

ISSN 0016-853X

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТЕОТЕКТОНИКА

3

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · 1986

СОДЕРЖАНИЕ

Претворим в жизнь исторические решения XXVII съезда КПСС	3
Моссаковский А. А., Некрасов Г. Е., Соколов С. Д. Метаморфические комплексы и проблема фундамента альпийских структур Центрального сектора Кубы	5
Буш В. А., Щербакова И. Н. Новые данные по глубинной тектонике Кубы	25
Чайкин В. Г. Основные этапы тектоно-магматической активизации Восточно-Европейской платформы	42
Казанцева Т. Т., Камалетдинов М. А., Казанцев Ю. В., Постников Д. В. Тектоника зоны сочленения Башкирского антиклинория и Предуральяского прогиба	55
Борисов А. В. Формации, время становления крупных структур и нефтегазоносность осадочного чехла северного Предуралья и смежных районов Печорской плиты	68
Белов А. А. Палеозой Кавказа и проблема Палеотетиса	81
Левченко О. В., Мерклин Л. Р., Шрейдер А. А. Структурно-геодинамические особенности Зондского желоба	91

Критика и дискуссии

Ильин А. В. О малой вероятности покровного строения Восточного Саяна	100
--	-----

Хроника

Александр Вольдемарович Пейве (1909—1985)	103
Вопросы тектоники на 5-й Генеральной ассамблее МАГА	107

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
G E O T E C T O N I C S

MAY — JUNE

MOSCOW

№ 3, 1986

C O N T E N T S

May the Historic Decisions of the XXVII Congress of the CPSU be realized	3
Mossakovsky A. A., Nekrasov G. E., Sokolov S. D. Metamorphic complexes and the problem of Alpine structures foundation in the Central Sector of Cuba	5
Bush V. A., Shcherbakova I. N. New data on deep tectonics of Cuba	25
Chaykin V. G. Major stages of tectono-magmatic activation in the East-European platform	42
Kazantseva T. T., Kamaletdinov M. A., Kazantsev Yu. V., Postnikov D. V. Tectonic aspects of the Bashkirian anticlinorium — Pre-Uralian trough joint zone	55
Borisov A. V. Formations, time of major structures emplacement and oil-gas presence in the sedimentary cover of North Urals and in adjoining areas of the Pechora plate	68
Belov A. A. The Palaeozoic of the Caucasus and the Palaeotethys	81
Levchenko O. V., Merklin L. R., Shreider A. A. Structural and geodynamic features of the Sunda trough	91

Critique reviews and discussions

Ilyin A. V. On small probability of the East Sayan imbricate structure	100
---	-----

Chronicle

Alexander Voldemarovich Peyve (1909—1985)	103
Problems of tectonics at the V General Assembly of IAGA	107



ПРЕТВОРИМ В ЖИЗНЬ ИСТОРИЧЕСКИЕ РЕШЕНИЯ XXVII СЪЕЗДА КПСС

В развитии советского общества наступил качественно новый этап, определяемый решениями XXVII съезда КПСС. Ускорение научно-технического прогресса, естественно, касается не только сферы материального производства, но в столь же огромной мере и науки. В докладе Генерального секретаря ЦК КПСС М. С. Горбачева сказано: «Необходимость реконструкции выдвигает новые задачи перед наукой... КПСС будет последовательно проводить линию на всемерное укрепление ее материально-технической базы, создавать условия для плодотворной деятельности ученых. Но страна вправе ожидать от них открытий и изобретений, обеспечивающих подлинно революционные перемены в развитии техники и технологии».

Это прямо касается Академии наук СССР, которая призвана работать в двух основных направлениях. С одной стороны, выдвигается задача разработки фундаментальных направлений наук, так как только их развитие может обеспечить ускорение научно-технического прогресса. С другой стороны, для ускорения развития нашего общества сегодня требуется тесная кооперация науки и производства, которая может обеспечить быстрейшее внедрение достижений науки в практику.

Уже давно известно, что тектоника, представляющая собой синтез различных геологических знаний, является теоретической основой для прогнозов и поисков полезных ископаемых. Однако, сейчас при поисках месторождений все возрастающую роль приобретает научный прогноз. Последние десятилетия в геологии явились временем научной революции, знаменующей стремление познать общие глобальные закономерности строения и развития Земли. Это привело к торжеству мобилистических идей и появлению соответствующих перспективных концепций.

Выявление покровно-складчатого строения подвижных поясов континентов позволяет совершенно по иному подходить к методике их геологического картирования и поискам месторождений в их пределах. Так, в краевых частях покровно-складчатых сооружений под аллохтонными пластинами выявляются крупные месторождения нефти и горючего газа. Совершенно по иному нужно подходить к поискам и оценке рудных месторождений, расположенных в бескорневых аллохтонных пластинах.

Успехи в изучении подвижных поясов связаны с тем, что в настоящее время геология вплотную подошла к восстановлению их палинспастических моделей и геодинамических условий формирования различных структурно-формационных комплексов, что определяющим образом влияет на оценку перспектив их рудоносности. Выше названы лишь некоторые из практических задач, вытекающих из новых мобилистических концепций развития литосферы Земли.

Большие задачи связаны с успехами изучения Мирового океана, в пределах которого, как известно, также распространены важные в экономическом отношении полезные ископаемые. В первую очередь это относится к горючим полезным ископаемым и шельфовым россыпям. Наряду с ними представляют интерес железо-марганцевые конкреции и корки, а также сульфидные руды. В связи с этим важную задачу представляет сопоставление геологических образований современных

океанов и обнаруженных на континентах фрагментов палеоокеанических бассейнов, а также восстановление палеогеодинамических обстановок последних. Эта работа продвинет вперед как общегеологические знания, так и знания, касающиеся образования и размещения полезных ископаемых.

Горячей точкой современной геотектоники является также выявление ранней истории Земли, относительно которой существуют, как известно, самые различные толкования. Это связано прежде всего с недостатком фактических данных, получение которых затруднено сложностью строения древних сильно метаморфизованных комплексов пород. Неоценимую услугу при этом оказывают данные сравнительной планетологии, так как на Луне и на некоторых планетах земной группы (Марсе и Меркурии) остались сохранившимися следы ранней истории развития Солнечной системы. Их изучение и сравнение с докембрийскими образованиями Земли позволяют глубже понять раннюю историю нашей планеты, что очень важно и для практической геологии, так как с ранним этапом ее развития связаны многие крупные месторождения полезных ископаемых.

Еще одной из важнейших сторон практического применения геотектоники является использование ее данных для предсказания стихийных бедствий таких, как извержения вулканов, землетрясения, цунами и др. Уже давно стало ясным, что эти явления тесно связаны с современными движениями в земной коре и мантии. Следовательно, изучение мгновенной кинематики Земли, особенностей движений вдоль отдельных планетарных зон разломов и выявление особенностей строения сейсмогенных разломов имеет огромное значение для практической деятельности человечества.

Даже такое краткое перечисление некоторых задач современной геотектоники отчетливо показывает, что дальнейшая разработка фундаментальных проблем нашей науки безусловно будет способствовать расширению материально-технической базы нашей страны и ускорению научно-технического прогресса.

Нет никакого сомнения, что советские тектонисты, воодушевленные решениями XXVII съезда Коммунистической партии Советского Союза, с честью выполняют стоящие перед ними задачи.

УДК 551.242.22 (729.1)

МОССАКОВСКИЙ А. А., НЕКРАСОВ Г. Е., СОКОЛОВ С. Д.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ И ПРОБЛЕМА ФУНДАМЕНТА АЛЬПИЙСКИХ СТРУКТУР ЦЕНТРАЛЬНОГО СЕКТОРА КУБЫ

Метаморфические комплексы Центрального сектора Кубы образуют два крупных разновозрастных комплекса. Первый, допозднемезозойский, объединяет регионально метаморфизованные породы двух типов: сиалического, к которому относятся кристаллические сланцы Альгарробо и эклогиты, и мафического, включающего амфиболиты и эклогиты комплексов Яябо и Мабухина. Второй, позднемезозойский комплекс представлен зональными ареалами зеленосланцевой фации метаморфизма, наложенного как на позднемезозойские породы (прогрессивная стадия), так и на допозднемезозойские метаморфические породы (ретроградная стадия).

Метаморфические породы допозднемезозойского комплекса относятся к гстерогенному фундаменту Кубинской островной дуги, являясь фрагментами соответственно древнего сиалического основания Южно-Американского континента (комплекс Альгарробо) или палеозойского меланократового основания мезозойской вулканической островной дуги Больших Антиль (комплекс Мабухина), которые были тектонически совмещены в процессе позднемеловых и палеогеновых тектонических перемещений и аккреции.

Затрагиваемая проблема одна из самых важных и наиболее дискуссионных проблем геологии Кубы. Успешное решение ее составляет ключевое звено в вопросах познания закономерностей структурной и вещественной эволюции земной коры не только Кубы, но и всего Карибского региона.

ВОЗРАСТ И СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЦЕНТРАЛЬНОГО СЕКТОРА КУБЫ

В поперечном сечении Центрального сектора Кубинской островной дуги выделяется целый ряд продольных структурно-фациальных зон, различающихся составом и строением мезозойских стратиграфических разрезов, временем и стилем тектонических деформаций, особенностями магматизма и другими признаками [3, 5, 21, 23, 27, 30]. Среди них в первую очередь следует выделить с севера на юг:

1) миогеосинклинальные зоны Ремедиос, Камахуани Пласетас, характеризующие последовательную смену с севера на юг условий мелководной карбонатной седиментации обстановками глубоководного карбонатного и кремнистого некомпенсированного осадконакопления на южной окраине Северо-Американского континента;

2) зону Главного офиолитового шва, которая сопровождается системой выплеснувшихся на север краевых офиолитовых аллохтонов, образованных фрагментами меланократового фундамента и раннемелового чехла окраинно-морского субокеанического бассейна, раздавленного и дезинтегрированного в процессе позднемеловой коллизии;

3) зону Саса с эвгеосинклинальным типом разреза меловых (и, возможно, верхнеюрских) отложений, сформировавшихся в островодужной геодинамической обстановке;

4) наиболее южные зоны Эскамбрия и о-ва Хувентуд, характеризующиеся широким развитием мезозойских и, вероятно, более древних метаморфических пород, тектоническая природа и место образования которых дискуссионны и обсуждаются в настоящей статье.

Метаморфические комплексы центральной части Кубы сосредоточены главным образом в двух структурных позициях: во включениях в серпен-

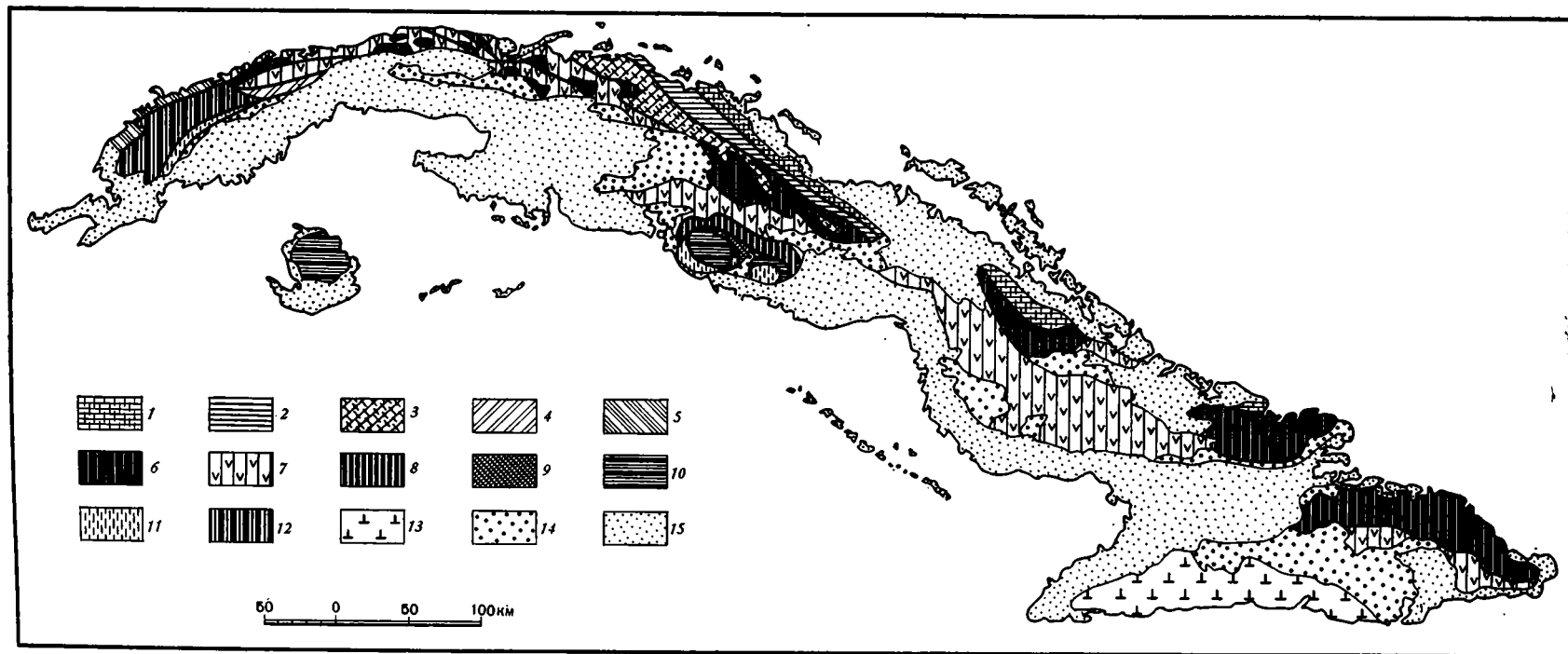


Рис. 1. Схема структурно-формационной зональности Кубы

1—5 — миогеосинклинальные зоны северной континентальной окраины: 1 — Ремедиос, 2 — Камахуани, 3 — Пласетас, 4 — Росарио, 5 — Эсперанса; 6 — позднемезозойские офиолитовые комплексы зоны Главного офиолитового шва и краевых офиолитовых аллохтонов; 7—8 — зона Саса: 7 — меловые вулканогенно-осадочные серии, 8 — фрагменты допозднемезозойского метаморфического меланократового фундамента, 9—12 — зоны южной континентальной окраины: 9 — фрагменты домезозойского сиалического фундамента, 10 — мезозойские карбонатно-терригенные серии осевой части Эскамбрия и о-ва Хувентуд, 11 — мезозойские карбонатно-терригенно-вулканогенные и флишондные серии Эскамбрия и пояса Кангрэ, 12 — мезозойские карбонатно-терригенные серии зоны Лос Органос; 13 — эоценовые вулканогенно-осадочные серии зоны Сьерра-Маэстра; 14 — маастрихт-эоценовые молассовые и флишевые серии наложенных впадин; 15 — олигоцен-четвертичный карбонатно-терригенный чехол

тинитах главного офиолитового пояса Кубы и в виде значительных по площади массивов метаморфических пород Эскамбрая южнее эвгеосинклинальной зоны Саса (рис. 1). По новейшим данным [9, 10, 17, 23], среди метаморфических пород Эскамбрая выделяются два структурно-формационных комплекса: метатерригенно-карбонатный комплекс горного массива Эскамбрай и комплекс амфиболитов Мабухина. Первый из них обнажается в форме двух сближенных овалов, получивших в литературе название Тринидад и Санти-Спиритус. Второй, развитый западнее, севернее и восточнее, рассматривается как метаморфизованная часть эвгеосинклинального разреза зоны Саса [10].

