг друга источники и стоки вещества внутри толщи не будут обнаружены, то и выводы о нелинейных процессах и роли жидкой фазы при деформации горных пород будут забыты и уступят место представлениям о пониженной эффективной вязкости всей толщи в целом и о ее квазилинейном течении. Останутся ясно выраженными метаморфозы, произошедшие с толщами: измененный состав зон расщелачивания, образовавшиеся при деформации крупные тела сильно карбонатизированных пород, зоны окварцевания, крупные жилы альпийского типа, рудопроявления неясного происхождения, имеющие многоплановый контроль (тектонический, литологический, стратиграфический) и состав, сопоставимый с рассеянной минерализацией в недеформированных толщах. Однако непосредственно связать все эти образования со стресс-метаморфизмом нелегко, так как связи могут оказаться отдаленными. Но они имеются, потому что метаморфозы толщ закономерно вписываются в структурные парагенезы и их ансамбли [Структурные парагенезы..., 1997].

Эффект зонного плавления

По-видимому, важнейшим проявлением второй формы движения геологической среды является зонное плавление, при котором расплавленная зона движется не за счет механического перемещения расплава, а путем плавления на фронте движения и кристаллизации в тылу (на фронте происходит рождение новых порций расплава, а в тылу – отмирание расплавленных масс и их присоединение к твердому субстрату). По существу, движется не вещество, а границы его фазовых превращений от твердого к жидкому и от жидкого к твердому. Процесс описывается уравнением теплопроводности с переменными коэффициентами и функцией источника. Он явно нелинейный, так как осуществляется переход через критическое состояние (точку плавления), а коэффициенты и моменты “включения” источника зависят от самой функции (температуры). Простейшей задачей такого типа является задача Стефана с одной подвижной границей фазового перехода и достаточно простыми граничными и начальными условиями. Она имеет аналитическое решение, хотя и описывает сложный нелинейный процесс. При зонном плавлении без учета гравитации в расплавленную зону приходится помещать источник тепла и перемещать его вдоль стержня, чтобы обеспечить существование двух зон фазового перехода – фронтальной и тыльной. При анализе зонного плавления в мощной толще

литосферы при наличии гравитации в задачу вводятся дополнительные нелинейности, учитывающие разные способы переноса тепла в расплаве. Теплопроводность твердого вещества больше теплопроводности соответствующего расплава, если в расплаве нет конвекции, но при наличии конвекции теплопередача в расплаве сильно возрастает и значительно превышает теплопроводность твердого тела. Чтобы это учесть, в уравнение теплопроводности вводится дополнительный “конвективный” член, либо сильно изменяется коэффициент теплопроводности, превращающийся в “коэффициент эффективной теплопередачи” в условиях конвекции [Тихонов и др., 1969]. Если создать соответствующую модель и к нижней границе литосферы подводить тепло в количествах, превышающих отток, то температура поднимется и начнется плавление. В нижней части модели, представляющей этот процесс, образуется расплавленный очаг, аккумулирующий в себе подающееся тепло в форме скрытого тепла плавления. Если в этом очаге какое-то время не допускать конвекцию, то разрастание очага и аккумуляция в нем тепла будет нарастать. Если затем включить конвекцию (“эффективную теплопередачу”), то тепло настолько быстро будет удаляться от нижней границы очага, что температура упадет до температуры затвердевания, и даже выделение скрытого тепла кристаллизации не сможет задержать дальнейшее падение температуры. Под очагом образуется снова затвердевший слой литосферы, а в основании очага появится вторая подвижная граница фазового перехода, т.е. плавление станет зонным. Тем временем на верхней границе расплава будет продолжаться быстрое плавление, т.е. расплавленная зона будет продвигаться вверх путем зонного плавления. Источником тепла, движущимся кверху вместе с расплавленным очагом, будет сам очаг, т.е. то скрытое тепло плавления, которое он успел накопить. Но оно со временем истощится, и расплавленный очаг уменьшится и, наконец, затвердеет полностью. Этот процесс представляет собою весьма важный нелинейный эффект структурообразования, и на него в свое время обращали внимание крупнейшие ученые В.В. Белоусов, А.П. Виноградов, Е.А. Любимова, В.А. Магницкий и др. Он неизбежен, если внизу образовался достаточно большой расплавленный очаг и *состав литосферы однороден*, так как в однообразных горных породах температура их плавления из-за увеличивающегося с глубиной давления растет с градиентом около 3 град/км, а адиабатический градиент составляет всего лишь около 0,3 град/км, т.е. на порядок меньше (это означает, что конвекция почти неизбежна, что в очаге установится градиент температур, близкий к адиабатическому, и что верхняя граница очага будет перегрета, а нижняя переохлаждена). Если же состав литосферы не однороден, то все может быть иначе.

Мы рассмотрели двухслойную модель литосферы и обнаружили в ней другие нелинейные эффекты, связанные с зонным плавлением. Условия, приведшие к другим эффектам были следующие. Верхний слой модели был существенно более легкоплавким и легким, чем нижний; в расплавленном состоянии вещества верхнего и нижнего слоев смешивались, и из расплава смешанного состава тугоплавкое вещество кристаллизовалось при разных температурах в зависимости от состава расплава и в соответствии с заданной эвтектической диаграммой; в соответствии с той же диаграммой тугоплавкое вещество растворялось в недосыщенном расплаве; диффузия в расплаве стремилась выравнять его состав. Остальные условия были близки к стандартным (постоянный тепловой поток через нижнюю границу, постоянная температура на верхней, распределенные источники тепла радиоактивного происхождения, теплопроводности и теплоемкости, зависящие от функции, скрытые теплоты фазовых превращений и т.д.). Они приведены при специальном рассмотрении модели [Лукьянов, 1987; Lukyanov, 1987] и не заслуживают особого описания в этой статье. Моделирование осуществлялось на гидравлическом интеграторе ИГЛ В.С. Лукьянова, специально модернизированном для этой задачи. Обнаруженные эффекты заключались в следующем. Расплавленный очаг возникал на границе сред и путем зонного плавления медленно перемещался вниз, внутрь нижнего слоя.

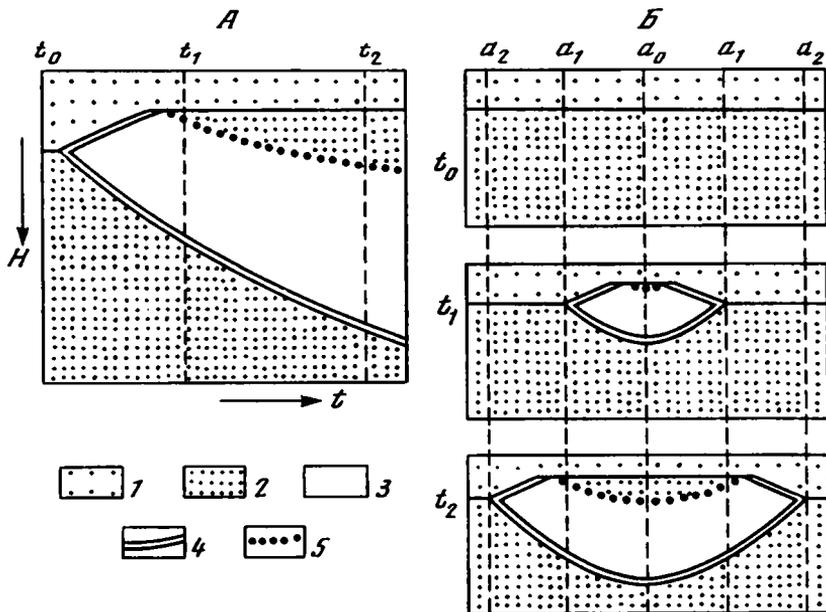


Рис. 8. Схема формирования астенولينзы в результате зонного плавления на границе двух толщ

А – эволюция зонного плавления в одномерной двухслойной модели в координатах глубина–время; Б – эволюция разреза через область прогрессирующего зонного плавления на этапах t_0 , t_1 , t_2

1 – легкоплавкое вещество А; 2 – тугоплавкое вещество В; 3 – расплав смешанного состава A_nB_m ; 4 – зона плавления М (*melting-zone*); 5 – зона кристаллизации С (*crystallisation-zone*)

Над очагом появлялась граница слоев на более высоком уровне. Временно возникало четырехслойное строение модели. Через некоторое время очаг менял направление движения, быстро поднимался вверх (тоже путем зонного плавления) и исчезал в нижней части верхнего слоя, приводя модель к исходному состоянию и формированию нового расплавленного очага. Система не достигала стационарного состояния, но развивалась в автоколебательном режиме.

На рис. 8 схематично показан первый этап развития модели (А – в координатах глубина–время; Б – на разрезе, изображающем распространение моделируемого процесса в стороны от линии a_0 , для моментов t_0 , t_1 , t_2). В начальный момент (t_0) слой из легкоплавкого вещества А (усл. знак 1) и более тяжелого тугоплавкого В (усл. знак 2) находились при температуре, не достигавшей температуры их плавления, но температура со временем росла. Вскоре началось плавление слоя А (усл. знак 4) и сейчас же последовало растворение в этом расплаве слоя В. Образовался расплав состава A_nB_m (усл. знак 3) с быстро возрастающей концентрацией вещества В сверху вниз. Конвекция в расплаве из-за градиента концентраций не могла возникнуть, теплопроводность в расплаве упала по сравнению с твердыми породами. Тепловой поток, подошедший к нижней границе расплава, расходовался на: 1) повышение температуры на границе, чтобы смогли раствориться в расплаве новые порции В в соответствии с эвтектической диаграммой; 2) сток в скрытую теплоту плавления при растворении В; 3) тепловой поток через расплав к его верхней границе, где он расходовался на 4) плавление вещества А (сток в скрытую теплоту плавления) и 5) тепловой поток к верхней границе модели (поток, возрастающий по мере продвижения кровли расплава вверх). Одновременно диффузия стремилась выравнять концентрацию в расплаве, способствуя тем самым растворению В на

нижней границе. На гидроинтеграторе все эти процессы можно видеть с полной наглядностью.

Немного не доходя до времени t_1 , поток к верхней границе модели стал таким интенсивным, что продвижение расплава вверх прекратилось. Диффузия принесла небольшие концентрации B к самой верхней границе. При низкой температуре они стали выделяться на верхней границе расплава даже при низких концентрациях. В момент t_1 образовался уже заметный слой B над кровлей расплава, и кристаллизация, хотя и медленно, но продолжалась (усл. знак 5). Выделяемое при кристаллизации тепло (источник тепла) пополняло тепловой поток к верхней границе модели и поддерживало границу расплава в тепловом равновесии с самим расплавом, концентрация B в котором должна была соответствовать эвтектической диаграмме при данной температуре. Поэтому скорость кристаллизации была строго лимитирована самим процессом. На нижней границе расплава по-прежнему растворялся слой B , уводя границу все ниже и ниже, повышалась температура, повышалась концентрация B в расплаве. Описанный процесс на обеих границах продолжался и во время t_2 , т.е. расплав путем зонного плавления уходил все на большие глубины, увеличиваясь в мощности (толщине) и увеличивая содержание компонента B в расплаве. По наклону кривых видно, что процесс постепенно замедлялся, как бы, приближаясь к устойчивому состоянию. Этого не произошло, но об этом мы скажем позже.

Сейчас нужно отметить, что процесс зонного плавления в рассмотренной модели (1) направил движение магматического очага вниз, что непривычно, (2) передвинул границу между слоями (может быть геофизическими слоями?) из более низкого положения в более высокое, (3) создал астенолинзу, которая, во-первых, может рассматриваться как агент перемещения геофизических границ и, во-вторых, несет в себе запас энергии для деформационных процессов. Если сравнить рис. 8,Б с рис. 6, то мы вправе ожидать эффекта клина и возникновения в момент t_2 или позже (см. рис. 8,Б) следующих структур: около линии a_0 – зона спрединга, около линий a_1 – зон трансляции, около линий a_2 – зон складчатости. Отсюда могут быть сделаны далеко идущие выводы.

Но вернемся к рис. 8,А. После времени t_2 с замедлением процесса и долгим нахождении нижней и верхней границ расплава в почти неподвижном состоянии диффузия продолжала выравнивать концентрацию в расплаве, что привело к возникновению конвекции и направило процесс по пути, описанному при рассмотрении модели однородной литосферы. (Эта стадия развития модели на рис. 8 не показана.) Быстрый подъем границ расплавленного очага с глубин к поверхности; конвекция; перемешивание, могущее захватить куски кровли на глубину и быстро вынести обратно на поверхность (вспомним казахстанские алмазы); уменьшение содержания тугоплавкого вещества B в расплаве (“раскисление” расплава) и быстрая кристаллизация B на дне очага; быстрый вынос тепла к поверхности и падение температуры под деградирующим очагом; наконец, кристаллизация чистого вещества A в самой верхней части застывающего очага с наращиванием толщины слоя A до былой мощности, т.е. возвращение модели к состоянию t_0 , – таков итог второй стадии развития процесса. За ним снова начинается первая стадия, но уже второго цикла. Система работает в автоколебательном режиме. При интерпретации модели применительно к геологическим условиям, т.е. при вводе соответствующих коэффициентов подобия [Лукиянов, 1991], длительность циклов (обе стадии) оценивается в 1,5–2,5 млрд лет, если сопоставлять ее со всей тектоносферой (толщина модели 400 км), или порядка 100 млн лет для внутрилитосферных астенолинз (толщина модели 80 км).