Возраст метаморфических пород и их положение в альпийской структуре Кубы вплоть до настоящего времени остаются не вполне ясными и дискуссионными.

До недавнего времени господствовали представления о метаморфических толщах Эскамбрая как о выступах домелового фундамента эвгеосинклинальной зоны Кубы. При этом одни исследователи [7, 21, 27, 28] считали их палеозойскими или докембрийскими, сходными с кристаллическим фундаментом Центральной или Северной Америки, другие [20], опираясь на аналогию метатерригенно-карбонатных пород Эскамбрая со свитами Сан-Казано, Хагуа и Гуасаса в Сьерра-Лос-Органос датировали их ранне- и среднеюрскими, претерпевшими метаморфизм на границе средней и поздней юры. Ряд геологов [17, 19] высказали предположение, что вулканогенные породы эвгеосинклинальной зоны залегают на палеозойском метаморфическом основании, состав которого резко отличен от метаморфических комплексов купола Тринидад и других крупных выступов метаморфических пород вдоль южной окраины зоны. К такому же мнению склонялись в ранних своих работах А. Л. Книппер и Р. Кабрера [24].

Эти представления в дальнейшем были трансформированы в концепцию океанической природы фундамента эвгеосинклинальной зоны Саса [3, 4, 6 и др.]. В рамках этой концепции метаморфические комплексы юга Центрального сектора Кубы считаются производными процессов тектонического скупивания и метаморфизма вулканогенно-осадочных пород чехла мезозойской океанической коры, а включение метаморфических сланцев в гипербазитах — отторженцами кристаллического основания северной миогеосинклинальной зоны Кубы, выведенными на поверхность при шарьировании на нее с юга пластин океанической коры.

С этих же мобилистических позиций, но существенно в иной интерпретации рассматривается природа метаморфических пород в работах М. Л. Сомина и Г. Мильяна [9, 10]. Опираясь на проведенное ими литолого-стратиграфическое расчленение метаморфических толщ массива Эскамбрай и найденные ими в верхней метакарбонатной части разреза остатки аммонитов среднего оксфорда и титона (?), эти авторы пришли к выводу, что разрез Эскамбрая близок юрско-меловым терригенно-карбонатным миогеосинклинальным разрезам Западной Кубы и является продолжением их по латерали. В современной структуре Центральной Кубы метаморфический комплекс вскрыт, по их мнению, в тектоническом окне из-под аллохтонных эвгеосинклинальных комплексов зоны Саса, находившихся первоначально южнее и лишь в конце мезозоя шарьированных на миогеосинклинальные разрезы, которые в связи с этим были метаморфизованы. Именно этим объясняют М. Л. Сомин и Г. Мильян установленную ими обратную метаморфическую зональность в куполах Тринидад и Санти-Спиритус, а также резкое формационное отличие метаморфических пород Эскамбрая от амфиболитов Мабухина.

Представления о позднемезозойском возрасте всех метаморфических пород в настоящее время наиболее популярны и разделяются большинством исследователей, что нашло свое отражение на составленных в последние годы картах.

Работа авторов настоящей статьи над новой геологической картой Кубы масштаба 1 : 250 000 показала, что эти представления далеко не бесспорны.

На большей части территории куполов Тринидад и Санти-Спиритус М. Л. Сомин и Г. Мильян [10] выделяют два крупных литолого-стратиграфических комплекса. Нижний, метатерригенный, объединяется ими в свиту Наранхо, являющуюся, по их мнению, литологическим и стратиграфическим эквивалентом свиты Сан-Каэтаню. В виде маломощных прослоев в ней присутствуют кристаллические известняки и метасилициты. Локально достаточно широко распространены туфогенные сланцы, зеленые ортосланцы и мраморы литофации Фелисидад, приуроченные главным образом к верхней части разреза свиты Наранхо. Мощность свиты оценивается во многие сотни метров.

Стратиграфически выше располагаются карбонатные породы группы Сан-Хуан. В ее составе выделяется несколько свит. Первые три из них, сложенные преимущественно темно-серыми кристаллическими известняками и мраморами, содержащими аммониты среднего оксфорда и титона (?), параллелизуются со среднеоксфордскими — нижнемеловыми известняками свит Хагуа и Гуасаса Западной Кубы. Самая верхняя, состоящая из светлых слоистых известняков, прослоев кремней и зеленых сланцев, условно относится к концу раннего — началу позднего мела.

В периферических частях обоих куполов Эскамбрая М. Л. Сомин и Г. Мильян в качестве самостоятельных литологических единиц выделяют также полиминеральные кристаллические сланцы Альгарробо, амфиболиты свиты Яябо и тела эклогитов и апоэклогитовых диафторитов. Первые из них ассоциируют с метатерригенными сланцами свиты Наранхо, имеют с ними, по мнению М. Л. Сомина и Г. Мильяна, нормальные стратиграфические контакты и рассматриваются ими в раге литофации свиты Наранхо. В силу чего возраст их определяется как ранняя юра (?) — средний оксфорд. Структурное положение амфиболитов Яябо менее определено. Эти породы либо трактуются как фрагменты амфиболитов Мабухина, тектонически совмещенные с метатерригенным и карбонатным комплексами Эскамбрая, либо рассматриваются как один из элементов юрско-мелового комплекса, но принадлежащего другой структурно-фацальной зоне.

Эклогиты и эклогитоподобные породы образуют различные по мощности тела среди метатерригенных пород свиты Наранхо и кристаллических сланцев Альгарробо. Реликты их отмечаются в свите Яябо. М. Л. Сомин и Г. Мильян считают, что эти породы являются выступами фундамента или экзотическими блоками, тектонически включенными в толщу Эскамбрая или до, или в процессе складчатости и регионального метаморфизма.

Помимо указанных литолого-стратиграфических единиц М. Л. Сомина и Г. Мильян вслед за большой группой исследователей [16, 22] выделяют тела метабазитов и ультрабазитов. Последние рассматриваются ими в качестве апогарцбургитовых серпентинитов, аналогичных ультраосновным породам Главного офиолитового пояса Кубы.

Весь названный комплекс пород слагает, по данным М. Л. Сомина и Г. Мильяна, гигантскую антиформу. В ядре ее обнажаются как метатерригенные, так и метакарбонатные толщи, на крыльях — преимущественно метатерригенные породы свиты Наранхо, кристаллические сланцы Альгарробо, эклогиты, амфиболиты свиты Яябо и серпентиниты. Предполагается, что все эти породы залегают в форме дометаморфических и синметаморфических покровов на метакарбонатных и терригенных толщах внутренней части массива Эскамбрай. Сообразно с тектонической зональностью, но в обратном порядке относительно ядра, располагается метаморфическая. Наименее метаморфизованные породы находятся в центре купола, метапелитовые породы здесь содержат серицит и хлорит. Ближе к внешней части купола появляется мусковит. В метавулканитах отмечается хлорит, клиноцоизит-эпидот, актинолит, белая слюда и гидроботиотит, в мраморах белая слюда и тремолит. Во внешней части промежуточной зоны в метавулканитах к этим минералам добавляется лавсонит и глаукофан. Наиболее интенсивно метаморфизованы породы в периферических частях антиформы. Эта зона соответствует гранат-глау-

кофановой субфации мусковит-дистеновой фации регионального метаморфизма.

Наблюдения, проведенные нами в ряде ключевых объектов массива Эскамбрай, показывают, что отличие разрезов слабометаморфизованных карбонатных, терригенных и вулканогенных толщ внутренней части метаморфического купола Эскамбрай от разрезов высокометаморфизованных пород из его периферии не могут быть удовлетворительно объяснены лишь особенностями зонального метаморфизма и разной степенью перекристаллизации толщ. Как это можно видеть на составленной нами карте (рис. 2), массив Эскамбрай как в структурном отношении, так и по составу слагающих его метаморфических толщ резко неоднороден и включает два крупных комплекса.

Первый из них вскрыт в тектонических блоках в периферических частях куполов Санти-Спиритус и на северо-востоке купола Тринидад. В составе его выделяется ассоциация эклогитов, гранат-глаукофановых сланцев, кристаллических сланцев Альгарробо, Ла Глория и амфиболиты свиты Яябо. По нашим наблюдениям, а также по данным М. Л. Сомина и Г. Мильяна [10], минеральные парагенезисы пород этого комплекса носят отчетливо полиметаморфический характер. Наиболее ранний представлен гранатом и клинопироксеном в эклогитах и реликтовым гранат-клинопироксеновым парагенезисом в гранат-глаукофановых сланцах и амфиболитах свиты Яябо. Следующий включает новообразованный амфибол-гранатовый парагенезис в эклогитах и амфиболитах свиты Яябо, и этот же парагенезис в виде реликтов в глаукофановых сланцах и metabазитах Альгарробо. Вероятно, с этими же этапами метаморфизма связано происхождение реликтовой роговой обманки и клинопироксена в сланцах Альгарробо. Третий этап метаморфизма выразился в появлении в metabазитах и эклогитах парагенезиса граната, глаукофана, кальцита и эпидота, а в лейкократовых породах — ассоциации кварца, светлой слюды, граната и альбита.

Второй структурный комплекс по распространенности его в массиве Эскамбрай резко преобладает над первым и является для него вмещающим. Наблюдения, осуществленные нами совместно с Г. Мильяном, У. Альваресом, Ю. Пиотровским и Р. Флоресом, показали, что этот комплекс фациально изменчив. Для него может быть намечено несколько типов разрезов (см. рис. 2).

Первый, терригенно-карбонатный, характерен для центральной части купола Тринидад и, вероятно, для периферических зон северной части куполов Тринидад и Санти-Спиритус. Наименее метаморфизованные отложения этого типа наблюдаются в окрестностях населенного пункта Маяри. Здесь обнажаются типичные породы свиты Наранхо и группы Сан-Хуан. Причем среди терригенных пород Наранхо много прослоев известняков мощностью до 5 м. Горизонты карбонатных пород группы Сан-Хуан мощностью от нескольких десятков до первых сотен метров содержат прослой и пачки терригенных пород типа Наранхо. Кровля видимого разреза также сложена терригенными породами. Свита Наранхо и группа Сан-Хуан образуют единый разрез, характер которого меняется в зависимости от преобладания карбонатных или терригенных разностей. Находки в верхней карбонатной части разреза аммонитов среднего оксфорда и титона (?) датируют верхний возрастной предел его приблизительно границей юры и мела. Именно этот тип разреза может быть сопоставлен с разрезами зоны Гуанигуанико в Западной Кубе.

Второй тип разреза развит восточнее. Его можно наблюдать по дороге Хобакоа — Топес-де-Кальянтес. Для него характерно наличие как среди метатерригенных пород нижней части разреза, так и среди перекрывающих их известняков мощных пачек метавулканитов и туфотерригенных прослоев, в силу чего этот разрез правильнее называть вулканогенно-карбонатно-терригенным. В этой толще локально развиты многочисленные кварцевые жилы и редкие штоки кварц-полевошпатовых пегматитов, которых нет в типичных разрезах Наранхо и Сан-Хуана. По данным У. Альвареса, в основании разреза залегают метатерригенные

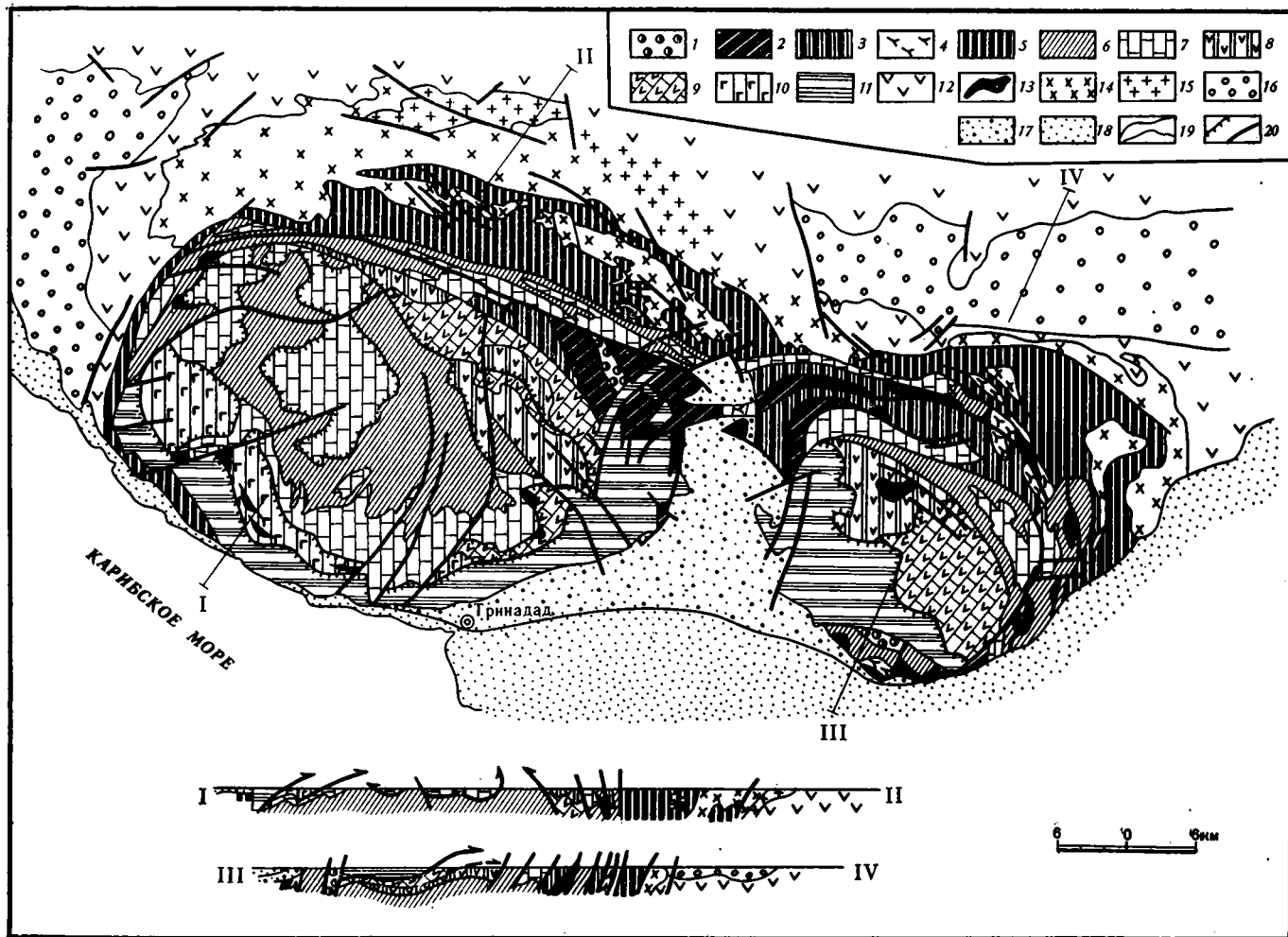


Рис. 2. Схема геологического строения горного массива Эскамбрий

1—5 — метаморфические комплексы предположительно допозднемезозойского возраста; 1 — эклогиты и продукты их диафореза, 2 — кристаллические сланцы Альгарробо, 3 — кристаллические сланцы формации Ла Глория, 4 — амфиболиты Яябо, 5 — амфиболиты и плагнонейсы Мабухина; 6 — 11 — метаморфические комплексы позднемезозойского возраста; 6—7 — метакarbonатно-терригенного состава (6 — метатерригенные и 7 — метакarbonатные породы); 8—9 — метавулканогенно-терригенно-карbonатного состава (8 — метавулканыты и метатерригенные породы, 9 — метавулканыты и метакarbonатные породы); 10 — метакремнисто-терригенно-карbonатно-вулканогенного состава; 11 — метаморфизованные породы флишевого состава; 12 — позднемезозойские вулканыты и осадочные породы зоны Саса; 13 — ультрабазиты; 14 — гранитоиды Маникарагуа; 15 — субвулканические тела и дайки кислого и среднего состава; 16 — маастрихт — эоцен; 17 — палеоцен — эоцен; 18 — неоген-четвертичные отложения; 19 — стратиграфические контакты; 20 — разломы и надвиги

породы и кварциты, внутри которых располагаются тектонически разлинзованные, будинированные и рассланцованные серпентиниты, тальковые сланцы, метабазиты и кремни. Выше в одних случаях снова появляются метатерригенные породы и затем известняки. В других — известняки непосредственно перекрывают метабазиты, тальковые и серпентинитовые сланцы. Контакты карбонатной толщи как с метатерригенными породами, так и с серпентинитовыми сланцами и метабазитами большей частью тектонические.

В целом сходный разрез развит в северо-западной периферической части купола Тринидад. Этот разрез впервые подробно был описан П. Хиллом [22] и в дальнейшем неоднократно изучался советскими и кубинскими геологами в связи с бурением и поисково-разведочными работами на участках проявления колчеданного оруденения [2, 16]. По данным Ю. П. Зарянова [2], нижняя часть этого разреза сложена метатерригенными породами — кварц-мусковит-кальцитовыми, кварц-мусковитовыми, мусковитовыми сланцами и мелкозернистыми кварцитами, образовавшимися за счет кварцевых песчаников, алевролитов и аргиллитов. Выше в разрезе резко увеличивается роль кальцит-гранат-мусковитовых, графит-мусковитовых сланцев и рассланцованных доломитов. Для них характерны фациальные взаимопереходы. Существенную роль внутри этой части разреза играют линзовидные тела серпентинитов и согласные пластовые и секущие тела порфиритоидов и зеленых сланцев, сформировавшихся за счет туфов и субвулканических тел базальтового состава. В кремнистых породах этой части разреза найдены остатки радиолярий мезозойского возраста. Верхняя часть разреза представлена мраморизованными известняками и доломитами. В ней так же, как и в подстилающих породах, отмечаются различные по мощности и протяженности линзовидные тела серпентинитов.

Третий разрез карбонатно-терригенно-вулканогенный. Он распространен в юго-западной части купола Тринидад и центральной части структуры Санкт-Спиритус. На юго-западе купола Тринидад в окрестностях пос. Ягуанабо в составе его наблюдается чередование пачек тонкослоистых (0,5—1 см) карбонатно-кремнисто-туфогенных пород, известняков и зеленых сланцев. Внутри последних помимо вулканитов основного и, возможно, кислого состава отмечаются линзы габбро и диабазов.

Существенная роль в строении разрезов данного типа принадлежит серпентинитам, слагающим тела различной мощности: от будин размером до 5×1 м в поперечнике до крупных согласных пластовообразных тел мощностью до нескольких сот метров и протяженностью до 2 км. Для некоторых из них, например для цепочки линзовидных тел, протягивающихся в северо-западном направлении южнее пос. Ягуанабо, можно предполагать, что они являются либо фрагментами тектонически разлинзованной пластовой залежи мощностью 200—300 м и протяженностью 5—7 км, либо системой пластовых тел, приуроченных к определенному стратиграфическому горизонту.

Интенсивная серпентизация и рассланцевание ультраосновных пород не позволяют в каждом конкретном случае сделать какие-либо выводы об их природе. В то же время наблюдения, полученные нами в центральной части структуры Санкт-Спиритус, где изученные нами ультраосновные породы оказались менее измененными и сохранили реликты первичной порфировой структуры, позволяют с достаточной уверенностью предполагать, что закартированное здесь М. Л. Соминым и Г. Милянсом согласное пластовообразное тело мощностью около 200—300 м и протяженностью 2—2,5 км представляет собой вулканическое образование. Основная часть его сложена афировыми ультраосновными вулканитами с микролитовой основной массой и шаровой отдельностью. В ассоциации с ними установлены диабазы, а также вулканические брекчии и, вероятно, жерловые фации и дайки порфировых ультрабазитов. Фенокристы в них представлены баститизированным ортопироксеном размером до 2 мм и более мелкими короткостолбчатыми или идиометричными (0,3—0,3 см)

кристаллами клинопироксена. Основная масса, вероятно, микролитовая, замещенная мелкочешуйчатыми хлоритом и антигоритом (?).

Отмеченные особенности ультраосновных тел не позволяют рассматривать их в качестве пород альпинотипной формации, вынесенной в верхние горизонты земной коры тектоническими покровами, и заставляют предполагать для них скорее всего пластовую, а для некоторых, вероятно, вулканическую и субвулканическую природу.

В низах разреза этого типа в окрестностях пос. Ягуанабо чешскими геологами найдены остатки *Nannokonus* sp., представители этого рода распространены в отложениях верхней юры — нижнего мела. Исходя из этого, можно думать, что разрезы вулканогенного состава, возможно, моложе карбонатно-терригенных разрезов окрестностей пос. Маяри.

Четвертый тип разреза представляет собой ритмичное, иногда флишоидное чередование карбонатно-терригенных, карбонатно-кремнистых и туфотерригенных пород. В виде отдельных пачек мощностью 0,5—5 м встречаются известняки. Внутри разреза также отмечены редкие тела серпентинитов и зеленых сланцев. Этот разрез характерен для южной и юго-восточной части купола Тринидад и южной половины структуры Санкт-Спиритус. Возраст и структурное положение флишоидной толщи не ясны. В районе пос. Ягуанабо этот комплекс располагается структурно выше отложений карбонатно-терригенно-вулканогенного типа и вроде бы наращивает их. В остальных участках структурно ниже флишоидной толщи оказываются отложения и других типов разрезов. Поэтому не исключено, что флишоидный комплекс также сформировался в самостоятельной структурно-фациальной зоне и в современной структуре занимает аллохтонную позицию.

Описанные структурно-фациальные комплексы образуют антиформу со сложным покровным строением. Ядро ее располагается в центре купола Тринидад. В пределах его вскрыты отложения терригенно-карбонатного (первого) типа, испытавшие рассланцевание и перекристаллизацию в условиях низких ступеней зеленосланцевой фации. С севера и северо-востока эти отложения перекрываются субширотно вытянутым поясом покровов, в строении которых участвуют разрезы двух типов. Фронтальный покров этого пояса сложен вулканогенно-карбонатно-терригенными разрезами второго типа, деформированными в систему лежащих складок с размахом от 3 до 5 км. Ядра их сложены метатерригенными и метавулканогенными породами, а крылья метакарбонатными. Вышележащий покров образован пластинами метатерригенных пород и блоками эклогитов, глаукофановых сланцев и сланцев Альгарробо. Тыловая часть покровного комплекса состоит из метатерригенных и карбонатных пород, собранных в наклоненные к югу складки с размахом крыльев 1,5—2 км. Непосредственно на контакте с амфиболитами Мабухина развиты узкие изоклинальные складки, круто наклоненные к северу.

Южное крыло антиформы также образовано сложно построенной системой покровов. Фронтальная часть ее на западном фланге облекает с запада и юга карбонатно-терригенный комплекс центральной части купола Тринидад, а затем, приобретая северо-восточное простирание, срезает встречный фронт покровов северного крыла антиформы, и далее к востоку, уже в пределах купола Санкт-Спиритус, снова меняя простирание на субширотное под острым углом, сечет структуры метаморфогенного комплекса Мабухина. В составе этой системы покровов можно наметить три крупных аллохтонных элемента. Самый нижний вскрыт в северной периферической части структуры Санкт-Спиритус и представлен метатерригенными породами, эклогитами и сланцами Альгарробо.

Вышележащий покровный комплекс слагает внутреннюю и северо-восточную части купола Санкт-Спиритус и представлен метаморфизованными вулканогенно-карбонатно-терригенными толщами второго типа. Комплекс состоит из нескольких тектонических чешуй, круто погруженных к юго-западу, в пределах которых породы дислоцированы в наклоненные в этом же направлении складки нескольких порядков. Следующий аллохтонный элемент образован карбонатно-терригенно-вулканоген-

ными комплексами третьего типа. Самый верхний покров сложен флишoidalными карбонатно-терригенно-кремнистыми и туфотерригенно-кремнистыми разрезами.

Терригенные, карбонатные и вулканогенные породы описанного структурного комплекса, как это показано М. Л. Соминим и Г. Мильяном [10], зонально метаморфизованы в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций высокого давления. Наименее метаморфизованы карбонатно-терригенные комплексы, слагающие ядро купола Тринидад, наиболее — карбонатно-терригенные и вулканогенные комплексы северной периферической части купола Тринидад и периферические зоны структуры Санти-Спиритус. Для минеральных парагенезисов карбонатных пород и метабазитов этой зоны характерны гранат, глаукофан, кальцит и эпидот, для лейкократовых пород — ассоциации белой слюды, кварца и альбита.

Строение этих парагенезисов с минеральными ассоциациями эклогитов, апоэклогитовых пород, кристаллических сланцев Альгарробо и амфиболитов свиты Яябо позволяет предполагать, что в пределах антиформы Эскамбрай мы наблюдаем проявление трех этапов метаморфизма. Результатом первого этапа следует считать эклогитовый парагенезис, проявление второго — первичные парагенезисы амфиболитов Яябо, вероятно, также сланцев Альгарробо и диафторез в этих условиях эклогитов, проявлением третьего этапа — зональный метаморфизм всех пород массива Эскамбрай в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фации высоких давлений. По отношению к первичным минеральным парагенезисам эклогитов, амфиболитов свиты Яябо и, возможно, сланцев Альгарробо этот метаморфизм был регрессивным, а по отношению к позднемезозойскому вулканогенно-карбонатно-терригенному комплексу прогрессивным. Принимая во внимание это, а также различия в структурном положении и первичном составе пород, первый из описанных структурных комплексов следует считать более древним, допозднемезозойским.

Амфиболиты Мабухина обрамляют метаморфический комплекс Эскамбрай с запада, севера и востока и отделены от них разломом. На всем своем протяжении он близок к вертикальному или круто погружается под метаморфические комплексы Эскамбрая. На севере амфиболиты Мабухина контактируют с метаморфизованными ранне- и позднемеловыми вулканогенно-осадочными породами формации Тобас. От них они отделены субширотной зоной разломов и локализованными вдоль нее субвулканическими телами и гранодиоритами Маникарагуа.

Наиболее полная характеристика амфиболитов Мабухина дается в работах М. Л. Сомина и Г. Мильяна [9, 10] и И. Боянова, Г. Горанова и Р. Кабреры [17]. По данным этих авторов, основной объем серии приходится на долю амфиболитов. Преобладает чередование (метры — десятки метров) массивных бластопорфировых разновидностей пород и мелкозернистых отчетливо сланцеватых. С последними нередко связаны зоны мигматитов. Меньшую роль играют мономинеральные амфиболовые породы — горнблендиты. Они образуют линзы, резко секущие тела. Постоянно в разрезе присутствуют кварц-биотит-эпидотовые, эпидотроговообманковые, хлорит-серцитовые, кальцит-хлоритовые и полевошпатовые сланцы. На северо-востоке в обрамлении структуры Санти-Спиритус отмечаются гранатовые амфиболиты. Здесь же встречаются линзы антигоритовых серпентинитов. Структурные особенности пород и характер всего разреза в целом свидетельствуют о происхождении амфиболитов серии Мабухина за счет вулканогенных и интрузивных образований основного состава.