Резюмируя сказанное мы писали: “Развитие тектоносферы как системы определяется неоднородностью ее состава, гравитационными силами и проходящим через нее тепловым потоком. Эта система не имеет стационарного состояния и находится в непрерывном движении. Нестационарность тектоносферы определяется

тем, что составляющие ее массы стремятся к равновесному состоянию как в гравитационном, так и в тепловом поле, но это невозможно. Приближение к гравитационному равновесию нарушает тепловое равновесие, а приближение к тепловому равновесию создает инверсии распределения плотностей в гравитационном поле. Если бы тектоносфера имела иной состав или если бы гравитационное и тепловое поля были бы другими, то система могла бы прийти к стационарному состоянию. Но при существующем составе и в существующих условиях тектоносфера обречена на вечное движение” [Лукьянов, 1985. С. 61]. Почти к таким же выводам приходит и В.А. Дубровский, хотя его модель существенно отличается от нашей: “Тектоно-магматические движения, инициируя интенсивный отвод тепла и тем самым полную или частичную ликвидацию астеносферного слоя, то есть инверсии плотности, как генератора движений, как бы убивают сами себя. Так происходит ликвидация одного из состояний системы литосфера–астеносфера – механически неустойчивого, но термодинамически равновесного, – и переход к другому состоянию – механически устойчивому, но термодинамически неравновесному. Угасание же тектоно-магматических процессов восстанавливает тепловую энергетику, а тем самым и астеносферу, и возвращает систему в первоначальное состояние. Суперпозиция двух состояний, или же смена одного другим, соответствует двум возможным крайним динамическим схемам тектонических процессов, типичных для океанов или же для континентов соответственно” [Дубровский, 1998. С. 55].

Зонное плавление и другие проявления второй формы движения вещества, по-видимому, играют значительную роль в структурообразовании и должны учитываться при построении геотектонических гипотез.

АВТОКОЛЕБАТЕЛЬНЫЕ СИСТЕМЫ И ЗАПРЕДЕЛЬНОЕ ТЕРПЕНИЕ

Автоколебательные системы являются наиболее высоко организованными нелинейными эффектами. В них все три фундаментальные свойства среды проявляются наиболее эффектно. Главное их отличие от приведенных примеров заключается в том, что процесс, стремясь к равновесию, никогда его не достигает и повторяется снова и снова. Это уже было показано выше.

Совместное действие упомянутых выше законов порождает в критических зонах нелинейные эффекты и приводит к самоорганизации и структурированию геологической среды. Механизм самоорганизации продемонстрируем на модели образования ритмичной слоистости в бассейне седиментации, потому что эта модель позволяет наиболее ясно показать механизм самоорганизации процесса. При ее рассмотрении обратим особое внимание не на описание модели, а на анализ причин самоорганизации.

Модель автоколебательной системы в бассейне седиментации

Модель анализирует перемещение и захоронение осадочного материала в бассейне. Предполагается, что материал равномерно поступает с берега (слева на рис. 9–12). В бассейне он перемещается под влиянием гидродинамической активности водной среды и наклона дна. Для расчетов введен коэффициент подвижности осадка [Лукьянов, 1987], позволивший описать процесс уравнением типа уравнения теплопроводности и рассчитать его на интеграторе *ИГЛ*. Однако в критических условиях процесс идет иначе: осуществляется оползание осадка. Переход от одного способа перемещения осадка к другому существенно нелинейен и может привести к образованию автоколебаний. Модель выявляет условия, при которых в бассейне седиментации возникает автоколебательная система. Именно она, а не внешние факторы, превращают равномерный поток поступающего в бассейн осадочного материала в пульсирующий, самоорганизующийся, приводящий к ритмичной сло-

стости. Причиной этого являются нелинейные элементы, введенные в модель. Рассмотрим их.

Первая нелинейность. Коэффициент подвижности осадка не остается постоянным, а изменяется (уменьшается) с глубиной. Это определяется снижением гидродинамической активности среды с глубиной. В модели зависимость коэффициента подвижности от глубины задается заранее. С формальной точки зрения эта нелинейность слабая и математически легко устранимая, так как функция нелинейной зависит всего лишь от пространственной координаты. Однако для нас она важна, так как заставляет осадок накапливаться на склоне, а не проходить его транзитом. Введение в модель первой нелинейности приводит к тому, что образуется проградирующая линза накапливающегося осадка, которая имеет выпуклую форму, а крутизна ее склона возрастает по мере продвижения линзы в более глубокие части бассейна. Это вполне соответствует картине, наблюдаемой в природе.

Вторая нелинейность. Предполагается, что склон накапливающегося осадка не может стать сколь угодно крутым. При достижении предельного угла откоса осадок оползает (*закон предельного состояния*). Эта нелинейность сложнее, так как определяет зависимость хода процесса от самой функции (вернее от ее производной по пространственной координате). Введение второй нелинейности определяется естественными свойствами осадка. Эти свойства характеризуются при помощи трех критических углов.

Предполагается, что осадок тиксотропен, т.е. изменяет свои прочностные свойства в зависимости от сотрясения и перемешивания. В связи с этим в модель вводятся не один, а три критических угла ($\alpha_1, \alpha_2, \alpha_3$; рис. 9). Первый (самый крутой) характеризует предельный угол откоса осадка, отлагающегося в спокойных условиях и выдерживающего, таким образом, перенапряженное состояние (*закон предельного терпения*). Второй (более пологий) характеризует склон, остающийся после удаления мобилизованного оползанием осадка, и соответствует предельному углу ослабленного сотрясением осадка. Третий (еще более пологий) соответствует оседанию мутьевого потока, образовавшегося в результате оползания.

Работа автоколебательной системы. Линза осадка накапливается на склоне бассейна совершенно спокойно (без самоорганизации и “квазилинейно”) до тех пор, пока угол склона в ее основании не достигнет величины первого критического угла. Этот этап процесса изображен на рис. 9,а. Начальный профиль¹ дна бассейна показан линией, отмеченной точками; ниже этой линии твердый субстрат, выше – вода бассейна. Терригенный материал поступает в бассейн слева, с берега; предполагается, что интенсивность его поступления не меняется во времени. В бассейне осадок перемещается в зависимости от наклона дна и гидродинамической активности среды. Дифференциация осадка в модели не учитывается. Как уже было сказано, коэффициент подвижности осадка уменьшается с глубиной бассейна, в результате чего осадок постепенно накапливается в виде линзы. Поверхность накопившейся линзы с течением времени постепенно продвигается от берега и в глубь бассейна. Рассчитанные последовательные положения этой поверхности показаны на рис. 9,а семейством кривых линий. Каждая последующая из них оказывается круче предыдущей. Максимальный наклон последней из них достигает угла α_1 . Это означает, что напряжения в линзе осадка достигли предельной, разрушающей величины и дальнейшего накопления осадка невозможно. Дальнейшее развитие процесса показано на рис. 9,б. Но прежде, чем перейти к нему, обратим внимание читателя еще на одну деталь рис. 9,а. В его самой верхней части, у берега, в начале процесса происходит размыв коренного дна, и оно (дно) снижается от начального состояния (линия с точками) до некоторого равновесного состояния (волнистая линия), после чего раз-

¹ Причина выбора именно такого профиля будет объяснена в подразделе “Роль начальных и граничных условий”.

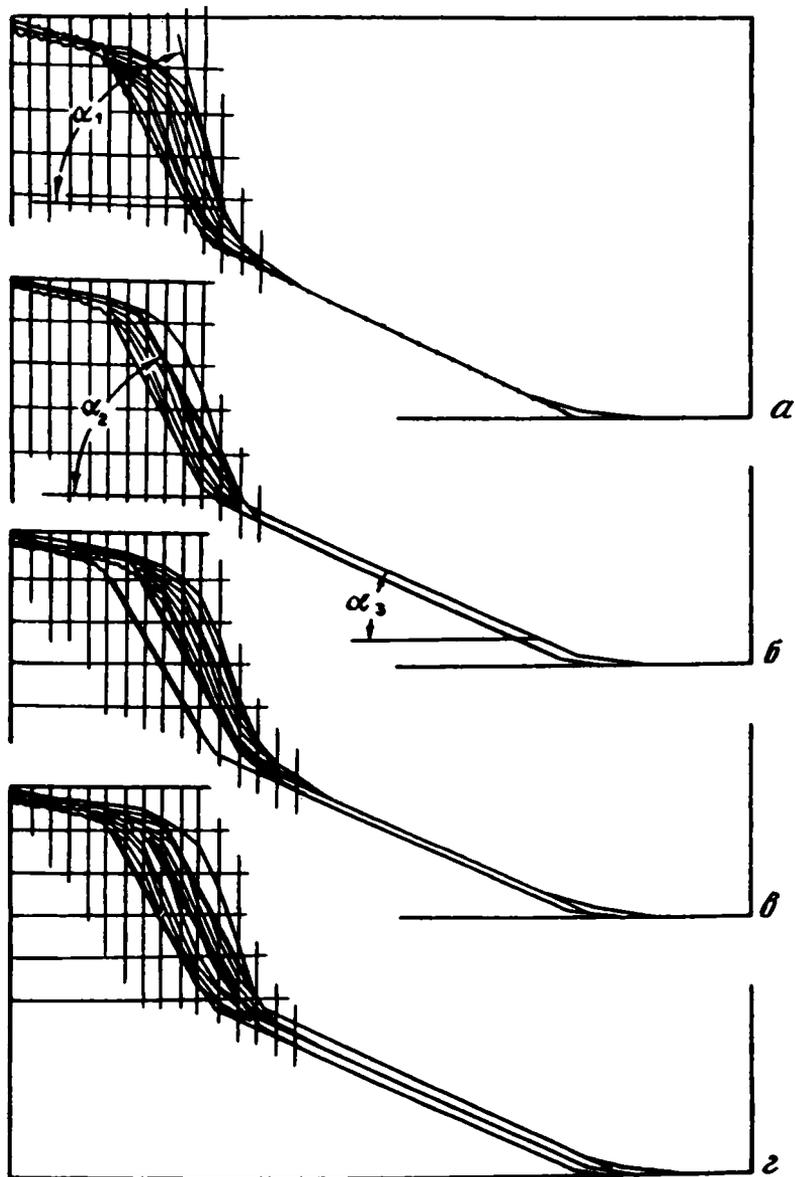


Рис. 9. Принципиальная схема работы структурообразующей автоколебательной системы в бассейне седиментации (пояснения см. в тексте)

мыв прекращается, затем на нем отлагается немного осадка, и поверхность дна снова слегка поднимается. Эта деталь позволяет понять периодическое возникновение размывов и накопления осадков у верхней бровки склона.

Но обратимся к рис. 9,б. На рис. 9,а мы оставили линзу осадков в закритическом положении, в котором предыдущее “квазилинейное” развитие процесса должно было смениться принципиально новым, резко нелинейным. В этом состоянии запредельное напряжение вызывает разрушение и оползание осадка, оставляющего за собой поверхность основания оползня, наклоненную под вторым

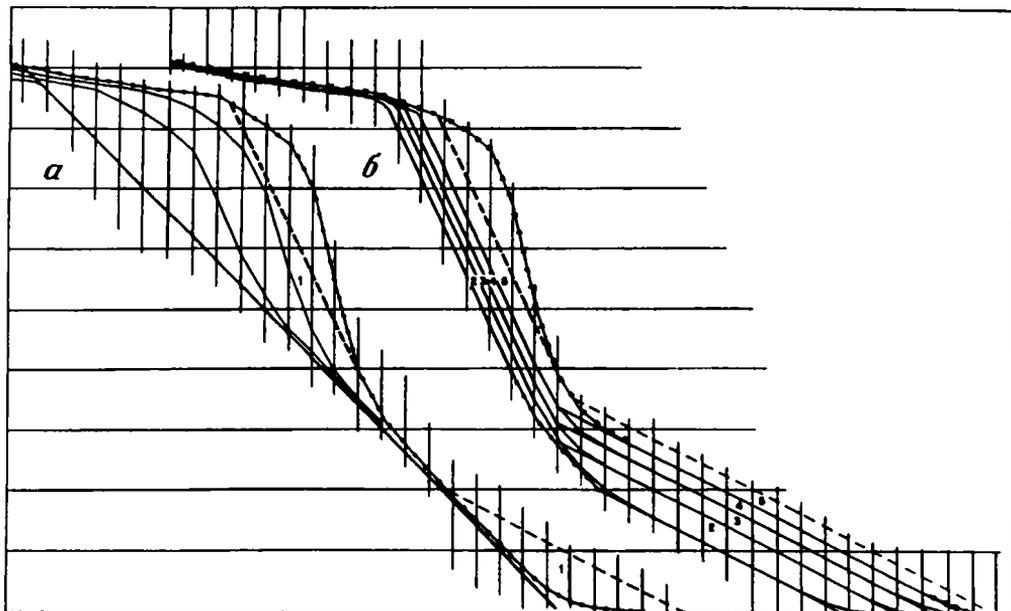


Рис. 10. Влияние начальных условий на становление автоколебательной системы при пологом склоне

a – подготовка необходимого для автоколебательной системы профиля дна в верхней части склона – накопление мощной линзы осадков (этап 1); *б* – становление автоколебательной системы (циклы 2–5) (пояснения см. в тексте)

критическим углом α_2 . Это и изображено на рис. 9,б. Поверхность, по которой сорвался оползень, показана жирной линией. В нее снизу упираются срезанные оползнем слои; верхняя бровка имеет резкий перегиб (это и вызовет ее размыв в дальнейшем). Удаленная часть линзы оставлена белой. Оползшая масса в виде мутьевого потока удалилась в глубь бассейна, где и осела в виде единовременно поступившей порции осадка, что показано в виде тонкой плоскопараллельной полоски, наклоненной под углом α_3 . На этом накопление осадка в глубине бассейна временно прекращается, а на поверхности, оставшейся после оползня, снова постепенно накапливается осадок, пока угол наклона в его основании не достигнет величины первого критического угла (что показано на рис. 9,в). Тогда процесс повторится (см. рис. 9,з).