Подчиненные амфиболитам биотит-амфиболовые, биотит-гранатовые гнейсы образуют несколько горизонтов. Роль их в разрезе оценивается исследователями по-разному. По И. Боянову и его соавторам [17], а также нашим наблюдениям, гнейсы не являются внутрiformационным элементом амфиболитов, а составляют самостоятельный стратиграфический горизонт. С гнейсами ассоциируют плагиогранито-гнейсы и пла-

гиограниты. В частности, гранитоиды, протягивающиеся полосой субширотного простирания в осевой части зоны Мабухина, в значительной части своей, вероятно, относятся к гнейсовому комплексу, а не входят в состав позднемезозойских гранитоидов Маникарагуа. Синметаморфическая природа этих гранитоидов подтверждается локализацией их исключительно внутри горизонта гнейсов, конформным характером гранитных тел, а также присутствием внутри них даек амфиболитов. Радиометрические датировки цирконов из этих гранитоидов, полученные Л. В. Суминым Pb/Pb термоизохронным методом, фиксируют время кристаллизации этих гранитоидов в 480 ± 30 млн. лет, а наложенных процессов — рубежами в 110 ± 50 млн. лет. Возраст амфиболитов, по данным М. Л. Сомина и др. [11], 530 млн. лет.

Эти данные, а также резкое метаморфическое несогласие, наблюдаемое между амфиболитами и меловыми вулканами зоны Саса, позволяют согласиться с представлениями И. Боянова и др. [17] о палеозойском возрасте амфиболитов и гнейсов Мабухина.

По включениям метаморфических пород в серпентинитах существует обширная литература. В наиболее полной форме этот материал в настоящее время сосредоточен в работах И. Канчева с соавторами [23] и М. Л. Сомина и Г. Мильяна [10]. Состав включений исключительно постоянен. Подавляющая часть их приходится на метаморфические породы мафического ряда: эклогиты, гранатовые амфиболиты, амфиболиты и продукты их рассланцевания и диафрагирования в условиях глаукофан-зеленосланцевой фации. Менее распространены лейкократовые кварц-мусковитовые, графитовые, гранат-мусковитовые сланцы, филлиты. В виде единичных включений отмечаются гнейсы.

Как это нетрудно видеть, по набору пород рассмотренный комплекс почти полностью идентичен эклогитам, гранатовым амфиболитам свиты Яябо и амфиболитам и гнейсам комплекса Мабухина. В то же время обращает внимание тот факт, что среди включений метаморфических пород в ультрабазитах редки лейкократовые породы типа формации Альгарробо и нет широко распространенных в массиве Эскамбрай апокарбонатных сланцев, поэтому их следует рассматривать в качестве фрагментов мафического допозднемезозойского фундамента зоны Саса.

Изложенный материал, таким образом, свидетельствует о том, что метаморфические породы Центральной Кубы объединяют в себе два крупных разновозрастных комплекса. Первый из них, допозднемезозойский, представлен регионально метаморфизованными породами двух формационных типов: метаморфическими породами сиалического типа, к которым, вероятно, относятся кристаллические сланцы Альгарробо с включенными в них телами эклогитов, а также кристаллические сланцы Ла Глория; и метаморфическими породами мафического типа, включающими комплексы Яябо, Мабухина и аналогичные им по составу метаморфические породы из включений в гипербазитах. Второй, позднемезозойский комплекс распространен в виде зональных ореолов и зон рассланцевания, наложенных как на складчатые образования позднемезозойского возраста, так и на более ранние допозднемезозойские метаморфические породы.

ТИПЫ ФУНДАМЕНТА В АЛЬПИЙСКОЙ СТРУКТУРЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ КУБЫ И ИХ АНАЛОГИ В КАРИБСКОМ РЕГИОНЕ

Закономерности размещения метаморфических комплексов в современной структуре Центральной Кубы, а также материалы глубинного сейсмического зондирования [1, 13] позволяют выделить в поперечном сечении этого сектора Кубы четыре крупных тектонических элемента, различия в строении которых непосредственно связаны с присутствием в их основании различных типов фундамента.

Наиболее южным из них является массив Эскамбрай. Как это уже было показано, этот массив представляет собой антиформу концентрически-зонального строения, в образовании ее участвуют четыре струк-

турно-фациальных комплекса. Ядро антиформы сложено метатерригенными и метакarbonатными толщами, состав и последовательность залегания которых позволяют сравнивать их с низами юрско-мелового карбонатно-терригенного комплекса зоны Гуанигуанико. С разрезами этого структурно-фациального комплекса ассоциируют блоки и пластины допозднемезозойского метаморфического комплекса сиалического типа, представленного сланцами Альгарробо и, вероятно, Ла Глория, с телами эклогитов, эклогитоподобных пород. С запада и юга этот структурно-фациальный комплекс тектонически перекрыт структурно-фациальными комплексами, в которых наряду с терригенными и карбонатными породами существенную роль играют вулканогенно-кремнистые породы, а также тектонические линзы и, вероятно, пластовые тела и покровы изверженных пород ультраосновного состава. И наконец, самое высокое структурное положение занимает покров кремнисто-терригенно-карбонатного флиша (рис. 3).

Скоростной разрез этой антиформной структуры [1] характеризуется развитием мощного (18,5 км) хорошо выраженного «гранитного» слоя и относительно небольшой мощностью «базальтового слоя» (8,5 км). Предполагается, что «гранитный» слой здесь выступает непосредственно на поверхность. В верхней части его намечаются неоднородности, указывающие на вероятное присутствие границ раздела между подошвой метатерригенного комплекса и породами основания. В направлении осевой части зоны Саса, а также к югу в сторону Юкатанской глубоководной впадины сразу же за контурами массива характер глубинного строения земной коры быстро меняется: при сохранении общей мощности консолидированной коры резко, скачком, почти вдвое уменьшается в мощности «гранитный» слой и увеличивается мощность вулканогенно-осадочного слоя. Аналогичным образом, но в менее резкой форме меняется строение коры к западу и востоку.

Отмеченные особенности поверхностной и глубинной структуры массива Эскамбрай, и в частности повышенная мощность «гранитного» слоя земной коры и присутствие в составе его также и метаморфических пород позднемезозойского возраста, позволяют считать, что массив Эскамбрай представляет собой новообразованное мезозойское гранитно-метаморфическое ядро. Фациальная изменчивость слагающих его мезозойских разрезов показывает, что этот молодой гранитно-метаморфический комплекс возник в результате тектонического совмещения, метаморфизма и ремобилизации пород двух типов структурно-фациальных зон. Первая из них характеризует внутреннюю параавтохтонную часть антиформы Эскамбрай. Сходство распространенных в ее пределах карбонатно-терригенных мезозойских толщ с миогеосинклинальным комплексом Западной Кубы, а также сходство этих зон в строении земной коры дает возможность говорить, что карбонатно-терригенный разрез внутренней зоны массива Эскамбрай сформировался на континентальном фундаменте, фрагментами которого, вероятно, являются выжатые вдоль его периферической северной и восточной частей блоки эклогитов, апоэклогитовых пород и пород формации Альгарробо. Существенное увеличение в составе мезозойских разрезов южных покровных элементов антиформы Эскамбрай основных вулканитов, кремнистых пород и образований флишевого типа, а также присутствие среди них пластин и покровов ультраосновных пород, свидетельствуют о близости этих разрезов к разрезам эвгеосинклинального типа и говорит в пользу того, что эти структурно-фациальные зоны формировались либо на переходном типе коры, либо на субокеанической коре.

Следующим к северу тектоническим элементом являются структуры зоны Саса. Основные черты строения ее отражены в работе А. Л. Книппера [3] и в материалах Кубинско-Болгарской геологической экспедиции [23].

Зона Саса сложена вулканогенно-осадочными породами нижнего и верхнего мела. Они образуют асимметрично построенный синклинорий. Северное крыло его узкое и крутое. Сочленение этого крыла с ультра-

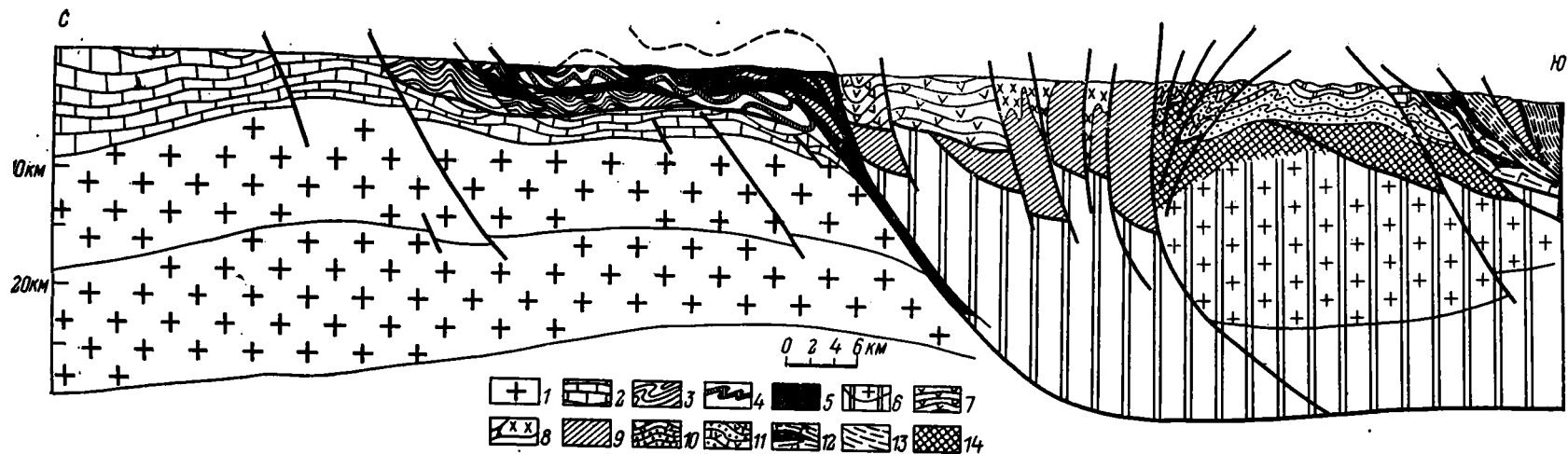


Рис. 3. Тектоническая зональность и глубинное строение Центрального сектора Кубы
 1—4 — североамериканская континентальная окраина: 1 — допозднемезозойская континентальная кора; 2—4 — позднемезозойский осадочный чехол; 2 — зона Ремедиос, 3 — зона Камахуани, 4 — зона Пласетас; 5 — краевые офиолитовые аллохтоны — позднемезозойская океаническая кора Северо-Кубинского окраинного бассейна; 6—9 — Кубинская островная дуга: 6 — позднемезозойская переходная кора (крестиками показан новообразованный гранитно-метаморфический слой), 7 — вулканогенно-осадочный чехол, 8 — позднемезозойские гранитонды, 9 — фрагменты допозднемезозойского метаморфического фундамента мафического типа; 10—14 — фрагменты южноамериканской континентальной окраины: 10—13 — типы разрезов мезозойского осадочно-вулканогенного чехла: 10 — карбонатно-терригенный, 11 — вулканогенно-карбонатно-терригенный, 12 — кремнисто-карбонатно-терригенно-вулканогенный, 13 — флишондный, 14 — фрагменты домезозойского фундамента сиалического типа

основными породами, габброндами и базальтами зоны Главного офиолитового шва тектоническое. Разделяющий их разлом почти на всем протяжении круто погружается к югу под меловые породы зоны Саса. Лишь на отрезке, где меловые вулканиты граничат с ультраосновными породами массива Санта-Клара, плоскость разлома срезает внутреннюю структуру офиолитового разреза и, становясь постепенно все более крутой, приобретает обратное падение. Породы северного крыла синклинория и ограничивающая их с севера плоскость разрыва здесь опрокинута к югу.

Южное крыло синклинория пологое ($30-35^\circ$) и более широкое. Почти на всем своем протяжении это крыло срезано южной береговой линией Кубы, и лишь в районе горного массива Эскамбрай можно наблюдать, как меловые вулканиты этого крыла синклинория тектонически облекают с запада, севера и востока амфиболиты и гнейсы Мабухина, а те, в свою очередь, тектонически обрамляют метаморфический комплекс Эскамбрая.

Разрез меловых отложений зоны Саса фациально неоднороден. В северном крыле синклинория этот разрез представлен базальтами, нередко с подушечной отдельностью и подчиненными им горизонтами туфогенно-кремнистых и глинистых сланцев, радиоляритов, песчаников и пелагических известняков. Весь этот набор пород свидетельствует о пелагических условиях осадконакопления, существующих здесь в меловое время. Мощность разреза около 2500 м. Возрастной объем всей толщи ранний мел — сенон. Соответствующие им по возрасту вулканогенно-осадочные толщи южного крыла синклинория характеризуются большой мощностью и почти полным отсутствием среди вулканитов базальтов. Основной объем их здесь составляют туфобрекчии и туфы андезитов и андезитобазальтов. Причины фациальной неоднородности не совсем ясны. Не исключено, что пелагические осадки и базальтоиды северного борта синклинория принадлежат верхам разреза зоны Главного офиолитового шва, либо формировались в переходной зоне между последней и зоной Саса. Этот фациально изменчивый комплекс в пределах депрессий резко несогласно перекрывается конгломератами, песчаниками, обломочными известняками, мергелями маастрихта, либо непосредственно отложениями нижнего — среднего эоцена.