Линза осадков, заключенная между ограничениями первого и второго критических углов (оставленная белой на рис. 9,б, з), играет роль временного накопителя материала, который накапливается медленно, а сбрасывается быстро в зону окончательного накопления в глубине бассейна. При этом постепенное и равномерное накопление осадка сменяется прерывистым, порционным, создающим структурированную, ритмично построенную толщу. В этом и заключается роль автоколебательной системы (и создающих ее нелинейных элементов модели) в процессе самоорганизации осадконакопления.

Роль начальных и граничных условий. Как известно, в автоколебательных системах характеристики устойчивых колебаний определяются внутренним устройством системы, а не внешними воздействиями или начальными условиями [Андронов и др., 1981]. При незначительных отклонениях, вызванных внешними “возмущающими” воздействиями или особенностями начальных условий, система сама возвращает процесс к устойчивым колебаниям с прежними характеристиками, как бы притягиваясь к некоторому “аттрактору”. Таким аттрактором в нашей модели

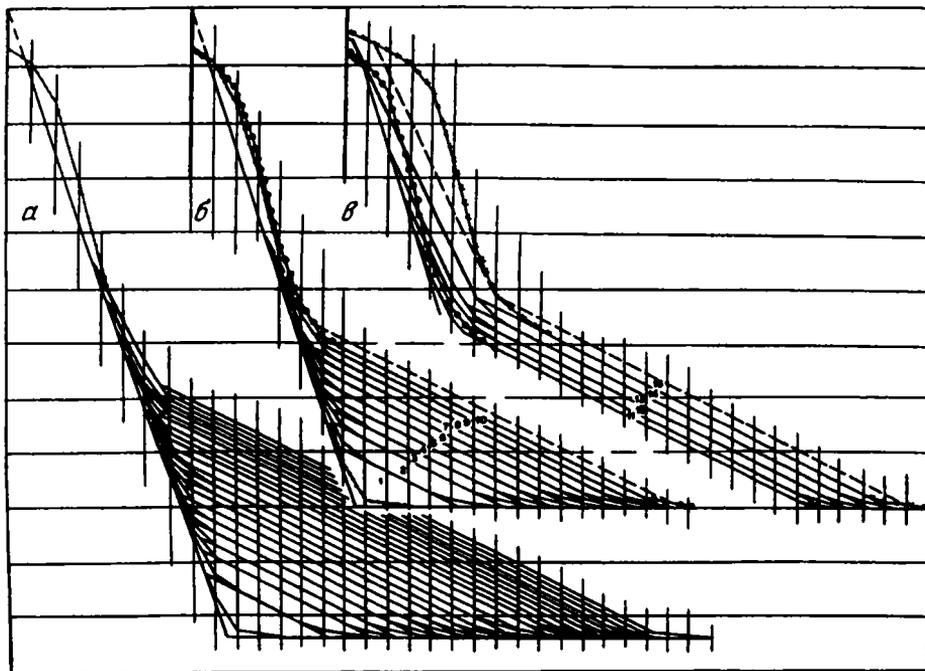


Рис. 11. Влияние начальных условий на становление автоколебательной системы при крутом склоне

а, б – подготовка необходимого профиля дна в нижней части склона: *а* – при более глубоком бассейне (потребовалось 20 циклов), *б* – при менее глубоком бассейне (10 циклов); *в* – становление автоколебательной системы (циклы 11–15 варианта *б*) (пояснения см. в тексте)

является устойчивый профиль дна, изображенный на рис. 9. Для исследования устойчивости рассмотренной автоколебательной системы мы изменяли начальные условия.

Начиная моделирование на очень пологом или на очень крутом склоне бассейна, существенные различия в ходе процесса и рельефе дна можно наблюдать лишь ограниченное время, после чего вырабатывается устойчивый профиль поверхности осадка, не зависящий от начальных условий. Четко фиксируется критическая глубина, на которой резко меняется тип осадконакопления. На этой глубине наблюдается резкий перегиб склона: выше нее склон характеризуется первым или вторым углами, а ниже – третьим. Если глубина бассейна меньше критической, то автоколебательной системы в нем не возникает и самоорганизация толщи отсутствует.

На рис. 10 изображено развитие процесса на пологом склоне. Первый цикл готовился долго (рис. 10,а). В верхней части склона накопилась мощная линза осадков прежде, чем был достигнут первый критический угол (на рисунке – линия с точками). После этого произошло оползание и образовался профиль, еще не соответствующий устойчивому, но уже положивший начало циклическому развитию системы (пунктирная линия). Циклы 2, 3, 4, 5 (см. рис. 10,б) развивались быстрее, но были еще неодинаковыми. Проградация шла медленно, но зато быстро накапливалась ритмичная толща в основании склона, а его перегиб постепенно поднимался, приближаясь к критическому уровню. После пятого оползания образовался устойчивый профиль (пунктирная линия на рис. 10,б) и система заработала устойчиво.

На рис. 11 показано развитие системы на крутом склоне в более глубоком (рис. 11,а) и в более мелком (см. рис. 11б,в) бассейне. Первые циклы были очень быстрыми и маломощными. В верхней части склона накапливались небольшие “подвешанные” линзочки осадка (линия с точками), которые без остатка скатывались вниз по склону, отлагаясь у его основания в виде ритмичных слоев, наклоненных под углом α_3 . Никакой проградации осадконакопления в верхней части склона не происходило до тех пор, пока нижняя ритмичная толща не поднялась достаточно высоко и не стала “подпирать” линзы осадков верхней части склона. В глубоком бассейне для этого потребовалось больше времени и циклов (см. рис. 11,а), в более мелком – меньше (см. рис. 11,б). На рис. 11,б видно, что после десятого цикла верхняя линзочка уже медленно двинулась вперед (линия с кружочками). К пятнадцатому циклу (см. рис. 11,в) проградация стала вполне заметной, перегиб рельефа вышел на критическую глубину, а профиль приобрел устойчивую форму (пунктирная линия и линия с галочками).

Таким образом, система от разных начальных условий в конце концов приходит к одному и тому же профилю и к устойчивому автоколебательному режиму. То же происходит, если процесс в какой-то момент подвергается внешнему возмущающему воздействию (например, если внешнее сотрясение вызовет преждевременное оползание еще “не созревшей” линзы).

Чтобы показать влияние граничных условий на развитие автоколебательной системы, рассмотрим модель заполнения осадком бассейна ограниченных размеров (рис. 12). В этой модели, как и в предыдущих, глубина бассейна больше критической, но не намного; материал равномерно поступает с берега (слева); наклон берегового склона довольно крутой (равен углу α_2); дно плоское. Чтобы ограничить размер бассейна, с правой стороны поставлена “стенка”, не позволяющая материалу проникать за нее (правое ограничение рис. 12); эту “стенку” можно интерпретировать, например, как плоскость симметрии неширокого бассейна. Основные обозначения аналогичны принятым на предыдущих рисунках: тонкие линии соответствуют седиментационным границам, жирные – поверхностям, оставшимся после удаления оползней, волнистые – поверхностям размыва; циклы пронумерованы: верхний ряд цифр расположен на седиментационных линзах (вернее, на их остатках, сохранившихся после оползания), нижний – на соответствующих им отложениях мутьевых потоков.

Анализ развития модели, представленной рис. 12, показывает следующее. Первые 9 циклов явственно ощущают влияние начальных условий, не соответствующих устойчивому состоянию автоколебательной системы. Мощности слоев изменяются, перегибы рельефа от α_2 к α_3 находятся на разных глубинах (постепенно поднимаются из закритических глубин к критической глубине). Циклы 10–19 развиваются в устойчивом автоколебательном режиме. Начиная с 19-го цикла, ощущается влияние “стенки”: бассейн заполняется осадком и с каждым циклом становится менее глубоким, циклы становятся продолжительнее, колебания затухают. К 25-му циклу глубина бассейна достигает критического уровня и поверхность 25-ой линзы в последний раз достигает угла α_1 . Последний раз происходит оползание, и автоколебательная система перестает существовать. После этого бассейн уже имеет докритическую глубину и заполняется осадками без тех нелинейных эффектов, которые мы рассматривали. Таким образом, граничные условия (особенно, глубина бассейна) входят в характеристику системы и влияют на ее развитие.

Роль внешних воздействий. Внешние воздействия (неравномерное поступление материала, землетрясения, изменения гидродинамического режима и др.) оказывают на автоколебательную систему модулирующее воздействие, изменяя ее параметры, а следовательно, и режим работы. Это приводит к прихотливому рисунку ритмики. Важно отметить, что воздействие осуществляется именно через систему, а не помимо нее.

Предположим, что бассейн, в котором работает описанная выше автоколеба-

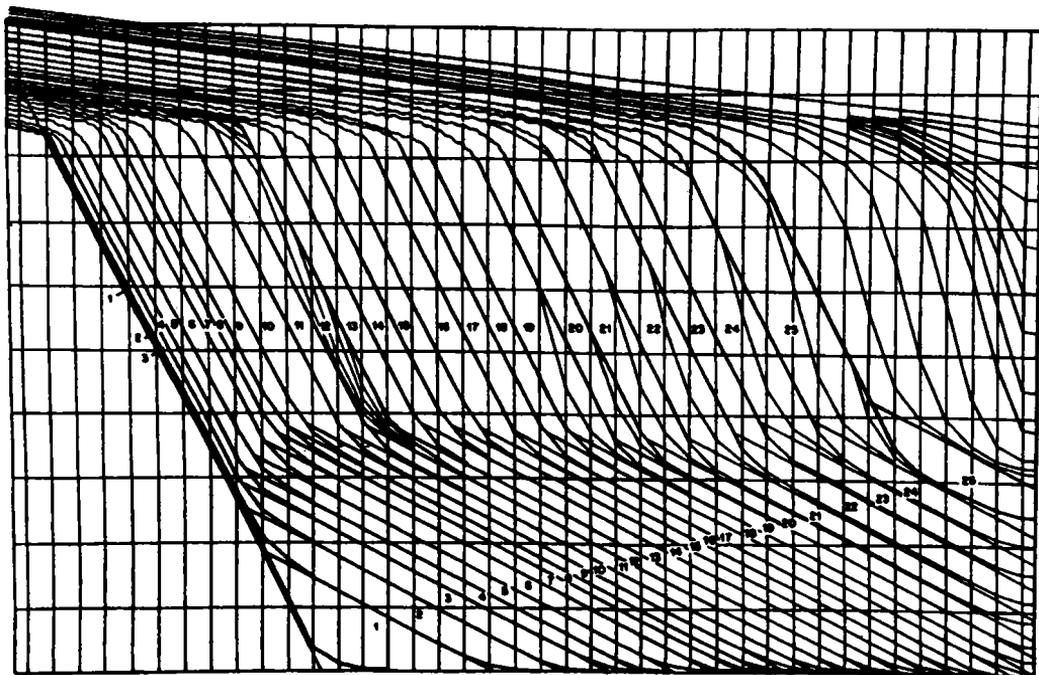


Рис. 12. Зарождение, существование и отмирание автоколебательной системы в бассейне ограниченных размеров (правая граница чертежа является осью симметрии бассейна) – роль начальных и граничных условий

Циклы 1–9 – зарождение и становление, 10–23 – работа системы в устойчивом режиме, 24–25 – отмирание (пояснения см. в тексте)

тельная система, находится в сейсмически активном районе и что во время землетрясения оползание линзы осадков начинается при несколько сниженном угле α_1 (рис. 13а,б). Пусть период колебаний в невозмущенной системе равен T . Тогда в координатах угол α –время t график работы системы будет выглядеть так, как показано на рис. 13, 1 (постепенное увеличение угла от α_2 до α_1 за время T и быстрое уменьшение от α_1 до α_2 при оползании). Пусть землетрясения повторяются с периодичностью T_1 и снижают первый критический угол α_1 на величину $\Delta\alpha_1$ (см. рис. 13, 2) так, что во время землетрясения оползание может начаться при угле $\alpha'_1 = \alpha_1 - \Delta\alpha_1$ (см. рис. 13, 3). Тогда при первом землетрясении (см. рис. 13, 3) оползания не произойдет (линза не готова), а при втором произойдет преждевременный сход оползня (зачерненный зубчик на рис. 13, 3), так как угол откоса уже достиг величины α'_1 . Ритмика системы приспособится к ритмике землетрясений, но будет отзываться только на четные землетрясения, и преждевременные оползания будут происходить с периодичностью T_2 (см. рис. 13, 3). При этом более частые землетрясения совсем не обязательно приведут к более частым сходам преждевременных оползней. Так, на рис. 13, 4 землетрясения повторяются чаще (с периодом $T'_1 < T_1$), чем на рис. 13, 2, а сход преждевременных оползней осуществляется реже – с периодом $T'_2 > T_2$ (см. рис. 13, 5).

Для исследования влияния нескольких возмущающих факторов (см. рис. 13, в) предположим, что в том же районе поступление терригенного материала в бассейн осуществляется неравномерно и в результате этого периоды автоколебательных циклов отличаются от стандартных на величину ΔT , изменяющуюся во времени так, как показано на рис. 13, б. Тогда неравномерность циклов будет заметна даже

На рис. 11 показано развитие системы на крутом склоне в более глубоком (рис. 11,а) и в более мелком (см. рис. 11б,в) бассейне. Первые циклы были очень быстрыми и маломощными. В верхней части склона накапливались небольшие “подвешанные” линзочки осадка (линия с точками), которые без остатка скатывались вниз по склону, отлагаясь у его основания в виде ритмичных слоев, наклоненных под углом α_3 . Никакой проградации осадконакопления в верхней части склона не происходило до тех пор, пока нижняя ритмичная толща не поднялась достаточно высоко и не стала “подпирать” линзы осадков верхней части склона. В глубоком бассейне для этого потребовалось больше времени и циклов (см. рис. 11,а), в более мелком – меньше (см. рис. 11,б). На рис. 11,б видно, что после десятого цикла верхняя линзочка уже медленно двинулась вперед (линия с кружочками). К пятнадцатому циклу (см. рис. 11,в) проградация стала вполне заметной, перегиб рельефа вышел на критическую глубину, а профиль приобрел устойчивую форму (пунктирная линия и линия с галочками).