Результаты сейсмического зондирования [1] показывают, что зона Саса характеризуется невыдержанной ($20-30$ км) мощностью земной коры, преобладанием в ее составе пород «базальтового» слоя (до 20 км) и резко сокращенным и невыдержанным по мощности «гранитным» слоем ($3,5-8$ км). По мнению В. Г. Бовенко и его соавторов [1], «базальтовый» слой земной коры этой зоны по своим скоростным характеристикам может быть параллелизован с амфиболитами, эклогитами и другими метаморфическими породами, найденными в виде включений в гипербазитах зоны Главного офиолитового шва. Граничные скорости ($6,2-6,3$ км/с) здесь в целом выше скоростей, обычных для земной коры континентального типа ($5,5-6,3$ км/с). В ряде мест, где поверхность этого слоя приподнята до глубины 3,5 км, скважинами на этом уровне вскрыты интрузивные породы основного состава. Эти породы позволили ряду исследователей [1, 14] предположить, что отдельные участки коры на западном фланге зоны Саса (южное побережье Западной Кубы — залив Батанабо) имеют субокеанический разрез. Близкий тип строения земной коры распространен в осевой части зоны Саса и значительно восточнее залива Батанабо.

Все это отличает тектонические структуры зоны Саса как от структур массива Эскамбрай, так и структур обрамляющего ее с севера Главного офиолитового шва Кубы и позволяет сделать вывод, что эта подзона сформировалась на мафическом метаморфическом фундаменте допозднемезозойского возраста, фрагменты которого выжаты на поверхность в тектонических блоках в зоне сочленения ее со структурами массива Эскамбрай (метаморфические комплексы Яябо и Мабухина) и в виде включений в гипербазитах.

Располагающаяся севернее зона Главного офиолитового шва сложена породами офиолитовой ассоциации. Породы этой ассоциации образуют систему краевых офиолитовых аллохтонов на карбонатно-терригенных отложениях Северной миогеосинклинальной зоны Кубы — южной окраины Северо-Американского континента (см. рис. 3). Фронтальная часть офиолитового аллохтона в морфологическом отношении представляет собой расслоенное на ряд пластин и блоков плоское синформное тело местами с хорошо выраженной сменой вверх по разрезу от ультрабазитов к габбро и базальтам. Южнее, вблизи разлома, отделяющего породы офиолитового комплекса от меловых вулканитов Саса, пластина ультраосновных пород, габброидов и базальтов образует антиформный перегиб и, круто погружаясь к югу, тектонически перекрывается меловыми вулканитами этой подзоны. В ядре этого локально выраженного антиформного перегиба в ультрабазитах наблюдается большое количество включений метаморфических пород. Привлекая во внимание, что основная масса включений метаморфических пород сосредоточена именно в ядре антиформного изгиба, можно полагать, что здесь вскрыта наиболее глубокая корневая часть офиолитового аллохтона.

Северная миогеосинклинальная зона Кубы по единодушному мнению всех исследователей формировалась на гранитогнейсовом фундаменте Северо-Американской плиты, что находит отражение в литологии распространённых здесь карбонатно-терригенных толщ, в элементах тектоники и подтверждается результатами сейсмопрофилирования, указывающими на четкое трехслойное строение земной коры (25—30 км), состоящей из осадочного, «гранитно-метаморфического» и «базальтового» слоев [1]. Некоторым дополнительным указанием на древний возраст сиалического фундамента северной миогеосинклинальной зоны Кубы служат небольшие выходы на севере провинции Матансас флогопитсодержащих мраморов Сьерра-Морена, K—Ar-возраст которых составляет 945 ± 25 млн. лет [10].

Проведенный анализ показывает, что современные представления [3—6, 9, 10, 12] о присутствии в фундаменте альпийской структуры Кубы разрезов двух типов — кристаллических пород континентального основания Северо-Американской плиты и ультрабазит-габбрового океанического фундамента эвгеосинклинальной зоны Саса — могут быть существенно дополнены. Фундамент альпийских структур Кубы более сложен. Наряду с вышеназванными комплексами в строении его существенную роль играют допозднемезозойские (вероятно, палеозойские) метаморфические породы мафического ряда: эклотиты, амфиболиты, меланократовые амфибол-биотитовые, амфибол-гранатовые плагиогнейсы, тоналиты и плагиограниты, и сиалического ряда: кристаллические сланцы Альгарробо, возможно, докембрийские фрагменты фундамента Южно-Американского континента.

Присутствие мафического метаморфического допозднемезозойского фундамента можно предполагать также в ряде других районов Карибского региона, и в частности в пределах Больших и Малых Антильских островов и в Карибских горах Венесуэлы (рис. 4). Известные здесь метаморфические образования мафического ряда рассматриваются М. Л. Соминим [10] как мезозойские. На самом деле они имеют не только разнородный состав, но и разный возраст. Помимо мезозойских вулканогенно-осадочных серий, метаморфизованных в глаукофан-зеленосланцевой и зеленосланцевой фации, они включают и более древние серии, метаморфизованные в амфиболитовой.

На о-ве Гаити метаморфические породы, представленные гнейсовидными амфиболитами, перекристаллизованными известняками, слюдястыми сланцами, телами эклотитов, а также серпентинитами, служат фундаментом для меловых островодужных серий, являющихся продолжением вулканогенных толщ зоны Саса о-ва Кубы [26]. Судя по радиологическим данным (127 ± 5 млн. лет, K—Ar — метод для горнблендитов, прорывающих метаморфические породы), взаимоотношения от-

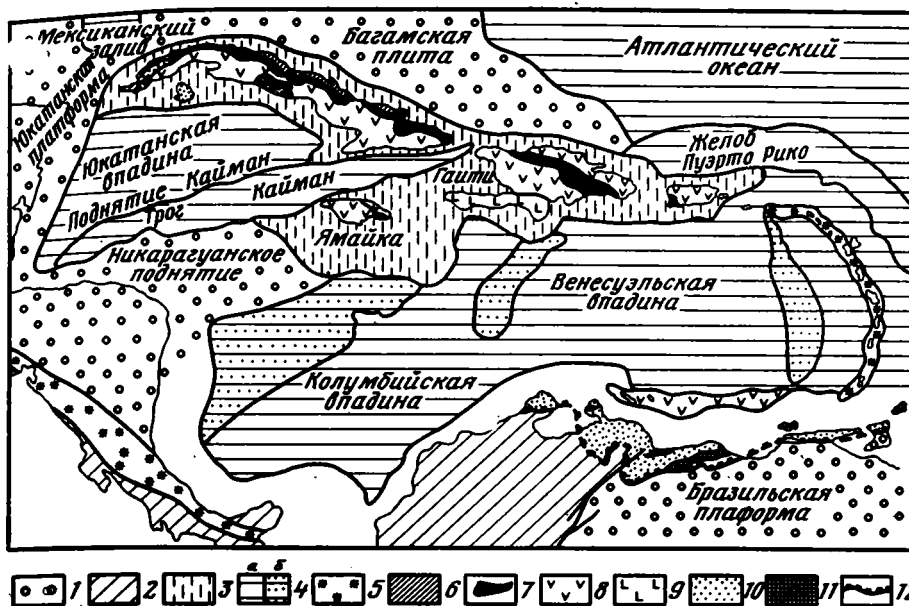


Рис. 4. Схема размещения карибских комплексов

Структуры Карибского региона: 1 — платформенные; 2 — андийские; 3 — Больших Антиль; 4 — океанической коры: а — с мощностью коры до 15, б — до 18—25 км; 5 — области развития неогенового вулканизма. Мезозойские комплексы: 6 — миогеосинклинальные Северо-Американского континента; 7 — офиолитовые и островодужные верхнеюрские—нижнемеловые; 8 — островодужные верхнемеловые; 9 — океанические верхнемеловые; 10 — миогеосинклинальные Южно-Американского континента; 11 — деструктивные Южно-Американского континента; 12 — граница южного фронта карибских структур

дельных компонентов, наличию высокометаморфизованных пород, фундамент островной дуги имеет гетерогенный состав и включает наряду с раннемезозойскими образованиями и более древние породы.

На о-ве Ямайка, в Голубых горах обнажаются метаосадочные и метавулканогенные породы, метаморфизованные в амфиболитовой фации (сланцы Вестфалия). Наряду с амфиболитами по северной окраине массива развиты зеленосланцевые и глаукофановые породы. Весь комплекс составляет фундамент островной дуги [18].

На о-ве Пуэрто-Рико в составе позднеюрской — раннемеловой офиолитовой ассоциации Бермеха известны гнейсовидные амфиболиты и амфиболиты. Они образовались по породам более древней океанической коры и имеют радиологический возраст 110 ± 3 млн. лет (К—Аг-метод) [18, 26]. Офиолиты перекрываются островодужными сериями.

На Малых Антильских островах среди юрско-нижнемеловых вулканогенных серий встречаются породы меланократового фундамента. Наиболее крупный выход расположен на о-ве Маргарита (группа Ла Ринконада). Породы фундамента представлены амфиболитами с линзами серпентинитов, телами гранитов, гнейсов, эклогитов [25]. Они перекрываются верхнеюрскими — нижнемеловыми метаморфизованными вулканитами группы Хуан Гриего, включающими отдельные тела гнейсов, мраморов, амфиболитов, амфиболовых сланцев.

Меланократовый фундамент Венесуэльских Малых Антиль продолжается к югу на Южно-Американский континент, где они слагают самый северный тектонический покров Карибских гор [18, 31]. Покров сложен разнородными породами, метаморфизованными в зеленосланцевой и амфиболитовой фациях: графитовые сланцы, метавулканиты, амфиболиты, гранатовые амфиболиты, эклогиты, серпентиниты, дуниты. Зеленосланцевый метаморфизм носит наложенный ретроградный характер. Аналогичные породы встречаются на полуостровах: Арайя, Пария, архипелаге Лос Монхес (см. рис. 4).

Южнее в системе покровов ядра Кордильеры выделяется покров Тинако-Тинакильо. Основание покрова сложено стратиформным массивом ультрабазитов Тинакильо (дуниты, чередующиеся в верхней части с габброидами). Массив тектонизирован и имеет гомогенную сланцеватость, которая конформна контакту с верхним изверженно-метаморфическим комплексом Тинако. Комплекс Тинако сложен гнейсами, амфиболовыми гнейсами и сланцами, прорванными трондьемитами и диоритами. Радиологический возраст гнейсов (К—Аг-метод) 204—117 млн. лет, амфиболитов — 204 млн. лет, что рассматривается как следствие омоложения более древнего палеозойского или докембрийского комплекса. Этот комплекс несогласно перекрыт чехлом неметаморфизованных отложений, разрез которых начинается с аркозовых конгломератов нижнего — среднего альба, сменяющихся вулканогенно-терригенными отложениями и известняками турона — коньяка.

Таким образом, мафические существенно эклогит-амфиболитовые серии нередко с плагиогранитами и плагиогнейсами развиты фрагментарно, но достаточно широко в Карибском регионе и составляют характерную особенность фундамента островных дуг. Они слагают самостоятельные структуры (о-в Маргарита, комплексы Мабухина, Тинако-Тинакильо и др.) или образуют тектонические включения как среди метаморфических образований (группа Хуан Гриего, Дуарте, офиолиты Бермеха и др.), так и среди ультраосновных пород (офиолитовый пояс Кубы, о-ва Гаити и др.). Объединяет их единый состав, сходный набор пород, амфиболитовая ступень метаморфизма. Причем в северной части Карибского региона они входят в состав фундамента островодужных серий, а на юге находятся в аллохтонном залегании, и перекрывающий их чехол содержит продукты основного вулканизма. Возраст эклогит-амфиболитового комплекса заведомо домеловой, а принимая во внимание позднеюрский — раннемеловой возраст ассоциирующих с ним зеленосланцевых серий, то и позднеюрский. Радиологические данные 480, 204—110 млн. лет, большая часть из которых соответствует времени метаморфизма, заставляют еще больше удревять возраст. В связи с этим мы склонны считать их палеозойскими образованиями, включенными в составе палеозойско-раннемезозойского фундамента островных дуг.

Относительно метаморфических толщ Эскамбрия неоднократно отмечалось их сходство с сиалическими комплексами Южной Америки [8—10, 18]. Действительно, в Карибских горах Венесуэлы среди аллохтонных комплексов выделяются так называемый комплекс ядра Кордильеры, сложенный гнейсами метаморфического докола докембрийско-палеозойского возраста (гнейсы Себастопол) и породами чехла (группа Каракас и Посткаракас). Гнейсы Себастопол пронизаны гранитами с радиологическим возрастом 425 млн. лет. В западной части карибских цепей, в штате Яракуй, фундамент сложен гранулитами Юмаре, близкими по составу с метаморфическими породами массива Санта-Марта, датруемыми 1400 млн. лет. На п-ове Гуахира гранитогнейсы Иохонито из группы Макуира датируются цифрами 1250 млн. лет. На п-ове Парийя гнейсы Дракон имеют радиологический возраст 230 млн. лет.

Сиалический фундамент перекрывается группой Каракас, достигающей мощности 3—4 км. Разрез начинается конгломератами, песчаниками, алевролитами с прослоями неритовых известняков кимериджа. Выше залегает толща чередования глинистых пород и известняков с горизонтами основных вулкаников. Верхняя часть разреза сложена мощной серией тонкообломочных пород, нередко известковистых, с большим количеством органического материала. Вся толща метаморфизована в эпидот-амфиболитовой фации на юге и зеленосланцевой на севере. Радиологический возраст (К—Аг-метод) метаморфизма 126—115 млн. лет. Подобные образования продолжаются на восток до о-ва Тринидад и входят в состав так называемых карибских серий. На п-ове Парийя в их разрезе появляются горизонты гипсов. На о-ве Тринидад эпиметаморфические серии содержат органические остатки титона — апта.

В верхней баррем-аптской части разреза есть горизонты вулканитов осадочного состава.

Группа Каракас перекрывается слабометаморфизованными известково-сланцевыми сериями с вулканитами и конгломератами группы Посткаракас (верхний альб — верхний мел). Верхняя возрастная граница группы Посткаракас определяется по несогласному налеганию сантонских отложений.

В структурном отношении тектонический покров «ядра Кордильеры» имеет антиклинальное строение (возможно, антиформное). В ядре обнажаются породы фундамента и терригенные серии, а на крыльях — терригенные отложения с вулканитами. Сходство рассмотренных выше комплексов с метаморфическими толщами Эскамбрая очевидно. Группа Каракас соответствует разрезам I и II типа Эскамбрая, а группа Посткаракас — разрезу IV типа. Однако в современной структуре Карибского региона они значительно удалены друг от друга, и их разделяет область с океанической корой мелового возраста (Карибский бассейн).