Таким образом, система от разных начальных условий в конце концов приходит к одному и тому же профилю и к устойчивому автоколебательному режиму. То же происходит, если процесс в какой-то момент подвергается внешнему возмущающему воздействию (например, если внешнее сотрясение вызовет преждевременное оползание еще “не созревшей” линзы).

Чтобы показать влияние граничных условий на развитие автоколебательной системы, рассмотрим модель заполнения осадком бассейна ограниченных размеров (рис. 12). В этой модели, как и в предыдущих, глубина бассейна больше критической, но не намного; материал равномерно поступает с берега (слева); наклон берегового склона довольно крутой (равен углу α_2); дно плоское. Чтобы ограничить размер бассейна, с правой стороны поставлена “стенка”, не позволяющая материалу проникать за нее (правое ограничение рис. 12); эту “стенку” можно интерпретировать, например, как плоскость симметрии неширокого бассейна. Условные обозначения аналогичны принятым на предыдущих рисунках: тонкие линии соответствуют седиментационным границам, жирные – поверхностям, оставшимся после удаления оползней, волнистые – поверхностям размыва; циклы пронумерованы: верхний ряд цифр расположен на седиментационных линзах (вернее, на их остатках, сохранившихся после оползания), нижний – на соответствующих им отложениях мутьевых потоков.

Анализ развития модели, представленной рис. 12, показывает следующее. Первые 9 циклов явственно ощущают влияние начальных условий, не соответствующих устойчивому состоянию автоколебательной системы. Мощности слоев изменяются, перегибы рельефа от α_2 к α_3 находятся на разных глубинах (постепенно поднимаются из закритических глубин к критической глубине). Циклы 10–19 развиваются в устойчивом автоколебательном режиме. Начиная с 19-го цикла, ощущается влияние “стенки”: бассейн заполняется осадком и с каждым циклом становится менее глубоким, циклы становятся продолжительнее, колебания затухают. К 25-му циклу глубина бассейна достигает критического уровня и поверхность 25-ой линзы в последний раз достигает угла α_1 . Последний раз происходит оползание, и автоколебательная система перестает существовать. После этого бассейн уже имеет докритическую глубину и заполняется осадками без тех нелинейных эффектов, которые мы рассматривали. Таким образом, граничные условия (особенно, глубина бассейна) входят в характеристику системы и влияют на ее развитие.

Роль внешних воздействий. Внешние воздействия (неравномерное поступление материала, землетрясения, изменения гидродинамического режима и др.) оказывают на автоколебательную систему модулирующее воздействие, изменяя ее параметры, а следовательно, и режим работы. Это приводит к прихотливому рисунку ритмики. Важно отметить, что воздействие осуществляется именно через систему, а не помимо нее.

Предположим, что бассейн, в котором работает описанная выше автоколеба-

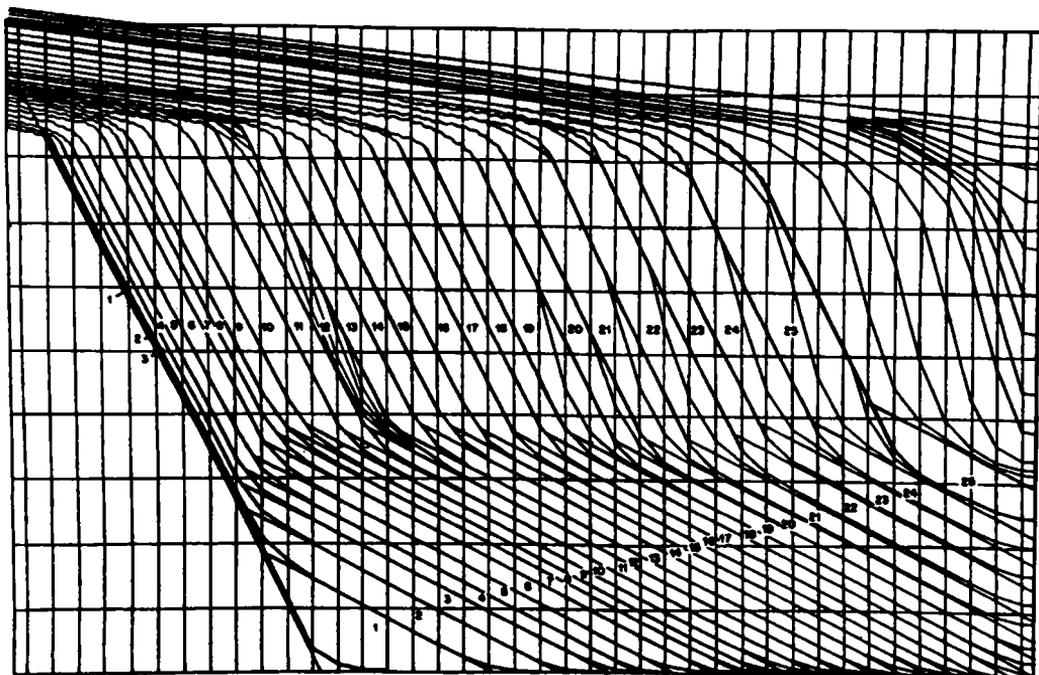


Рис. 12. Зарождение, существование и отмирание автоколебательной системы в бассейне ограниченных размеров (правая граница чертежа является осью симметрии бассейна) – роль начальных и граничных условий

Циклы 1–9 – зарождение и становление, 10–23 – работа системы в устойчивом режиме, 24–25 – отмирание (пояснения см. в тексте)

тельная система, находится в сейсмически активном районе и что во время землетрясения оползание линзы осадков начинается при несколько сниженном угле α_1 (рис. 13а,б). Пусть период колебаний в невозмущенной системе равен T . Тогда в координатах угол α –время t график работы системы будет выглядеть так, как показано на рис. 13, 1 (постепенное увеличение угла от α_2 до α_1 за время T и быстрое уменьшение от α_1 до α_2 при оползании). Пусть землетрясения повторяются с периодичностью T_1 и снижают первый критический угол α_1 на величину $\Delta\alpha_1$ (см. рис. 13, 2) так, что во время землетрясения оползание может начаться при угле $\alpha'_1 = \alpha_1 - \Delta\alpha_1$ (см. рис. 13, 3). Тогда при первом землетрясении (см. рис. 13, 3) оползания не произойдет (линза не готова), а при втором произойдет преждевременный сход оползня (зачерненный зубчик на рис. 13, 3), так как угол откоса уже достиг величины α'_1 . Ритмика системы приспособится к ритмике землетрясений, но будет отзываться только на четные землетрясения, и преждевременные оползания будут происходить с периодичностью T_2 (см. рис. 13, 3). При этом более частые землетрясения совсем не обязательно приведут к более частым сходо преждевременных оползней. Так, на рис. 13, 4 землетрясения повторяются чаще (с периодом $T'_1 < T_1$), чем на рис. 13, 2, а сход преждевременных оползней осуществляется реже – с периодом $T'_2 > T_2$ (см. рис. 13, 5).

Для исследования влияния нескольких возмущающих факторов (см. рис. 13, в) предположим, что в том же районе поступление терригенного материала в бассейн осуществляется неравномерно и в результате этого периоды автоколебательных циклов отличаются от стандартных на величину ΔT , изменяющуюся во времени так, как показано на рис. 13, 6. Тогда неравномерность циклов будет заметна даже

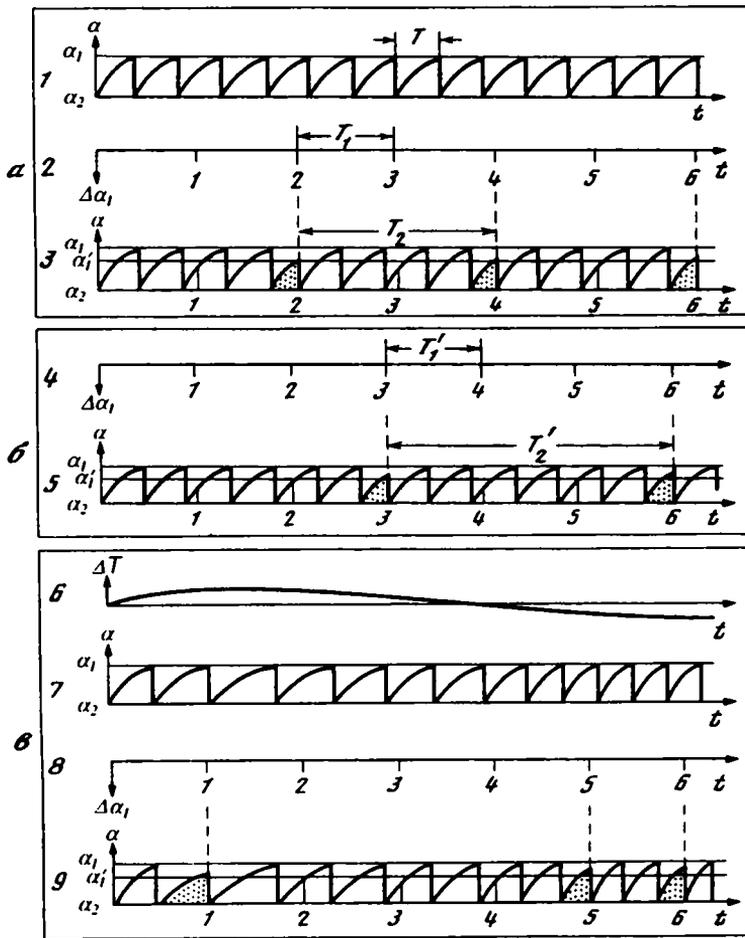


Рис. 13. Влияние внешних факторов на автоколебательную систему

a – анализ влияния фактора, изменяющего величину α_1 ; b – анализ влияния вариаций этого фактора; θ – анализ совместного действия двух факторов, влияющих на α_1 и T (пояснения см. в тексте)

при отсутствии землетрясений (см. рис. 13, 7), а с землетрясениями, повторяющимися так, как показано на рис. 13, 8, возмущения в работе системы будут еще более прихотливыми (см. рис. 13, 9). В природе, разумеется, действует множество возмущающих факторов, и все они влияют на ритмику автоколебательной системы, но опосредованно. Внешние возмущения как бы записываются на стандартные автоколебания путем их модуляции как по амплитуде, так и по частоте. Сама же автоколебательная система является результатом тех нелинейных характеристик, которые мы ввели в модель, и должна рассматриваться как замечательный природный феномен, представляющий собою нелинейный эффект структурообразования.

Анализ совместного влияния многих факторов на процесс, к чему мы подошли в упрощенной форме на рис. 13, 9, сейчас привлекает внимание многих ученых, но не является предметом наших исследований. В многокомпонентных системах совместно действующие (“син-энергетические”)² факторы соединяются в сложнейшие

² От греческого *synergeia* < *syn* вместе + *ergon* дело, работа.

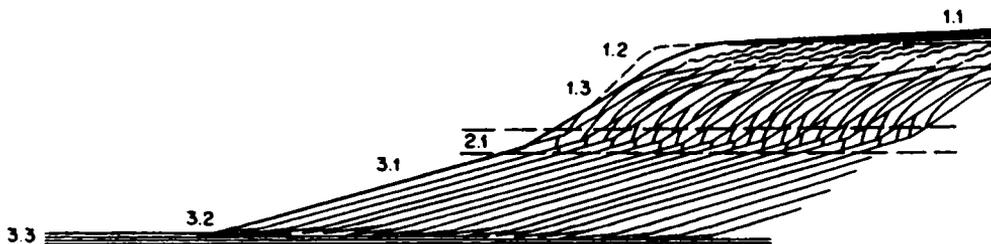


Рис. 14. Взаимная зависимость членов ансамбля парагенезов (пояснения см. в тексте)

клубки, где следствия переплетаются с причинами, теряются ниточки детерминизма, но намечаются собственные законы, проникновение в которые составляет увлекательнейшее и многообещающее занятие, чреватое фундаментальными открытиями. Это область синергетики, динамики ансамблей со многими степенями свободы. Сейчас такие исследования проводятся во всех естественных и гуманитарных науках, даже стали модными. Они живо интересовали крупных мыслителей во все времена, достаточно вспомнить философские главы романа “Война и мир” Л.Н. Толстого с анализом причин исторических событий или работы столетней давности английского физиолога Шеррингтона, впервые применившего термин “синергетика” при изучении управления мышечными системами со стороны спинного мозга. Мы отдаем себе отчет в том, что в геологии вообще и в проблеме структурообразования в частности существует широкое поле для применения синергетики. Более того, мы уже писали, что множество геологических автоколебательных систем, несомненно, существует в литосфере, коре и на поверхности Земли, что они влияют друг на друга, и что понять геотектонику без них невозможно. «Взаимное наложение колебаний, рожденных разными автоколебательными системами, создает довольно сложный спектр, разобраться в котором непросто, а расчленять и коррелировать, не понимая его внутреннего смысла, опасно. Колебания как бы сливаются в единую симфонию, исполняемую гигантским оркестром Земли... Моделирование позволяет “прослушать” автоколебательные системы в сольном исполнении, в дуэте, трио и научиться их узнавать» [Лукиянов, 1987. С. 81]. Поэтому мы видим нашу задачу в построении моделей и выяснении механизмов работы отдельных систем. Разобраться же в законах построения всей симфонии сейчас, по-видимому, не может никто.

Отдаленные связи внутри системы. Рассмотренный процесс формирует сразу несколько формаций, закономерно связанных друг с другом (формационный ряд). Характер осадков в зоне выноса материала, в зоне временного накопления и в зоне порционного поступления существенно различен. Однако все эти зоны тесно связаны друг с другом, и характер самоорганизации в них взаимозависим.

Нелинейный эффект образования ритмично построенных толщ из равномерно поступающего потока материала возможен в нашей модели лишь при условии, что глубина бассейна значительно превышает критическую. Это означает, что в бассейне обязательно выделяются три глубинные зоны: (1) докритических глубин, (2) критических глубин, (3) закритических глубин. На рис. 14 они разделены горизонтальными штрихпунктирными линиями. Ритмичная слоистость формируется во всех трех зонах, но внутренняя структура ритмов в каждой зоне специфична, что видно на рис. 14. По существу, в каждой зоне образуется особая формация, а вместе они образуют формационный ряд, состоящий из трех формаций. Формации в этом ряду соединены отдаленными связями, немислимы друг без друга и составляют единый неразделимый ансамбль, хотя внешне совершенно не похожи друг на друга.

Формация докритических глубин представлена комплексом *остаточных осадков*, т.е. состоит из остатков того материала, который временно накапливался в этой зоне бассейна, чтобы в дальнейшем переместиться в следующую зону. Она представлена тремя сериями, пронумерованными на рис. 14 и имеющими характерные текстурные особенности: серия 1.1 – сплошного переслаивания, 1.2 – ритмично слоистая с периодическими размывами, 1.3 – ритмично слоистая с сорванной наклонной слоистостью.

Формация критических глубин представлена комплексом *смешанных осадков* и состоит из серии (2.1 см. на рис. 14) многократно переслаивающихся и выклинивающихся остаточных и перемещенных осадков.

Формация закритических глубин представлена комплексом *перемещенных и ненарушенных осадков*, состоящим из трех серий: 3.1 – ритмичного переслаивания порционно поступавших отложений мутьевых потоков, прикрытых прослоями глубинной седиментации, 3.2 – выклинивания ритмичных отложений мутьевых потоков, 3.3 – отложения глубинной седиментации без следов перемещенного материала.

Отдаленные связи формаций этого ряда заключаются в генетическом родстве и единстве вещественного состава осадков.

Распространенность автоколебательных систем

В тектоносфере и на земной поверхности настолько много разнообразных автоколебательных систем, что их невозможно даже перечислить. Они имеют размеры от миллиметровых до глобальных, периоды колебаний от долей секунды до миллионов лет. Апрельская капель с сосулк, гейзеры, вулканы, морские волны, “гребенка” на автомобильных дорогах, барханы, фрикционные колебания, землетрясения, пульсирующие ледники, великие оледенения, снежные лавины, сели, подводные оползни, пульсирующие давления в подземных водах, циклы складчатости, термальные циклы, тектоно-магматические циклы и т.д. К сожалению, в геологической литературе им пока уделяется мало внимания. Гораздо больше об автоколебательных системах известно специалистам в области геофизики, гляциологии, океанологии, метеорологии, т.е. в области географических наук.

Множество автоколебательных систем охарактеризовано в книге о разрывных автоколебаниях в геофизических системах В.И. Чупрыниным [1985]. Всесторонне рассмотрены причины больших колебаний климата и оледенений Земли В.Я. Сергиным и С.Я. Сергиным [1978] с использованием сложного математического моделирования. Интересную попытку построить математическую теорию движения ледников и объяснить автоколебательную природу пульсирующих ледников осуществил П.А. Шумский [1968, 1982]. Автоколебательные системы в глубоких недрах Земли, вплоть до ее ядра, выявили при математическом моделировании моделей конвекции В.П. Кеонджян и А.С. Монин [1980], Л.И. Лобковский, В.Д. Котелкин, Ю.А. Волож [1999]. Этой проблеме посвящены и многие другие работы. Поэтому сомневаться в большом значении природных автоколебательных систем для геологических процессов не приходится.

Природные автоколебательные системы, как правило, релаксационные (или разрывные) с колебаниями, по форме значительно отличающимися от синусоидальных. В них осуществляется периодическое медленное накопление вещества или энергии и последующий быстрый сброс (релаксация). В системе обязательно присутствует “накопитель” вещества или энергии и “нелинейный элемент”, позволяющий переключать режим накопления на режим расхода. В наших примерах в первом случае (плавление в двухслойной модели) накопителем тепловой энергии служил расплав, аккумулировавший тепло в виде скрытой теплоты плавления, а нелинейным элементом, переключавшим режим накопления (без конвекции) на режим расхода (с конвекцией), – диффузия, выравнивавшая концентрацию в рас-

плаве; во втором случае (образование ритмичной слоистости) накопителем вещества служила “первая нелинейность”, т.е. изменчивость коэффициента подвижности осадка с глубиной, а нелинейным элементом – тиксотропность осадка, позволяющая ему находиться в состоянии “запредельного терпения” вплоть до угла α_1 , когда и запредельного терпения не хватало для продолжения накопления и система переключалась на катастрофическое расходование накопленного.

В более сложных моделях, например, в системе ледник–океан–атмосфера [Гернет, 1930; Сергины, 1978] “накопитель” и “нелинейный элемент” складываются из множества положительных и отрицательных обратных связей между причинами и следствиями процесса. Суммарное действие положительных и суммарное действие отрицательных связей может привести к менее катастрофическим переходам от накопительной к расходной стадиям автоколебательного процесса. Проиллюстрируем это кратким изложением теории Е.С. Гернета на качественном уровне, предоставив читателю возможность познакомиться с расчетами С.Я. и В.Я. Сергиных по их монографии.

Оценивая неизбежность великих оледенений планеты, Е.С. Гернет основывается на том, что положительный баланс снегонакопления, необходимый для оледенения, определяется в основном температурой и влажностью атмосферы. Именно эти два параметра определяют такое состояние атмосферы (“снегоизбыточный слой”), при котором за зиму выпадает снега больше, чем может растаять за лето. При этом следствие (образование оледенения) оказывает на причину (состояние атмосферы) влияние через эти же два параметра: оно снижает и температуру и влажность. Снижение температуры является положительной обратной связью, снижение влажности – отрицательной. Появление не растаявшего снега на плоской возвышенности снижает температуру атмосферы настолько, что образование ледника и его самопроизвольное распространение по поверхности островов и континентов становится неизбежным. Более того, Е.С. Гернет приходит к выводу, что “наша планета при существующих в настоящее время влажности климата и интенсивности солнечных лучей может иметь два совершенно естественных состояния – безледное и оледенелое” [Гернет, 1981. С. 81]. Положительная обратная связь между оледенением и атмосферой, осуществляемая через понижение температуры, ведет к “самосильному распространению льдов” и к переходу Земли в оледенелое состояние. Обратный переход невозможен при существующих влажности климата и интенсивности солнечных лучей. “Чтобы такой переход совершился, нужно, чтобы либо солнечные лучи стали жарче, либо климат сделался суше, практически – последнее” [Там же. С. 82]. К уменьшению влажности ведет само оледенение, понижая температуру и сковывая льдом океан. Совокупность положительной и отрицательной обратных связей приводит систему к динамическому равновесию, локализирующему распространение оледенений Земли. Е.С. Гернет выделяет два типа локализации: оледенение оказывается либо “локализованным стационарным” (Антарктида), либо “локализуемым пульсирующим” (северная арктическая область).

Первый тип определяется тем, что Южный континент окружен океанами. Лед, полностью покрыв полярный континент, начинает покрывать айсбергами прибрежные воды океана, постепенно снижая тем самым влажность воздуха и выпадение осадков в области питания ледников. Когда вынос льда в океан уравновесит снизившееся питание ледников, устанавливаются более или менее постоянные размеры оледенения. Они определяются границей плавучих льдов около Антарктиды.

Второй тип локализации для нас особенно интересен. Он определяется тем, что Северный полярный океан окружен континентами. Возникший вначале Гренландский ледник получает обильное снежное питание из полярного океана, продуцирует огромное количество айсбергов и вызывает “рефлекторные” оледенения Европы и Северной Америки. Эти оледенения разрастаются в глубь континентов и бе-

рут в ледяное кольцо полярный океан, питающий их влагой (снегом). В конце концов они замораживают полярный океан. Но тем самым они лишают себя питания. Без достаточного питания континентальное оледенение деградирует и исчезает полностью. Только после этого освобождается ото льдов и полярный океан. Интенсивное питание Гренландского ледника восстанавливается. Начинается новый цикл оледенения: снова айсберги, охлаждение океана, рефлекторное оледенение материков, замораживание полярного океана, прекращение питания, деградация и т.д. Возникает пульсация. Возникает автоколебательная система.

Принцип ее работы заключается в том, что специфические очертания континентов и океана заставляют существующие в системе обратные связи (положительную и отрицательную) включаться не одновременно, а с запозданием: положительная обратная связь (через температуру) действует длительное время и создает обширное континентальное оледенение при практическом бездействии отрицательной обратной связи (влажность почти постоянна); когда же оледенение создано и океан замерзает, быстро включается отрицательная обратная связь (через влажность), а положительная бездействует пока не исчезнут льды и не восстановится высокая влажность. Таким образом, эта система работает по принципу мультивибратора.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ: ДИАЛЕКТИКА ТЕКТОНИЧЕСКОГО ТЕЧЕНИЯ

Самоорганизация тектоносферы просматривается в очень многих процессах, происходящих на поверхности Земли и в ее недрах. И как правило, она связана с нелинейными изменениями свойств среды, подобными рассмотренным выше. Образование парагенезов структур и структурных рисунков связано с нелинейностями механических свойств толщ; особенности магматических проявлений – с нелинейностями тепловых характеристик при плавлении и кристаллизации горных пород; пульсации пластовых давлений – с нелинейностями фильтрационных и прочностных свойств пород; наступания и отступания великих оледенений – с нелинейностями в системе ледник–океан–атмосфера. Литосфера, гидросфера и атмосфера Земли наполнены предпосылками для неоднородного течения и самоорганизации.

Самоорганизация приводит к диалектическому единству, казалось бы, противоречащих друг другу структур и процессов. Участки тектоносферы с фиксированными до больших глубин корнями соседствуют с мобильными участками, сопровождающимися срывами и большими горизонтальными перемещениями, а зоны растяжения – с зонами сжатия (эффект клина). Эпохи тектонического покоя сменяются эпохами активного тектогенеза (автоколебательные системы). Рождение новых геологических тел и структур сменяется как в пространстве, так и во времени, их разрушением и отмиранием (источники и стоки).

Диалектическое единство противоречивых форм основано на неразрывности геологической среды и неоднородности тектонического течения, проявляющегося в нелинейных эффектах структурообразования, которые включают в себя не только неоднородную деформацию, но и вращение, и образование новых тел при активном участии жидкой фазы, и разрушение старых.

Нелинейные эффекты основаны на фундаментальных свойствах геологической среды, т.е. связаны с ее сущностью. Прежде всего это – критические состояния, в которых качественно меняются свойства среды; способность геологической среды к существованию в метастабильных закритических условиях; способность к движению не только в форме механического перемещения, но и в форме рождения–умирания.

Если представить себе тектоническое течение в виде векторного поля скоростей (или перемещений) частиц тектоносферы, то самоорганизация приводит это поле к единому, сплошному, непротиворечивому структурному рисунку, но рисун-

ку не застывшему, а находящемуся в постоянном движении и развитии. В нем находят свое место не только неоднородные деформации, но и зоны с ненулевыми дивергенциями и вихрями.

Нам представляется, что и фиксистские и мобилистские проявления тектонических движений являются двумя сторонами единого более общего процесса развития тектоносферы. Таким процессом представляется тектоническое течение, понимаемое как разномасштабный многофакторный процесс, сопровождающийся множеством нелинейных эффектов и включающий все формы пластических и хрупких деформаций, миграцию жидкой фазы и подчиняющийся принципу совместимости деформаций.

Многопорядковость тектонического течения определяется существованием крупных, крупнейших, мелких и мельчайших блоков, пластин, чешуй, участвующих в общем течении, неоднородном как в пространстве, так и во времени. Они неодинаковы по составу и свойствам, в связи с чем объединяются как в подвижные, так и в консолидированные зоны и блоки, деформирующиеся и перемещающиеся по-разному. В этом процессе существенную роль играют жидкие фазы (растворы и расплавы), появляющиеся и исчезающие разными способами, но всегда активно влияющие на развитие системы.

Конфигурации блоков и подвижных зон не стабильны. Они развиваются во времени, стремятся к стабилизации, но, просуществовав более или менее долго, вновь разрушаются. Процесс реорганизации структуры происходит на многих уровнях литосферы. Каждый уровень влияет на соседние, в результате чего в поверхностных структурах запечатлена интерференция разноглубинных процессов тектонического течения.

В процессе многопорядкового тектонического течения формируются прихотливые структурные рисунки, субгоризонтальные и крутые глубинные разломы, астенولينзы, сдвиги, надвиги, блоки, пластины, тектоническая расчлененность на всех глубинах. Формируются структуры расхождения и сшивания блоков, прогибания и поднятия. Таким образом, наблюдаемые тектонические структуры представляются проявлениями всего комплекса нелинейных эффектов тектонического течения тектоносферы. И неудивительно, что появляются данные о продолжении тектоносферы на большие глубины мантии Земли.