Имеются и более близкие параллели. Часто отмечалось сходство и даже идентичность метаморфических толщ Эскамбрая, о-ва Хувентуд, зоны Гуанигуанико (провинция Пинар-дель-Рио). Однако, на наш взгляд, по поводу прямых корреляций настало время сделать несколько замечаний. Во-первых, на о-ве Хувентуд развиты существенно метаосадочные породы, роль вулканитов крайне незначительна, тогда как в Эскамбрае разрезы с вулканитами играют существенную роль и их значение ранее явно недооценивалось. Во-вторых, выделенные нами четыре типа разреза Эскамбрая ограничивают сопоставление с зоной Гуанигуанико тем, что непосредственные корреляции возможны только для I и II типа разрезов. Аналогия II типа разреза с поясом Кангре Пинар-дель-Рио очевидна. Критериями могут служить степень метаморфизма, присутствие вулканических пород как среди терригенной, так и среди карбонатной частей разреза. Что касается сопоставления разреза I типа с неметаморфизованными отложениями зоны Гуанигуанико, то здесь, на наш взгляд, нет прямой корреляции. Еще Д. Ригаси-Стюдер [30] отметил литологические различия. Так, например, метаморфические терригенные толщи Эскамбрая содержат значительно меньшее количество обломочного кварца, нежели песчаники Сан-Казано. Для карбонатных пород Гуанигуанико характерны пелагические кальционелловые известняки, тогда как в Эскамбрае преобладают мелководные известняки с горизонтами доломитов и включениями гипса.

Действительно, среди песчаников I и II типа много вулканомиктовых разностей и граувакк. Кроме того, среди юрско-нижнемеловых серий Гуанигуанико нет серпентинитовых тел. О составе фундамента в этой зоне можно судить только по обломкам лейкократовых гнейсов (гнейсы Гуаябо) [10] в конгломератах палеоцена — нижнего эоцена.

Однако указанные различия могут объясняться фациальными особенностями единого, но сложно построенного крупного бассейна, в котором осадконакопление контролировалось разными источниками сноса, степенью удаленности от них, наличием зон вулканизма и т. п. Бассейн развивался на континентальной коре южноамериканского типа. Зоны вулканизма отвечают областям раскола и раскрытия древних континентальных масс вплоть до появления бассейнов с корой океанического типа (III тип разреза).

ВЫВОДЫ

Из проведенного анализа следует, что на юге Центральной Кубы среди альпийских позднемезозойских комплексов развиты более древние образования, которые рассматриваются в качестве выходов фундамента. К ним относятся эклогит-амфиболитовый комплекс Мабухина с плагиогнейсами и плагиогранитами, кристаллический комплекс Альгаррабо и эклогит-амфиболитовый комплекс Яябо. По своему составу

комплексы Яябо и Мабухина близки между собой. Они могут являться фрагментами допозднемезозойского меланократового фундамента. Полученные цифры абсолютного возраста (К—Аг-метод) для плагиогнейсов Мабухина (480 млн. лет) позволяют рассматривать их как фрагменты палеозойской океанической коры. Кристаллические комплексы Альгарробо, вероятно, имеют еще более древний возраст и являются фрагментами сиалического фундамента, подстилавшего юрские терригенно-карбонатные отложения Эскамбрая. Положение комплекса Яябо не ясно. Можно интерпретировать его как часть палеозойского комплекса Мабухина, тектонически включенного в поле метаморфических толщ Эскамбрая, или как фрагменты меланократового фундамента южноамериканских (центральноамериканских) позднемезозойских деструктивных комплексов (разрезы III типа Эскамбрая).

Необходимо подчеркнуть, что все отмеченные типы фундамента юга Центральной Кубы в современной структуре находятся в аллохтонном залегании, т. е. они испытали значительные перемещения в ходе альпийского тектогенеза. Относительным автохтоном, или репером, по которому можно судить о горизонтальных перемещениях, является фундамент миогеосинклинальной зоны Кубы (фундамент Багамской плиты или Северо-Американского континента). Его южный край маркируется Главным офиолитовым швом Кубы, круто наклоненным на юг и четко выделяющимся положительными магнитными и гравитационными аномалиями. Он представляет собой корневую зону выжатых и надвинутых на север фрагментов мезозойской океанической коры бывшего окраинно-морского бассейна, раздавленного в результате коллизии Северо-Американской континентальной плиты и мезозойской островной дуги Больших Антил (зона Саса Кубы). Эта дуга, фрагменты которой непосредственно примыкают к офиолитовому шву с юга, сформировалась на фрагментах палеозойской океанической коры, которые образуют ее меланократовый фундамент.

Наконец, на самом юге Центральной Кубы возникла еще одна мощная зона тектонического ссучивания — Эскамбрайская, в строении которой участвуют, образуя серию надвинутых с юга тектонических пластин, фрагменты южноамериканской деструктивной континентальной окраины — ее сиалического фундамента и мезозойского чехла, деструктивных комплексов и, возможно, их меланократового основания.

Надо сказать, что деструктивные процессы неоднократно проявлялись в Карибском регионе и в значительной мере определили характер его развития, что уже отмечалось в литературе [6, 8, 12]. Начало этих процессов относится к позднему триасу и было связано с расколом Пангеи.

Согласно нашим представлениям, в это время между Северо- и Южно-Американским континентами, граница между которыми в Центральной Америке проходит по зоне Матагуа, существовала область с деформированной палеозойской базитовой по своей природе корой (эклогит-амфиболитовые комплексы Больших Антильских островов). Вполне вероятно, что это могли быть фрагменты замкнувшегося палеоокеана Япетус. Именно к этой структуре была приурочена в первой половине мезозоя зона максимального раскрытия, достигшая своего максимума в поздней юре, когда возникла океаническая область со своей островной дугой и окраинно-морским бассейном. Эта океаническая область представляла собой западное окончание Мезотетиса. С севера она была ограничена континентальным склоном Северо-Американского континента, а с юга обрамлялась сложнопостроенной деструктивной окраиной Южно-Американского континента.

В более позднее меловое время (дотуронское) началось новое раскрытие, на этот раз собственно Карибского бассейна. Ось раскрытия сместилась к югу и захватила область южноамериканской деструктивной окраины. Возникла новая система океанических бассейнов и островных дуг (Больших и Малых Антил). Этот период перестройки совпал во времени с максимальным раскрытием Атлантики.

В результате этого нового раскрытия движение масс по обе стороны от его оси приобрело двухстороннее центробежное направление — к северу и югу [8]. На юге на северной окраине Южной Америки образовался Карибский пояс надвиговых и покровных структур с четкой южной вергентностью. На севере эти движения вызвали сначала (в кампане) складчатые деформации в мезозойской островной дуге Кубы (и Больших Антиль), а затем (в палеоцене — эоцене) коллизию этой островной дуги с Северо-Американской плитой с одновременным раздавливанием окраинно-морского бассейна, перед фронтом дуги и формированием зоны скупивания из отторгнутых северных фрагментов Южно-Американской окраины, в ее тылу.

Таким образом, выявляется гетерогенное строение и сложная многоэтапная история развития о-ва Кубы (как и всей Большой Антильской современной островной дуги), в котором участвуют тектонически совмещенные фрагменты сиалической коры как Северо-Американского, так и Южно-Американского континента, а так же комплексы пород океанической коры и меланократового фундамента мезозойской островной дуги и мезозойского окраинно-морского бассейна. Можно с полным основанием утверждать, что Куба представляет собой один из классических примеров зон тектонического скупивания, свойственных следовательно не только межконтинентальным и внутриконтинентальным складчатым поясам, но и островодужным структурам.

Литература

1. Бовенко В. Г., Щербакова Б. Е., Ерниандес Г. Связь геологического строения и структуры земной коры в пределах Западной Кубы.— Сов. геология, 1978, № 6, с. 117—128.
2. Зарянов Ю. П. Генезис колчеданных залежей в метатерригенных толщах Кубы (на примере месторождения Карлота).— Тр. ЦНИГРИ, 1977, вып. 126, с. 108—115.
3. Книппер А. Л. Океаническая кора в структуре альпийской складчатой области. М.: Наука, 1975. 208 с.
4. Марков М. С., Соловьева И. А., Чехович В. Д. Островные дуги и становление «гранитного слоя» земной коры.— Геотектоника, 1967, № 1, с. 57—76.
5. Моссаковский А. А., Альбеар Х. Ф. Покровная структура Западной и Северной Кубы и история ее становления в свете изучения олистостром и моласс.— Геотектоника, 1978, № 3, с. 100—118.
6. Пуцаровский Ю. М. Проблемы тектоники и геодинамики Карибского региона.— В кн.: Тектоника и геодинамика Карибского региона. М.: Наука, 1979, с. 7—12.
7. Пуцаровский Ю. М., Книппер А. Л., Пуиг-Рифа М. Тектоническая карта Кубы.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Кубы. М.: Наука, 1967, с. 7—31.
8. Рябухин А. Г., Чехович В. Д., Зоненшайн Л. П., Хаин В. Е. Эволюция Мексикано-Карибского региона.— Геотектоника, 1983, № 6, с. 73—92.
9. Солин М. Л., Мильян Г. Метаморфические комплексы Пиноса, Эскамбрия и Ориента на Кубе и их возраст.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 5, с. 48—57.
10. Солин М. Л., Мильян Г. Геология метаморфических комплексов Кубы. М.: Наука, 1981. 220 с.
11. Солин М. Л., Сумин Л. В., Потопенко Ю. Я., Мильян Г. Проверка термонзохронного метода датирования на породах с известным геологическим возрастом. Результаты датирования некоторых метаморфических пород Альпийской области. Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта. М.: Геолгиз ВИНТИ, 1985, с. 1—18.
12. Хаин В. Е. Общие вопросы тектоники и тектонической истории Мексикано-Карибского региона.— В кн.: Тектоника и геодинамика Карибского региона. М.: Наука, 1979, с. 13—16.
13. Шейн В. С., Иванов С. С., Клещев К. А., Хаин В. Е., Марреро М., Сокорро Р. Тектоника Кубы и ее шельфа. Сов. геология, 1978, № 2, с. 104—119.
14. Эчевария Г., Шаблинская Н. В., Шацлов В. Н. Новые данные о строении земной коры западной части о. Куба.— Докл. АН СССР, 1974, т. 215, с. 673—676.
15. Beets D. G. Superimposed island arcs along the southern margin of the Caribbean. Progr. Geodyn. Amsterdam — New York, 1975, p. 218—233.
16. Bolotin Y. A., Yidkov A. V., Maximov A. A., Sosa A. Yacimiento de mineralis Sulfurosos de la serie metamorfica Escambray en la parte noroeste del macizo montanoso del mismo nombre 6.— Rev. tecnol., 1970, v. 8, N 2, p. 73—81.
17. Boyanov I., Goranov G., Cabrera R. Algunos nuevos datos sobre la geologia de los complejos de anfibolitas y granitoides en la parte sur de Las Villas.— Ser. geol. La Habana, 1975. 15 с.
18. Butterlin J. Geologie structurale de la region des Caraibe. Masson, 1977, p. 332.
19. Ducloz C., Vuagnat M. Apropos de l'age des Serpentinites de Cuba — Arch. sci. Geneve, 1963, v. 15, F 2, p. 309—332.

20. *Furassola-Bermudes G., Khudoley C. M., Mijailovskaya M. S.* Geologia de Cuba. La Habana, 1964, p. 239.
21. *Hatten C. W.* Principal features of cuban geology: Discussion.—Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1967, v. 51, N 5, p. 240—258.
22. *Hill P. A.* Geology and structure of the north-west Trinidad mountains, Los Villas province, Cuba.—Bull. Geol. Soc. Amer., 1959, v. 70, N 11, p. 1459—1478.
23. *Kanchev I., Boyanov I., Popov N. et al.* Geologia de la Provincia de los Villas. Resultados de los investigaciones geologicas y levantamiento geologico a escala 1 : 250 000. La Habana: Fondo geol. nac., 1978. 1480 p.
24. *Knipper A. L., Cabrera R.* Tectonic position of ultramafic bodies of Cuba—In: VI Conf. Geol. Caribe. Margarita, Venezuela, 1972, p. 167—170.
25. *Maresch W. V., Abraham K.* Petrography, mineralogy and metamorphic evolution of an eclogite from the Island of Margarita, Venezuela.—J. Petrol., 1981, v. 22, N 3, p. 337—362.
26. *Mattson P. H.* Subduction, buoyant braking, flipping and strikeslip faulting in the northern Caribben.—J. Geol., 1979, v. 87, N 3, p. 293—304.
27. *Meyerhoff A. A.* Future hidrocarbon provinces of Gulf on Mexicano-Caribbean Region.—Trans. Gulf. Coast. Assoc. Geol. Soc., 1967, p. 17, p. 160—182.
28. *Tijomirov I. N.* Formaciones magmaticas de Cuba y algunas particularidades de su metalogenia.—Rev. tecnol., La Habana, v. 5, N 6, p. 14.
29. *Tolkunov A. E., Cabrera R.* Particularidades de la geologia u la metalogenia de los Regiones mineralizados de los Villas y Oriente.—Ser. geol. La Habana, 1972, N 7. 18 p.
30. *Rigassi-Stider D.* Sur le geologia de la Sierre de los Organos, Cuba — Arch. sci. Soc. phys.-hist. nat. Geneve, 1963, v. 16, p. 107—120.
31. *Stephan Y. F., Beck C., Bellizzia A., Blanchet R.* La chaine caraibe du Pacifique a l'Atlantique.—Mem. Bur. rech. geol. et miniers, 1980, N 115, p. 38—59.

Геологический институт
АН СССР

Поступила в редакцию
12.XII.1984

УДК 551.241 (729.1)

БУШ В. А., ЩЕРБАКОВА И. Н.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЛУБИННОЙ ТЕКТОНИКЕ КУБЫ

На основании дешифрирования космических снимков и комплексной количественной интерпретации гравитационных и сейсмических данных характеризуется строение земной коры и структура складчатых комплексов Кубы. Показано, что территория острова представляет собой тектоническое совмещение участка Северо-Американской плиты с континентальной земной корой, меловой островной вулканической дуги с переходным типом земной коры и покровным тектоническим строением и фрагмента палеогеновой островной вулканической дуги с переходной корой и автохтонным строением. Границу между континентальной и переходной земной корой образует глубинный разлом, падающий к югу (зона обдукции). В структуре меловой островной дуги выделяется синформа Саса, антиформа Гуанигуанико и метаморфические купола. Обсуждается направление перемещения тектонических покровов, расположение их корневых зон, роль крупномасштабных левосторонних сдвигов в формировании структуры острова.

Глубинное геологическое строение Кубы привлекало внимание многих исследователей, рассматривавших его с позиций как фиксистских [6, 16, 17, 20, 23], так и мобилистских тектонических концепций [5, 7, 10, 11, 19, 21, 22]. Однако данные по структурно-тектоническим особенностям территории, полученные геологическим картированием, и геофизические данные по глубинной тектонике анализировались, как правило, раздельно, без должной взаимной увязки (исключениями представляются только работы В. С. Шеина и К. А. Клещева [5, 13]), что не позволяло полностью использовать все сильные стороны как геофизических, так и геологических методов исследований. Авторы данной работы попытались осуществить синтез данных наблюдений обменных волн от землетрясений (МОВЗ — «Земля») [1] и гравитационных данных [18, 28] совместно с новыми данными о структуре Кубы, полученными с помощью дешифрирования космических снимков с метеорологических спутников, а также с опубликованными результатами геологических съемок и глубокого бурения.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Основную роль в понимании глубинной тектоники Кубы играют сейсмические данные МОВЗ, с помощью которых удалось проследить устойчивые границы обмена, отождествляемые с поверхностями фундамента, Конрада, Мохоровичича, а также ряд промежуточных границ, характеризующихся как нормальным распределением сейсмических скоростей, так и их инверсией. Важное значение имеют также результаты профилирования КМПВ, позволяющие определить скорости сейсмических волн и через них — примерную величину плотности слоев.

Дешифрирование космических снимков позволило выделить наиболее значительные структурные элементы Кубы: осевой разлом, крупные антиформные и синформные структуры и определить направление наклона основных структурно-тектонических поверхностей. Характер ограничений структурных элементов также определялся по космическим снимкам с учетом геологических данных о кинематических особенностях разрывов и формационной характеристики тектонических зон и комплексов. Все эти сведения суммированы на структурно-тектонической схеме Кубы (рис. 1).

На основе сейсмических и структурных построений нами была осуществлена комплексная количественная интерпретация сейсмических и

гравитационных материалов, результаты которой представлены разрезами земной коры Западной, Центральной и Восточной Кубы. Работа выполнена на ЭВМ ЕС-33 с применением автоматизированной системы интерпретации гравитационных аномалий, разработанной в Институте геофизики АН УССР [3].

Данные дешифрирования, геологических съемок, сейсморазведки и бурения использовались для составления гипотетических разрезов, суммарный гравитационный эффект от которых сопоставлялся с наблюдаемой кривой силы тяжести (аномалии Буге). Результаты сопоставления служили основанием для внесения в гипотетические разрезы корректив, которые заключались в изменении избыточных плотностей, идентификации и стратификации плотностных границ (они же скоростные границы) и их положения. После того как модели разрезов откорректированы настолько, что теоретические кривые силы тяжести близки к наблюдаемым с точностью до $\pm 20-30$ мгл, на ЭВМ производится автоматический подбор различных вариантов конфигурации границ, в том числе и на тех участках профилей, где сейсмические данные отсутствуют. Такой подбор осуществляется с весьма высокой точностью (до $\pm 2-4$ мгл). Окончательный вариант интерпретации выбирается с минимальным отклонением от наблюдаемой кривой силы тяжести с условием соответствия структурно-тектоническим построениям по поверхности.

Выполненная комплексная интерпретация позволила внести существенные коррективы в геологическое истолкование сейсмических границ и тем самым в понимание глубинного строения Кубы.

ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

Одним из важных результатов дешифрирования космических снимков явилось уточнение положения «осевого разлома» Кубы, протягивающегося вдоль всего острова на расстояние более 800 км. На западе он совпадает с известным разломом Пинар-дель-Рио и прослежен далее вдоль всей Центральной Кубы вплоть до района Ольгин, где севернее бухты Нипе он уходит в Атлантику. Материалы геологических съемок подтверждают существование этого разлома лишь на отдельных его участках в секторах Гавана-Матансас, Вилья-Клара и Камагуэй. Однако отдешифрованный разлом на всем протяжении сопровождается устойчивой отрицательной гравитационной и магнитной аномалиями [18, 28], что не оставляет сомнений в его присутствии на глубине.

Комплексная интерпретация гравитационных и сейсмических данных позволила установить, что обнаруженный на космических снимках «осевой разлом» является южным ограничением зоны соприкосновения Кубинской островной дуги и Багамской плиты, совпадающей в плане с упомянутой отрицательной гравитационной и магнитной аномалиями. Существование зоны столкновения литосферных плит на Кубе предполагали и другие исследователи [1, 10, 15, 22, 24], однако до сих пор не сложилось единого мнения о положении этой зоны на глубине, направлении и величине надвижения. В процессе интерпретации нами была предпринята попытка составить разрез земной коры без такой зоны обдукции, однако эта гипотеза не удовлетворяет наблюдаемому гравитационному полю, а в верхней части разреза противоречит и геологическим данным. Особенно хорошо это видно на профиле IV (рис. 2) при сравнении наблюдаемой кривой с гравитационным эффектом от зоны обдукции, с одной стороны, и от субгоризонтальных границ в земной коре — с другой.

Зона взаимодействия плит представляет собой падающую к югу под углом около 65° зону разлома шириной в 5–10 км, прослеженную до глубины 55 км. На сейсмических динамических разрезах в параметрах амплитуд обменных волн [1] ей соответствует область отрицательных значений. На глубине 10–12 км (на уровне кровли базальтового слоя) в зоне обдукции меняется знак эффективной плотности: со знака «ми-

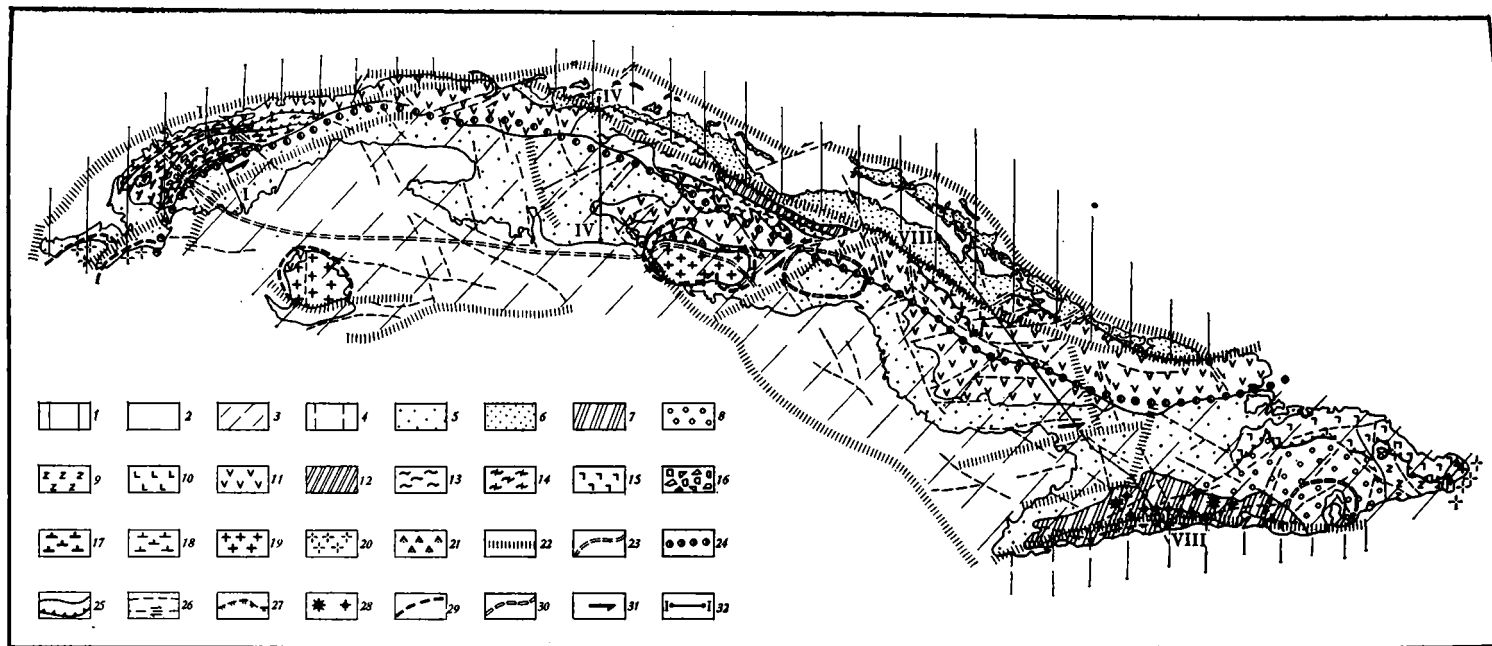


Рис. 1. Схема структуры Кубинской островной дуги по данным дешифрирования космических снимков и геолого-геофизическим данным

A — характер земной коры: 1 — континентальная кора внешней части островной дуги, 2 — зона контакта континентальной и переходной коры, 3 — переходная кора внутренней части островной дуги, 4 — субокеаническая кора глубоководного желоба Барлетт. *Б* — структурные зоны: *Б-I* — автохтон: 5 — неоавтохтон (моласса P_2-Q), 6 — миогеосинклиальный комплекс $J-K_2$ (зона Ремедиос), 7 — «эвгеосинклиальный» комплекс антиклинория Сьерра-Маэстра (K_2-P_2), 8 — молассовый комплекс синклинория Гуантанамо (P_2-N_2), 9 — метаморфический комплекс антиклинория Пурьяль ($J-K$); *Б-II* — аллохтонный комплекс синформы Саса, ядро синформы: 10 — офиолитовые тектонические пластины (Баия-Онда, Вилья-Клара), 11 — «эвгеосинклиальный» тектонический покров (K_{1-2}); северное крыло синформы: 12 — внутренняя миогеосинклиальная зона Пласетас (J_3-P_1), 13 — внешняя скибовая миогеосинклиальная зона Камахуани (J_3-P_1); южное крыло синформы: 14 — миогеосинклиальная скибовая зона Сьерра-дель-Росарио (K_1-P_1), 15 — офиолитовые тектонические пластины (Нипе-Кристалль, Моа-Барракоа). *В* — аллохтонный комплекс антиформы Гуанигуанико: 16 — ядро антиформы, олистостромовый комплекс Сьерра де-лос-Органос (K_2-P_1), 17 — внутренние «лептогеосинклиальные» зоны крыльев антиформы (J_{1-2}), северного (Альтурас де-Пизаррас дель-Норте, Синко-Песос) и южного (Альтурас де-Пизаррас дель-Сур), 18 — внешние скибовые зоны крыльев антиформы: северного (миогеосинклиальная зона Ла-Эсперанса, J_3-K-P_1) и южного (метаморфическая зона Кангре, $J_{1-2}-K_1$), *Г* — метаморфические купола: параавтохтонные ядра $J_{1-2}-J_3$ (19 — обнаженные на поверхности, 20 — под неоген-четвертичным чехлом), 21 — внешний амфиболитовый чехол. *Д* — разломы: глубинные, по геофизическим данным: 22 — мантийные, 23 — южный амфиболитовый шов, 24 — осевой разлом Кубы; разломы, по данным дешифрирования: 25 — региональные (разделяющие тектонические комплексы и зоны), 26 — локальные, в том числе сдвиги, 27 — сбросы обрушения южного склона Сьерры-Маэстры. *Е* — прочие обозначения: 28 — центры палеоцен-эоценового вулканизма Сьерры-Маэстры, 29 — крупные метаморфогенные кольцевые структуры, 30 — крупные кольцевые структуры неясного генезиса, 31 — направление латерального перемещения крупных блоков переходной коры, 32 — линии геофизических разрезов (см. рис. 2—4)

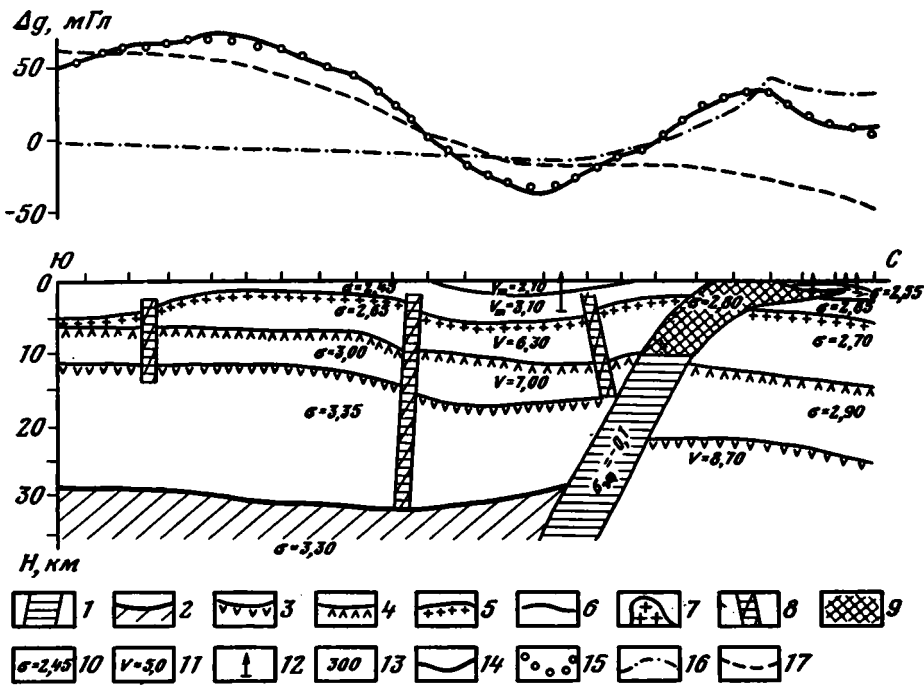


Рис. 2. Геолого-геофизический разрез земной коры Центральной Кубы
 1 — область столкновения Кубинской островной дуги с Багамской платформой; 2 — астеносфера; 3 — подошва земной коры; 4 — кровля нижнего слоя консолидированной коры; 5 — кровля верхнего слоя консолидированной коры; 6 — плотностные границы в чехле; 7 — интрузия гранитондов; 8 — глубинные разломы; 9 — протрузия серпентинитов; 10 — плотность пород, г/см³; 11 — скорость продольных волн, км/с; 12 — скважина; 13 — номер пикета; 14 — наблюдаемая кривая силы тяжести; 15 — подобранная кривая силы тяжести; 16 — гравитационный эффект от зоны обдукции; 17 — гравитационный эффект от консолидированной части коры

нус» на больших глубинах — на знак «плюс» в верхней части разреза, что может быть связано с различным градиентом плотностей заполняющих зону разлома гипербазитовых масс и вмещающих пород. Достоверность выделения этой зоны повышается тем, что выдавленные по ней серпентиниты обнажаются на поверхности.