ЛИТЕРАТУРА

- Андронов А.А., Хайкин С.Э. Теория колебаний. М., 1937. Перизд.: Андронов А.А., Витт А.А., Хайкин С.Э. Теория колебаний. М.: Наука, 1981. 568 с.
- Бондаренко П.М. Моделирование тектонических полей напряжений элементарных деформационных структур // Экспериментальная тектоника: Методы, результаты, перспективы. М.: Наука, 1989. С. 126–163.
- Бондаренко П.М. Тектонофизическое моделирование деформационных структур и полей напряжений сдвиговых зон земной коры: Дис. ... д-ра геол.-минерал. наук в форме докл. Новосибирск, 1990. 41 с.
- Вопросы нелинейной геологии и геодинамики / Отв. ред. Ю.М. Пушаровский. М.: ГЕОС, 1998. 109 с.
- Гернет Е.С. Ледяные лишай. Токио, 1930. Перизд.: М.: Наука, 1981. 144 с.
- Гончаров М.А. Компенсационная организация тектонического течения и структурные парагенезы // Геотектоника. 1993. № 4. С. 19–29.
- Горяинов П.М. Нелинейная тектоника (содержание, объекты и принципиальные ограничения для интерпретации канонических случаев). Апатиты, 1995. 44 с.
- Григорян С.С. О природе быстрых подвижек ледников // Гляциология и механика грунтов. М.: Изд-во МГУ, 1982. С. 93–96.
- Гросвальд М.Г. Тектоника льда ледников // Оледенение Земли Франца-Иосифа. М.: Наука, 1973. С. 233–257.
- Дубровский В.А. Нелинейная неустойчивость как основа тектонических процессов и вихревых проявлений в литосфере // Вопросы нелинейной геологии и геодинамики. М.: ГЕОС, 1998. С. 49–58.
- Иванюк Г.Ю., Горяинов П.М., Егоров Д.Г. Введение в нелинейную геологию. Апатиты, 1996. 178 с.
- Казмиров Д.А. Об альпийских движениях и мезо-кайнозойских отложениях осевой части Туркестанского хребта // Геол. сб. Львов. геол. о-ва. 1953. № 1. С. 128–135.

- Кеонджян В.П., Монин А.С. О концентрационной конвекции в земной мантии // Докл. АН СССР. 1980. Т. 253, № 1. С. 78–81.
- Коныгин В.Г., Леонов М.Г., Лошманов Е.В. Тектоническая структура Курганакской зоны Южного Тянь-Шаня // Геотектоника. 1988. № 6. С. 76–85.
- Копп М.Л. Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизийном поясе. М.: Науч. мир, 1997. 314 с.
- Летников Ф.А. Синергетика геологических систем. Новосибирск: Наука, 1992. 230 с.
- Летников Ф.А., Бальшев С.О., Лашкевич В.В. Взаимосвязь процессов гранитизации, метаморфизма и тектоники // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. М.: ГЕОС, 1999. Т. 1. С. 362–364.
- Лобковский Л.И., Котелкин В.Д., Волож Ю.А. Двухъярусная термохимическая конвекция в мантии и ее следствия, касающиеся строения, эволюции и геодинамики Земли // Там же. 1999. Т. 1. С. 374–377.
- Лукьянов А.В. К вопросу о механизме образования позднепалеозойской структуры Атасу-Жамшинского междуречья (Центральный Казахстан) // Докл. АН СССР. 1961. Т. 141, № 5. С. 1187–1190.
- Лукьянов А.В. Структурные проявления горизонтальных движений земной коры. М.: Наука, 1965. 210 с.
- Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение горных пород литосферы // Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. С. 105–146, 193–214.
- Лукьянов А.В. Проблемы изучения тектонического течения горных пород // XXVII Междунар. геол. конгр.: Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1984. Т. 7: Тектоника. С. 149–155.
- Лукьянов А.В. Проблемы физики тектонических процессов // Будущее геологической науки. М.: Наука, 1985. С. 53–62.
- Лукьянов А.В. Стресс-метаморфизм и тектоническое течение литосферы // Geol. carpathica. 1986. Vol. 37, № 3. С. 267–276.
- Лукьянов А.В. Релаксационные автоколебательные системы в геологических процессах: Моделирование // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. М.: ГИН АН СССР, 1987. Ч. 1. С. 8–86.
- Лукьянов А.В. Эксперимент в тектонике // Экспериментальная тектоника: Методы, результаты, перспективы. М.: Наука, 1989. С. 9–31.
- Лукьянов А.В. Стресс-метаморфизм (анализ понятия) // Структура линейментных зон стресс-метаморфизма. Новосибирск: Наука, 1990. С. 32–40.
- Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991. 144 с.
- Лукьянов А.В. Некоторые особенности тектоники (криотектоники) континентального льда применительно к природному моделированию сдвигов // Роль сдвиговой тектоники в структуре литосфер Земли и планет земной группы. СПб.: Наука, 1997. С. 285–322.
- Лукьянов А.В., Быкова Ю.М., Зиньков В.В. Распределение давления во флюиде, мигрирующем через слоистую толщу: Моделирование // Изучение тектонических деформаций. М.: ГИН АН СССР, 1987. С. 137–158.
- Мазо В.Л. Ледники и ледниковые системы: неустойчивость и самоорганизация. М.: ВИНТИ, 1989. 148 с. (Итоги науки и техники. Сер. Гляциология; Т. 7).
- Николис Г., Пригожин И. Познавание сложного. М.: Мир, 1990. 336 с.
- Осокина Д.Н. Моделирование полей напряжений, обусловленных разрывами и неоднородностями в земной коре // Экспериментальная тектоника: Методы, результаты, перспективы. М.: Наука, 1989а. С. 163–197.
- Осокина Д.Н. Иерархические свойства тектонического поля напряжений // Там же. 1989б. С. 197–208.
- Пейве А.В. Тектоника и магматизм // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1961. № 3. С. 36–54.
- Пригожин И., Стенгерс И. Порядок из хаоса. М.: Прогресс, 1986. 356 с.
- Пуцаровский Ю.М. Нелинейная геодинамика (кредо автора) // Геотектоника. 1993. № 1. С. 3–8. Разломы и горизонтальные движения земной коры. М.: Наука, 1963. 312 с.
- Расцветаев Л.М. Сдвиги в позднеальпийской структуре Большого Кавказа // Неотектоника и современная геодинамика континентов и океанов: (Тез. XXIX Тектон. совещ.). М.: ГИН РАН, 1996. С. 118–120.
- Сальников Д.И. Экспериментальное изучение влияния расплавов на механические свойства горных пород // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. М.: ГИН АН СССР, 1987. Ч. 1. С. 87–120.
- Сергин В.Я., Сергин С.Я. Системный анализ проблемы больших колебаний климата и оледенения Земли. Л.: Гидрометиздат, 1978. 279 с.
- Структурные парагенезы и их ансамбли. М.: ГЕОС, 1997. 272 с.
- Суворов А.И. Успенско-Актаская динамопара разломов в Центральном Казахстане // Докл. АН СССР. 1961. Т. 137, № 4. С. 938–947.
- Талицкий В.Г. Генетические типы структурных парагенезов // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1994. № 4. С. 65–72.

- Талицкий В.Г.* Суперпозиционные и аккомодационные структурные парагенезы: Причины и механизмы их формирования // Структурные парагенезы и их ансамбли. М.: ГЕОС, 1997. С. 163–165.
- Тихонов А.Н., Любимова Е.А., Власов В.К.* Об эволюции зон плавления в термической истории Земли // Докл. АН СССР. 1969. Т. 188, № 2. С. 27–31.
- Трифонов В.Г.* Позднепалеозойская структура Северного Прибалхашья и ее происхождение. М.: Наука, 1967. 256 с.
- Хакен Г.* Синергетика. М.: Мир, 1980. 404 с.
- Чупрынин В.И.* Разрывные автоколебания в геофизических системах. М.: Наука, 1985. 94 с.
- Шумский П.А.* Динамическая гляциология. М.: ВИНТИ, 1968. Вып. 1. 172 с. (Итоги науки. География. Гидрология суши. Гляциология).
- Шумский П.А.* Релаксационные автоколебания и процессы на дне ледников // Гляциология и механика грунтов. М.: Изд-во МГУ, 1982. С. 3–45.
- Щерба И.Г.* Герцинская структура Северного Прибалхашья. М.: Наука, 1973. 164 с.
- Эз В.В.* Структурная геология метаморфических комплексов. М.: Недра, 1978. 191 с.
- Lukeyanov A.V.* External and internal causes of the cycles in some geological phenomena // Third Intern. interdisciplinary cycle research symp. (Abstracts). Noordwijk (The Netherlands), 1971.
- Lukeyanov A.V.* Self-excited oscillations in geological systems: (Model studies and problems of correlations) // Global correlation of tectonic movements. N.Y.: Wiley, Sons. 1987. P. 231–272.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	5
Леонов Ю.Г., Перфильев А.С. Тектоническая природа границы Мохоровичича.....	10
Руженцев С.В., Меланхолия Е.Н., Моссаковский А.А. Фанерозойская геодинамика Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов Земли и структура мантии.....	27
Трифонов В.Г. Активная тектоника и геоэкология.....	44
Пушаровский Ю.М., Мазарович А.О., Меланхолия Е.Н., Моссаковский А.А., Пейве А.А., Перфильев А.С., Разницин Ю.Н., Руженцев С.В., Сколотнев С.Г., Соколов С.Ю. Тектоника океанов в свете новых данных.....	63
Мазарович А.О. Работы Геологического института РАН в Мировом океане.....	82
Пейве А.А., Турко Н.Н., Сколотнев С.Г., Сушевская Н.М., Лиджи М., Фабретти П., Мазарович А.О., Соколов С.Ю., Гиллод Д.А. Тройное сочленение Буве, особенности строения и эволюции.....	91
Суворов А.И. Структурный фактор в диагностике и оценке амплитуд крупных литосферных перемещений.....	110
Макарычев Г.И. Проблема дорифейских палеоокеанов Центральной Азии (Южная Сибирь, Монголия, Северный Китай).....	125
Буртман В.С. Соотношение Памира и Тянь-Шаня в мелу и кайнозойе.....	144
Копп М.Л. Новейшая структура платформ Юго-Восточной Европы как результат коллизии в Периаравийском сегменте Альпийского пояса.....	179
Книппер А.Л. Офиолиты 30 лет спустя.....	217
Леонов М.Г. Тектоника консолидированной земной коры.....	227
Лукьянов А.В. Нелинейные эффекты в моделях структурообразования.....	253

CONTENTS

Preface	5
Leonov Yu.G., Perfiliev A.S. Tectonical origin of the Moho boundary	10
Ruzhentsev S.V., Melankholina Ye. N., Mossakovsky A.A. Phanerozoic geodynamics of Pacific and Indo-Atlantic segments of the Earth and their mantle structure	27
Trifonov V.G. Active tectonics and geo-ecology	44
Pushcharovsky Yu.M., Mazarovich A.O., Melankholina Ye.N., Mossakovsky A.A., Peyve A.A., Perfiliev A.S., Raznitsin Yu.N., Ruzhentsev S.V., Skolotnev S.G., Sokolov S.Yu. Ocean tectonics: new facts and ideas	63
Mazarovich A.O. Researches of Geological Institute of RAS at World Ocean	82
Peyve A.A., Turko N.N., Skolotnev S.G., Sushchevskaya N.M., Ligi M., Fabretti P., Mazarovich A.O., Sokolov S.Yu., Gilod D.A. Bouvet Triple Junction, peculiarities of its structure and evolution	91
Suvorov A.I. Structural factor in the diagnostics and estimation of amplitudes of major lithosphere movements	110
Makarychev G.I. The problem of Periphean paleoceans of Central Asia (Southern Siberia, Mongolia, Northern China)	125
Burtman V.S. The Pamirs-Tien Shan interaction in the Cretaceous and Cenozoic	144
M.L. Kopp Neotectonic structure of the South East European Platforms as a result of collision in the Peri-Arabian segment of the Alpine Belt	179
Knipper A.L. Ophiolites 30 years after	217
Leonov M.G. Tectonics of consolidated Earth crust	227
Lukjanov A.V. Non-linear effects in the models of tectogenesis	253

Анализ строения зоны раздела М, в современных и древних океанах и на континентах показал, что поверхность Мохоровичича представляет собой зону раздела структур коры и мантии, дискордантных по отношению друг к другу. Коровые разломы по направлению к зоне М выполаживаются и сливаются с ней или прерываются этой зоной. В континентальной литосфере эту же роль выполняет не только сама граница М, но и расслоенная нижняя кора в целом. Зона Мохо представляет собой глубинный срыв – детейчмент, а коровые разломы, по крайней мере некоторая их часть, структуры оперения этого срыва.

Судя по некоторым данным, по зоне М происходит проскальзывание коры относительно верхней мантии. Однако такое проскальзывание не означает перемещение всей коровой оболочки, как единого целого. Имеются некоторые структуры или зоны, где поверхность М лишена тектонического расслоения и фиксируется только по резкому увеличению граничных скоростей (изменение состава или фазового состояния вещества). К таким структурам, в частности, видимо, относятся зоны крупных и долгоживущих трансформных разломов. Это подтверждается данными космической томографии, согласно которым такие разломы прослеживаются на большие глубины в мантию. Тектоническое проскальзывание возможно частично связано с ротационными силами. Вне зависимости от гипотез необходимо констатировать, что в большинстве случаев поверхность Мохоровичича представляет собой наиболее отчетливую границу тектонического расслоения литосферы.

Руженцев С. В., Меланхолина Е. Н., Моссаковский А. А. Фанерозойская геодинамика Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов Земли и структура мантии

В работе поднята проблема пространственно-временных связей геодинамических процессов в Тихоокеанском и Индо-Атлантическом сегментах Земли с распределением неоднородностей в мантии, устанавливаемых по материалам сейсмической томографии. Предполагается, что “консервативный” характер геодинамической эволюции Тихоокеанского сегмента определяется развитием апвеллинга в районе Южно-Тихоокеанского суперплюма, имеющего древнее зарождение. В течение всего фанерозоя в условиях интенсивного теплоассопотока от ядра к поверхности в основной части сегмента шло непрерывное океаническое корообразование, тогда как обстановки для аккреции континентальной коры возникали лишь по его периферии.

Развитие структур Индо-Атлантического сегмента, с постоянным перераспределением на поверхности Земли континентальных масс и “конвейерным” механизмом новообразования океанов, объясняется предположительно воздействием Индо-Африканского суперплюма при прохождении над его субширотной частью литосферы Гондваны.

В целом, повышение детальности сейсмотомографических данных о мантийной структуре Земли уже позволяет перейти к их геодинамическому толкованию. Выясняется, что представления о тектонической расслоенности, разработанные для литосферы, могут быть распространены на весь объем мантии. В результате латерального перераспределения мантийного вещества создается послонно-инверсионное залегание разогретых и охлажденных масс. При этом сейсмические разрезы в мантии приобретают структурно-тектонический смысл и могут рассматриваться как глубинные “срывы”.

Трифонов В. Г. Активная тектоника и геоэкология

Рассматривается воздействие природных явлений, прямо (подвижки по разломам, сильные землетрясения, приуроченные к разломам гидрогеохимические аномалии, извержения вулканов) или косвенно (изменения климата) связанных с активной тектоникой, на развитие человеческих сообществ. Для этого выбраны важнейшие исторические события: становление древнейшего земледелия на Ближнем Востоке и крупные социально-политические кризисы XIII–XI вв. до н.э. и IV–VII вв. н.э., радикально изменившие политическую карту соответствующих эпох и надолго определивших дальнейшее развитие цивилизации. Показано, что эти исторические события определялись сложным взаимодействием социально-политических и экономических условий с указанными природными явлениями.

Пушаровский Ю. М., Мазарович А. О., Меланхолина Е. Н., Моссаковский А. А., Пейве А. А., Перфильев А. С., Разницын Ю. Н., Руженцев С. В., Сколотнев С. Г., Соколов С. Ю. Тектоника океанов в свете новых данных

Приводятся и обсуждаются новые данные по тектонике и геодинамике Атлантического, Индийского и Тихого океанов, полученные в основном Геологическим институтом РАН. В отношении Атлантики особо выделены такие разрезы, как разрывные нарушения, изучавшиеся в центральной области океана; строение тройного сочленения спрединговых хребтов, находящегося в районе о-ва Буве; нелинейность океанских структурообразующих процессов, в том числе и формирования самого океана.

Относительно Индийского океана внимание сосредотачивается на главной особенности его тектоники и геодинамики – присущей ему структурной дисгармонии, иначе – тектонической рассогласованности, отражающей разнородность структурного развития его западной и восточной частей (квазиатлантический и квазитихоокеанский типы).

В новом свете рассматривается строение Западной Пацифики, где с запада на восток выделяется

три микроплитных системы: Индонезийско-Тасманская, Филиппинско-Тонганская и Алеутско-Меланезийская. Последняя из них простирается восточнее глубоководных желобов. Тем самым, область тектонического и геодинамического взаимодействия континентальных и тихоокеанских геосфер занимает значительно большее пространство, чем фиксировалось до настоящего времени. Совокупность имеющихся данных позволяет заключить о сложном нелинейном проявлении корообразующих процессов в этой области, проявляющихся на фоне общей геодинамической экспансии Индо-Атлантического сегмента планеты в отношении Тихоокеанского.

Мазарович А. О. Работы Геологического института РАН в Мировом океане

Проведен анализ публикаций академика А.В. Пейве, посвященных тектонике океанической коры Атлантического океана и оценивается роль его научно-организационной деятельности в области исследований Мирового океана.

Дается подробное описание работ нис “Академик Николай Страхов” с 1985 по 1998 г. с указанием конкретных характеристик экспедиций (даты, порты заходов, объемы и районы работ, капитаны, начальники экспедиций и т.д.), которые оформлены в виде таблицы. Оценивается вклад этих исследований в фундаментальную науку с разных точек зрения – создание новой техники и методик, возможности для экспериментальных исследований, подготовка профессионалов высокого класса, использование результатов как в других областях науки, так и в промышленности, международное сотрудничество.

В заключение приводится список монографий, созданных на основании данных экспедиций нис “Академик Николай Страхов”. Статья иллюстрируется схемами драгировок в Атлантическом океане и, в более крупном масштабе, в его центральной части.

Пейве А. А., Турко Н. Н., Сколотнев С. Г., Суцевская Н. М., Лиджи М., Фабретти П., Мазарович А. О., Соколов С. Ю., Гилод Д. А. Тройное сочленение Буве, особенности строения и эволюции

Рассматривается строение тройного сочленения Буве (ТСБ) – области взаимодействия трех литосферных плит (Американской, Африканской и Антарктической). Область ТСБ характеризуется сложной геодинамикой развития трех спрединговых зон, обусловивших пестрый и противоречивый современный структурный облик региона. В районе южного окончания центрального сегмента САХ наблюдается изгиб структур от юго-восточных (параллельных оси САХ) к южным. Линия изгиба прослеживается от рифтовой долины САХ вдоль борта Граничного прогиба и далее на юго-запад вплоть до разлома Конрад. Ее можно считать условной границей структур САХ и ААХ. К востоку от хр. Шписс впервые выявлена зона дислокаций. Простирания уступов и общий структурный план зоны дислокаций характерен для системы правостороннего сдвига. Современная конфигурация тройного сочленения не соответствует ни одному из ранее описанных. Не существует и самой точки, которая может быть названа Точкой тройного сочленения. Тройное сочленение Буве представляет собой область, в которой отсутствуют классические сочленения типично разломных и рифтовых структур. Вместо этого имеются сложно построенные переходные зоны со своей геодинамикой и вулканизмом.

Суворов А. И. Структурный фактор в диагностике и оценке амплитуд крупных литосферных перемещений

Рассмотрены наиболее распространенные механизмы формирования тектонических структур и возможности их использования для характеристики крупных движений литосферы. Показано увеличение амплитуд, размерности возникающих структур и скорости движений с переходом от континентов к океанам. Высказано предположение о проявлении таких же закономерностей внутри континентов по вертикали (от верхних оболочек литосферы к нижним).

Макарычев Г. И. Проблема дорифейских палеоокеанов Центральной Азии (Южная Сибирь, Монголия, Северный Китай)

В свете проблемы происхождения первичных палеоокеанов в истории Земли рассмотрено строение позднеархейских гранит-зеленокаменных поясов Сибирской и Северо-Китайской платформ. Выделены два типа таких поясов: внутрикратонные и краевые. Анализ современных геологических, петрохимических и радиологических данных приводит к выводу об образовании гранит-зеленокаменных поясов на протоокеанической коре в результате деструкции Сибирско-Северо-Китайского суперкратона, вероятно, принадлежащего раннеархейской Пангеи. Краевые гранит-зеленокаменные пояса Сибирской и Северо-Китайской платформ являются индикаторами раскрытия первичного в Центральной Азии Центрально-Азиатского позднеархейского палеоокеана, на месте которого сформировался одноименный складчатый пояс. Ранне-среднерифейские океанические бассейны рассматриваются в качестве реликтов этого палеоокеана. Заложение Палеоазиатского океана (Палеоокеана) произошло в результате рифтогенеза суперкратона (Родинии), возникшего в конце среднего рифея. В течение всего времени существования Центрально-Азиатского палеоокеана от позднего архея до раннего палеозоя в его пределах эпохи растяжения сменялись эпохами сжатия, что привело в конечном итоге к образованию современного Центрально-Азиатского складчатого пояса с гетерогенной континентальной корой.

Величина сокращения земной коры, произошедшего в позднем кайнозое при сближении Памира с Тянь-Шанем, определена в 300 км в результате сравнения распространения фаций отложений, палеомагнитных данных о вращении блоков и позднекайнозойской структуры региона. Было реконструировано строение региона до позднекайнозойского складкообразования и составлены палинспостические палеогеографические карты Таджикского седиментационного бассейна, существовавшего между Памиром и Тянь-Шанем в мелу и палеогене.

Палинспостические карты позволили определить размеры Таджикского мелкого моря и проследить распространение трансгрессий и регрессий. Таджикское море представляло собой залив обширно-Туранского морского бассейна. В раннем апте этот залив, шириной 500 км, был расположен на территории современной Афгано-Таджикской впадины. В позднем мелу восточный берег моря продвинулся на 500–600 км восточнее. В эоцене море распространилось еще далее на восток. После риопельского века на всей рассматриваемой территории установились континентальные условия.

К о п п М. Л. Новейшая структура платформ Юго-Восточной Европы как результат коллизии в Периаравийском сегменте Альпийского пояса

Чаще всего внутриплитные структуры платформенных чехлов связываются с действием вертикальных сил. В статье делается попытка доказать, что новейшая структура чехлов Скифской и юго-востока Восточно-Европейской платформ возникла в результате отражения на поверхности глубинных горизонтальных движений фундамента, вызванных давлением Аравийской плиты. Это обосновывается следующими способами: 1) анализом коллизионной истории Периаравийского сегмента Альпийского пояса, позволяющим установить последовательность и направления перемещения блоков, подталкиваемых Аравийским выступом в сторону Евразийской плиты; 2) общностью структурного рисунка всей Периаравийской коллизионной области, где от Тавра до Жигулей наблюдается единая последовательность сменяющих друг друга зон с разными стресс-режимами: надвиговым на самом юге, далее – сдвиговым и на севере – сбросовым; 3) одновременностью проявления позднекайнозойских тектонических фаз в коллизионном поясе и на соседних платформах; 4) существенной ролью горизонтальных напряжений сжатия и растяжения при формировании самих внутриплитных структур, по результатам структурно-парагенетического анализа трещиноватости (сопровождавшегося массовыми замерами зеркал скольжения, жил и стилолитов) и макротектоническим данным. Давление Аравии в пределах рассматриваемой платформенной области реализовалось поддвигом блоков к северу и латеральным выжиманием материала, направленным из зоны давления к востоку и юго-востоку – в сторону Прикаспийской впадины и Туранского коридора между зонами влияния Аравийского и Индийского инденторов. На севере область динамического влияния Аравии замыкается меридиональными структурами растяжения Западно-Прикаспийского неотектонического бассейна, который занимает ту же структурную позицию по отношению к Периаравийской коллизионной области, что Байкальский и Рейнский грабены – к Перииндийской и Периапулийской областям.

К н и п е р А. Л. Офиолиты 30 лет спустя

Высказанные в 1969 г. представления А.В. Пейве о возрасте и происхождении пород офиолитового комплекса в настоящее время нуждаются в уточнении и корректировке. В статье обсуждаются три круга проблем: 1) строение офиолитового разреза и возраст его пород; 2) геодинамические обстановки формирования пород офиолитовой серии; 3) проблема сопоставления пород офиолитового комплекса с литосферой современных океанов.

Л е о н о в М. Г. Тектоника консолидированной земной коры

Изучение форм и особенностей проявления тектоники консолидированной коры позволило установить две фундаментальные закономерности. 1. Породы консолидированного цоколя самых различных геоструктур обладают значительной подвижностью, которая обеспечивается комплексом структурных и вещественных преобразований, связанных с объемным тектоническим течением или реидной (от “рео” – течь) деформаций. В результате реидной деформации, которая реализуется в форме пластического, хрупко-пластического, катакластического и других видов течения горных масс, формируются сложные коллажи (парагенезы) структур вертикально- и горизонтально-плоскостного течения, а также протрузивно-куольные структуры. Реидная тектоника является реальным и широкомасштабным явлением, которое определяет многие особенности внутриконтинентального тектогенеза. В результате действия петроструктурно-реологического аттрактора на границе “фундамент–чехол” возникают условия для формирования новых объемов гранитно-метаморфического слоя, что приводит к вертикальной аккреции земной коры.

Л у к ь я н о в А. В. Нелинейные эффекты в моделях структурообразования

Структурообразование сопровождается самоорганизацией геологической среды, что можно видеть в природе и на моделях. Самоорганизация осуществляется на всех масштабных уровнях от микро-

пических до многокилометровых и сопровождается многочисленными и разнообразными нелинейными эффектами (структурные рисунки, складчатость, будинаж, структуры тектонического сшивания, эффект выжимания–нагнетания, реверс-эффект, ритмичное расслоение и осадконакопление, стресс-метаморфизм, магматические и неотектонические циклы и др.). Нелинейные эффекты определяются фундаментальными свойствами геологической среды, главными из которых являются: 1) качественные изменения среды в предельных состояниях (закон предельных состояний) и 2) запаздывание этих изменений – закрытительная стагнация, – приводящее среду в метастабильное или неустойчивое состояние (закон запределного терпения). Эти свойства нередко приводят к возникновению автоколебательных систем в литосфере. Движение вещества при структурообразовании осуществляется в двух формах: 1) механического перемещения и деформации и 2) рождения и умирания горных пород и структур. Обе формы широко распространены и придают специфические черты возникающим нелинейным эффектам.

Leonov Yu. G., Perfiliev A. S. Tectonical origin of the Moho boundary

The analysis of the Moho discontinuity both in recent and ancient oceans and on the continent has shown the discordance of crustal and mantle structures.

The crustal faults are flattening out towards the Moho and merge with the latter, or are broken off by it. In the continental lithosphere the similar role is often played by the foliated lower crust as a whole. The Moho is a detachment, while crustal faults (at least some of them) are conjugated with it.

There is evidence that the crust is sliding along the Moho against the upper mantle. However, this does not mean that the entire crustal shell is displaced as a single unit. There occur structures or zones where Moho is not tectonically laminated and is only characterised by gradient seismic velocity zone (the change of composition or phase state). Such pattern assumably refers to zones of major and long-lived transform faults. This is confirmed by the cosmic tomography data tracing these faults at significant depths in the mantle. Probably, tectonical sliding is partly connected with rotational forces. It must be stated that in most cases the Moho discontinuity is one of the zones of the lithosphere tectonic lamination.

Ruzhentsev S. V., Melankholina Ye. N., Mossakovsky A. A. Phanerozoic geodynamics of Pacific and Indo-Atlantic segments of the Earth and their mantle structure

The problem of space–time relations of geodynamic processes in the Pacific and Indo-Atlantic Segments of the Earth on one hand with mantle inhomogeneities distribution (discovered by seismic tomography) on the other hands is under the discussion. We suppose the “conservative” character of the Pacific Segment geodynamic evolution is determined by mantle upwelling development in the South Pacific superplume (which may be the element of ancient origin). During all Phanerozoic time the intensive heat–mass flow resulted probably in continuous oceanic crust formation in the major segment part whereas continental crust accretion process condition originate only at its periphery.

The Indo-Atlantic Segment evolution consisted in repeated continental masses redistribution, and “conveyor” mechanism of oceans new-formation may be presumably explained by influence of the Indo-African mantle superplume on Gondwana lithosphere passing over the latitudinal superplume part.

As a whole, the increasing of seismic tomography date resolution allows us to proceed to their geodynamic interpretation. It is ascertained that ideas about tectonic layering elaborated for the lithosphere may be extended to the whole mantle volume. The lateral mantle tectonic redistribution results in heated and cooled masses alternation. So the mantle seismic boundaries acquire some structural–tectonic meaning and may be considered as a depth “detachment faults”.

Trifonov V. G. Active tectonics and geo-ecology

Influence of natural phenomena, related to active tectonics directly (displacements and hydro-geochemical anomalies on active faults, strong earthquakes, volcanic eruptions) or indirectly (climatic changes), to development of the human societies are under discussion. It is carried out by an analysis of the important historical events: arrival and development of the earliest agriculture in the Middle East and strong political crises of XIII–XI B.C. and IV–VII that principally changed the political map of the epoch and caused the further development of the societies for several centuries. It is shown that these historical events were determined by complicated interaction of political and economic processes and the enumerated geodynamic phenomena.

Pushcharovsky Yu. M., Mazarovich A. O., Melankholina Ye. N., Mossakovsky A. A., Peyve A. A., Perfiliev A. S., Raznitsin Yu. N., Ruzhentsev S. V., Skolotnev S. G., Sokolov S. Yu. Ocean tectonics: new facts and ideas

New data on tectonics and geodynamics of the Atlantic, Indian and Pacific oceans obtained mainly by Geological Institute of the Russian Academy of Sciences are presented and discussed.

In the section that concerns the Atlantic area, emphasis is put on fracture zones in the central part of the ocean; on triple junctions of the spreading ridges located in the Bouvet island area; and on non-linearity of the processes responsible for formation of the oceanic structures and of the ocean as a whole.

The section that addresses the Indian ocean, is concentrated mainly on the major special feature of its tectonics and geodynamics – the structural disharmony, which reflects heterogeneity of structural development of its western and eastern parts (i.e., quasi-Atlantic and quasi-Pacific types).

Tectonics of the Western Pacific is considered at a new angle, three systems of microplates are recognised here from west to east: Indonesian–Tasmanian, Philippine–Tonga and Aleutian–Melanesian. The last extends to the east from the deep-water trench system. The area of tectonic and geodynamic interaction of continental and Pacific geospheres thus occupies a much greater space, than it was previously believed. The totality of the data obtained permits a conclusion that the crust-forming processes in this area have a complex and non-linear character and take place as the Indo-Atlantic segment of the Earth expands at the space of the Pacific segment.

Mazarovich A. O. Researches of Geological Institute of RAS at World Ocean

The analysis of the publications by academician Peyve A.V. concerning problems of the Atlantic ocean crust tectonic is carried out and a role of his scientific-organisational activity in the field of researches of World ocean is also estimated.

The detailed description of surveys made on board of R/V "Akademic Nikolaj Strakhov" from 1985 to 1998 is given with the indication of the concrete characteristics of expeditions (dates, ports, surveys and areas of works, captains, chiefs of expeditions, etc.), which are performed as a table. The contribution of these researches to a fundamental science from the different points of view-creation of new engineering and techniques, opportunity for experimental researches, preparation of the professional of a high class, use of results both in other areas of a science, and industry, and international cooperation is evaluated.

A list of the monographs created on the basis of the expeditions of R/V "Akademik Nikolaj Strakhov" is concluding the article. It is also illustrated by the schemes of dredge stations at the Atlantic ocean and, in larger scale, in its central part.

Peyve A. A., Turko N. N., Skolotnev S. G., Sushchevskaya N. M., Ligi M., Fabretti P., Mazarovich A. O., Sokolov S. Yu., Gilod D. A. Bouvet Triple Junction, peculiarities of its structure and evolution

Structure of Bouvet triple junction (BTJ) – area of interaction of three lithospheric plates (American, African and Antarctic) is discussed. The BTJ area is characterised by complex geodynamics of three spreading zones which have caused mothy and inconsistent modern structural shape of the region. In area of the southern termination of the central MAR segment, the bend of structures from south-east (parallel to the MAR axis) to southern is observed. Bending line is traced from MAR rift valley along the edge of a Boundary trough and further on to south-west up to the Conrad fracture zone. It is possible to consider it as a possible border between MAR and AAR of structures. To the east from Spiess ridge a dislocation zone is revealed for the first time. Strike of the scarps and the general structural plan of a dislocation zone is typical for system of dextral strike-slip fault. The modern configuration of the triple junction does not correspond to any of earlier described. There is also no point, which can be named as a Triple Junction Point. Bouvet triple junction is an area, where there is no classical junction of typically fracture and rift structures. Instead there are complicated transitional zones with their own geodynamics and volcanism.

Suvorov A. I. Structural factor in the diagnostics and estimation of amplitudes of major lithosphere movements

The paper considers the most widespread mechanisms of generation of tectonic structures and their possible application to describe major lithosphere movements. The amplitudes, size of emerging structures and velocity rates are shown to increase in the transition from continents to oceans. Similar regularities are assumed to exist on the continents (from the upper to lower lithospheric layers).

Makarychev G. I. The problem of preriphean Paleooceans of Central Asia (Southern Siberia, Mongolia, Northern China)

The structure of Late Archean granite – greenstone belts of Siberian and Northern Chinese platforms is considered in the light of the genesis of primary paleooceans in the history of the Earth. Two types of these belts are distinguished, namely intracratonal belts and marginal belts. The analysis of the state-of-the-art geologic, petrochemical, and radiological data allows one to make a conclusion that granite – greenstone belts evolved on the protooceanic crust as a result of the destruction of Siberian–Northern Chinese supercraton, which must have been included into the Early Archean Pangea. Marginal granite-greenstone belts of Siberian and Northern Chinese platforms are considered as indicators of the opening of the Central Asian Late Archean paleocean in Central Asia, where later on a fold belt with the same name developed. Early-Middle Riphean oceanic basins are considered as relics of this paleocean. The initial stage of the Paleosian ocean, i.e. Paleopacific, occurred as a result of rifts genesis of the supercraton (Rodinia) that evolved in the end of Middle Riphean. Throughout the existence of Central Asian paleocean, from Late Archean to Early to Paleozoic, there were intermittent extension and compression periods, which finally led to the formation of modern Central Asian fold belt with the heterogeneous continental crust.

Burtman V. S. The Pamir–Tien Shan interaction in the Cretaceous and Cenozoic

The magnitude of Late Cenozoic crustal shortening (300 km) during convergence between the Pamir and Tien Shan was determined by correlating facies of sediments, palaeomagnetic declinations indicating block rotations, and Late Cenozoic structures. Reconstruction of structure before folding and palinspastic paleogeographic maps for

eight stratigraphic levels of the Cretaceous and Palaeogene were prepared for the Tadjik basin which was situated between the Pamir and Tien Shan before their convergence in Late Cenozoic time.

Palinspastic maps allowed determination of the real extent of the Tadjik shallow sea basin and routes of transgression and regression onto the margins. The Tadjik sea was a bay of the enormous Turan sea. In early Aptian time, this bay was 500 km wide and its main part was located in the territory of modern Afghan-Tadjik Basin. In Late Cretaceous time, the eastern shore of the bay spread to 500–600 km farther eastward. In the Eocene, marine environments extended further eastward. After the Rupelian, continental environments occupied all of the discussed region.

K o p p M. L. Neotectonic structure of the South East European Platforms as a results of collision in the Peri-Arabian segment of the Alpine Belt

Intraplate structures of the continental platform covers are traditionally considered as a result of vertical tectonic activity. However there is a lot of evidence in use of the neotectonic structure of the Scythian and south eastern East European platform covers has emerged as a result of reflected in the surface deep-crust horizontal movements caused by the northward pressure of the Arabian plate. In the number of such evidences are: (1) a collisional history analysis of the Periarabian segment of the Alpine belt allowed us to recognize a temporal sequence of accretion to the Eurasian margin of blocks pushed by the Arabian plate northward as well as specific directions of their movements; (2) commonness of structural pattern of the Periarabian collisional area as a whole where, from Taurus to Zhitguli, single spatial sequence of zones characterised by different stress regimes, including thrust one in the south, strike slip one at the middle part and normal fault in the north, takes place; (3) simultaneity of the Late Cenozoic tectonic phases both in collisional belt and in adjacent platforms; (4) a significant role of horizontal compressional and extensional stresses at formation of the intraplate structures of their own, on evidence derived from structural paragenetic analysis of meso- and macrofractures accompanied by measurements of slickensides, veins and stylolites on a mass scale. The pressure of Arabia is realised within platform area in a northward underthrust as well as lateral block escape out of extra-pressed segment to the east and south-east in the direction of the Pricaspian basin and the Turanian corridor between the Arabian and Indian influence areas. In the north, the Arabian influence area is completed through submeridional extensional structures of the West Pricaspian neotectonic basin which occupies a similar structural position with Baikal and Rhine grabens at the Periindian and Periapulian collisional areas accordingly.

K n i p p e r A. L. Ophiolites 30 years after

Ideas concerning the age and origin of ophiolite rock sequences, as they were formulated by A.V. Peive in 1969, need now a certain revision and correction. Three groups of questions are discussed in this paper: (1) the problem of structural diversity of ophiolite sequences; (2) geodynamic settings of their formation; and (3) the problem of correlation between the ophiolite rock complexes and those of recent oceanic lithosphere.

L e o n o v M. G. Tectonics of consolidated Earth crust

Research on the structural and material reworking of rocks after they were incorporated into the basement of various structures (such as ancient and young platforms, median masses of mobile belts and intracontinental orogens) indicated that basement rocks of virtually all types of geological structures have significant internal mobility, which results from a complex of structural and material transformation due to three-dimensional tectonic flow, or rheid (from the Greek rheos, "stream") deformation. Rheid deformation can be of various types, such as ductile, brittle-ductile, and cataclastic, as well as their combinations. The specific mechanism and character of rheid deformation depend of the general geodynamics of a given region, its original structure, the rheology of its rocks, and the regional and local stress fields. The rheid deformation mechanisms, in conjunction with the regional pattern of rheid tectonics, produce intricate collages of vertical and horizontal plane-flow structures and dome-type protrusions. Rheid tectonics of the basement is a large-scale phenomenon that is responsible for many distinctive features of intracontinental tectogenesis.

L u k j a n o v A. V. Non-linear effects in the modes of tectogenesis

Tectogenesis is accompanied by a self-organization of the geological medium as seen in the studies of both the nature and models. The self-organization occurs on all scale-levels, spanning from microscopic to multi-mile ones. It is accompanied by numerous and diverse non-linear effects (structural patterns, folding, boudinage, tectonic suturing structures, press-and-force-effect, reverse-effect, rhythmic layering and sedimentation, stress-metamorphism, magmatic and geotectonic cycles, etc.). Non-linear effects are governed by the fundamental properties of the geological medium, with the major impact of: 1) qualitative changes in the medium in critical states (law of criticality), and 2) delay of the changes – supercritical stagnation – that leads to metastable or unsteady state (law of supercritical endurance). These effects sometimes can generate self-excited oscillating systems in the lithosphere. The movements of geological substance in the process of tectogenesis take two forms: 1) mechanical displacement and deformation, and 2) birth-and-dying rocks and structures. Both forms are widespread in nature and result in specific features of observed non-linear effects.

Научное издание

**ПРОБЛЕМЫ
ГЕОДИНАМИКИ
ЛИТОСФЕРЫ**

Труды ГИН, вып. 511

*Утверждено к печати
Редакционной коллегией
Геологического института РАН*

Зав. редакцией *А.А. Фролова*
Редактор *Т.А. Никитина*
Художественный редактор *Г.М. Коровина*
Технический редактор *В.В. Лебедева*
Корректоры *Г. В. Дубовицкая, А.В. Морозова, В.М. Ракитина*

Набор и верстка выполнены в издательстве
на компьютерной технике

ЛР № 020297 от 23.06.1997

Подписано к печати 11.11.99
Формат 70 × 100 1/16. Гарнитура Таймс
Печать офсетная
Усл.печ.л. 24,1+0,1 вкл. Усл.кр.отт. 24,2. Уч.-изд.л. 27,8
Тираж 330 экз. Тип. зак. 3626

Издательство "Наука"
117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., 90

Санкт-Петербургская типография "Наука"
199034, Санкт-Петербург В-34, 9-я линия, 12