Северная граница выхода зоны обдукции на поверхность удовлетворительно совпадает в секторах Гавана-Матансас, Вилья-Клара, Камагуэй и Ольгин с выходом надвига офиолитовых толщ на «миогеоинклинальные» комплексы (см. рис. 1) — «гипербазитовый шов» [5, 13, 21]. По профилям I и IV минимальная величина горизонтального перекрытия автохтона выдавленными из шва офиолитами составляет 20 км (хотя отдельные чешуи могли переместиться и на большее расстояние). В качестве южной границы зоны обдукции на рис. 1 принят «осевой разлом Кубы», примерно совпадающий с проекцией на поверхность основания всячего ее крыла. Относительно крутой угол погружения зоны обдукции может быть связан с тем, что на Кубе более плотная островодужная плита надвинута на более легкую континентальную, которая в силу своей плавучести сопротивляется значительному погружению.

Вдоль описанной зоны контактируют плиты с земной корой различного типа. На севере лежит Северо-Американская плита с типично континентальной корой. В пределах северной миогеоинклинальной части Кубы мощность континентальной коры меняется от 22 до 32 км, и она состоит из трех слоев. Два нижних слоя, составляющих консолидированную часть коры, имеют скоростные и плотностные характеристики, типичные для «базальтового» и «гранитного» слоев (таблица). На Центральной Кубе мощности их примерно одинаковы, но в секторе Пинардель-Рио мощность нижнего («базальтового») слоя (15 км) заметно превышает мощность верхнего («гранитного») — 10 км (рис. 3).

Характеристики слоев земной коры Кубинской островной дуги
(в числителе скорость продольных сейсмических волн, км/с, в знаменателе плотность, г/см³)

Названия слоев		Северная, «многоэпиклинали- ная» часть		Южная, «эвгеосинклиналиная» часть		
		Западная Куба	Центральная Куба	Западная Куба	Центральная Куба	Восточная Куба
Чехол	Осадочный	$\frac{2,7-3,1}{2,25}$	—	$\frac{3,1}{2,25}$	$\frac{2,1-3,1}{2,25}$	—
	Осадочно-вул- каногенный	$\frac{5,6}{2,55}$	$\frac{5,1-5,4}{2,55}$	$\frac{3,4-3,7}{2,45}$	$\frac{3,1-4,4}{2,45}$	$\frac{4,0-4,8}{2,45-2,60}$
Консолиди- рованная кора	Верхний слой	$\frac{5,8-6,4}{2,70}$	$\frac{6,2-6,3}{2,70}$	$\frac{5,4-6,4}{2,65}$	$\frac{6,3}{2,65}$	$\frac{5,8-6,4}{2,65-2,80}$
	Нижний слой	$\frac{6,9}{2,90}$	$\frac{7,2}{2,90}$	$\frac{7,3^*}{3,00}$	$\frac{6,4-7,0}{3,00}$	$\frac{6,3-6,7}{3,0-3,10}$
Мантия	Надастеносфер- ная часть	$\frac{8,1}{3,35}$	$\frac{?}{3,35}$	$\frac{?}{3,35}$	$\frac{?}{3,35}$	$\frac{8,1}{3,35-3,40}$
	Астеносфера				$\frac{?}{3,30}$	$\frac{?}{3,20-3,30}$

Примечание. Кажущаяся скорость.

Над консолидированной корой располагается чехол, подразделяющийся на 2—3 слоя мощностью в 1—3 км каждый, различающиеся по физическим параметрам. Обоснованная стратификация их сейчас затруднена отсутствием буровых данных. На Центральной Кубе отмечается устойчивое воздымание всех слоев коры к югу, в сторону гипербазитового шва. В секторе Пинар-дель-Рио залегание этих слоев субгоризонтальное с антиклинальным перегибом в районе оси антиформы Гуанигуанико.

Земная кора южной «эвгеосинклиналиной» части Кубы, лежащей к югу от зоны обдукции, имеет принципиально иное строение. До сих пор среди исследователей Кубы нет единого мнения о типе коры, слагающей эту территорию. Некоторые [19] считают, что островная дуга заложилась на океанической коре, иные [1], — что на континентальной. В последнем случае в качестве доказательства используется якобы значительная общая мощность коры.

Комплексная интерпретация гравитационных и сейсмических данных показала, что общая мощность земной коры на юге Центральной Кубы существенно меньше, чем считалось только по сейсмическим данным МОВЗ. Например, по профилю IV она изменяется от 11 до 17 км, а не в пределах 29—32 км, как предполагалось ранее. Сейсмическая граница, лежащая на этой глубине, к поверхности Мохо, по всей вероятности, была отнесена ошибочно, тем более, что у нее нет скоростного обоснования. Мы приняли эту границу за поверхность астеносферы с эффективной плотностью — 0,05 г/см³, и при этом предположении расчетная кривая силы тяжести хорошо совпадает с наблюдаемой. То обстоятельство, что на сейсмическом разрезе МОВЗ эта граница не была причислена к границам с инверсией плотностей, видимо, объясняется несовершенством использованных методических приемов обработки [9]. На профиле VIII на сопоставимых глубинах также фиксируются протяженные участки сейсмических горизонтов с пониженной скоростью, которые обычно принято связывать с подошвой литосферы. Во всяком случае предлагаемая нами модель с высокой точностью удовлетворяет гравитационному полю, чего нельзя сказать о модели, вытекающей из данных МОВЗ.

отличие этой коры от континентальной коры северной части Кубы совершенно очевидно.

Четко обособляется от земной коры Западной и Центральной Кубы блок земной коры Восточной Кубы (см. рис. 1). По данным профиля VIII (рис. 4), на севере, по линии Кауто — Нипе, он опирается в крупный астеносферный диапир, замещающий нижнюю часть земной коры. Основанием для прогнозирования здесь поверхности астеносферы послужили протяженные участки сейсмических границ с инверсией скорости, прослеженные на глубине 30—40 км. Конфигурация центральной части диапира подобрана под наблюдаемую кривую силы тяжести. Ширина диапира по линии разреза VIII составляет 16 км. Его кровля залегает на глубине 10 км. Малая мощность литосферы и практическое отсутствие сейсмических границ в коре позволяют отнести земную кору впадины Кауто — Нипе к субокеаническому типу. Консолидированную часть коры в этой впадине выделить не удается.

С мантийным диапиром связаны глубинные разломы впадины Кауто — Нипе. Южный разлом, заложившийся на продолжении склона диапира, является одновременно и северным ограничением блока Сьерры-Маэстры. Возможно, что по разломам, ограничивающим мантийный диапир, произошло перемещение Сьерры-Маэстры с запада и ее совмещение с островной дугой Кубы.

Мощность земной коры Сьерры-Маэстры составляет 17—27 км и скачкообразно (по разломам) уменьшается к югу в направлении желоба Бартлетт. Строение коры преимущественно трехслойное. Два нижних слоя составляют консолидированную часть коры, верхний слой образует чехол. Два северных блока (см. рис. 4, разрез VIII) различаются лишь разной мощностью «базальтового» слоя и имеют плотности такие же, как и слои «эвгеосинклинальной» части Центральной Кубы. Следующий к югу блок характеризуется сокращением мощности консолидированной части коры на 7 км, увеличением плотности всех слоев коры на 0,05—0,15 г/см³, выклиниванием к югу «гранитного» слоя. Приведенные данные позволяют отнести земную кору Сьерры-Маэстры к промежуточному, островодужному типу. Исключение составляет самый южный блок, имеющий двухслойное строение. Нижний слой с плотностью 3,1 г/см³, по-видимому, представляет собой океаническую кору. Верхний слой мощностью 8—9 км имеет плотность около 2,8 г/см³ и, возможно, сформирован в процессе оползания плотных эффузивных масс побережья в глубоководный желоб Бартлетт.

Рассмотренные выше основные блоки земной коры Кубы граничат друг с другом по зонам глубинных разломов, пересекающих поверхность Мохоровичича и уходящих в мантию (мантийные разломы). Такие разломы сопровождаются цепочками линейных аномалий и зонами повышенных градиентов магнитного и гравитационного поля. К ним же, по сейсмическим данным и результатам комплексной интерпретации, приурочены резкие изменения глубин сейсмических горизонтов и плотностных границ. Сопоставление сети глубинных разломов с крупными линейными структурами, дешифрируемыми на космических снимках, указывает на ограниченную их сходимость (см. рис. 1). Очевидно, далеко не все мантийные разломы проникают в верхние структурные комплексы земной коры. Особенно показателен в этом отношении «южный амфиболитовый шов», пересекающий поперек антиформу Гуанигуанико и достигший поверхности только в депрессии Лос-Паласнос.

Это явление хорошо коррелируется с ведущей ролью покровных тектонических структур в геологическом строении Кубы, установленной геологическими съемками и подтвержденной дешифрированием космических снимков. Следует отметить, что возможности литологостратиграфической интерпретации использованных снимков высоких уровней генерализации в условиях Кубы определенным образом ограничены мощным почвенно-растительным покровом и уровнем разрешения съемочной аппаратуры. Однако разделение существенно карбонатных («миогеосинклинальных»), преимущественно терригенных флишевых («лепто-

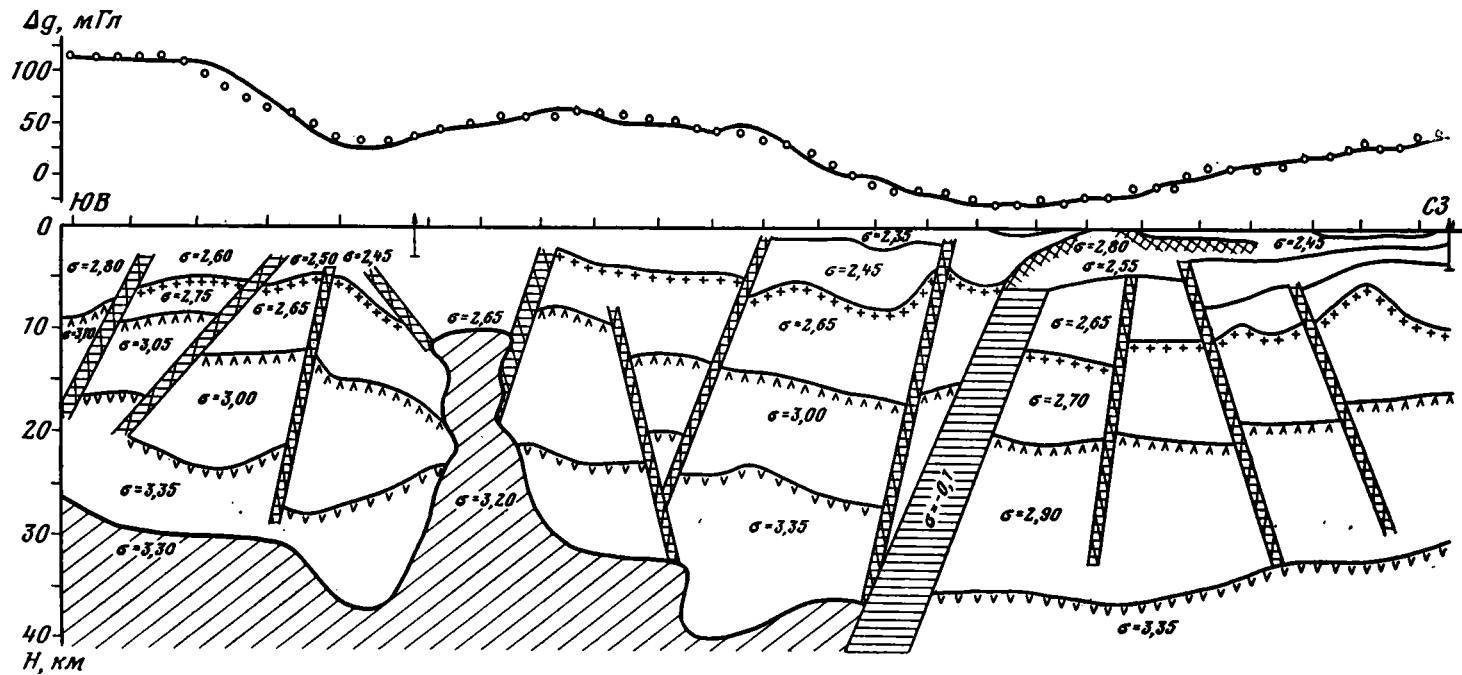


Рис. 4. Геолого-геофизический разрез Восточной Кубы. Условные обозначения см. на рис. 2

геосинклинальных»), осадочно-вулканогенных («эвгеосинклинальных») и метаморфических толщ, а также дешифрирование выходов офиолитовых пород, во многих случаях гранитоидов, может осуществляться достаточно уверенно. По характеру изображения опознаются олистостромовые комплексы и офиолитовый меланж. На снимках хорошо передаются во многих случаях важные особенности складчатых структур — поля линейной складчатости, «скибовые» (чешуйчатые) зоны, некоторые крупные антиклинальные и синклинальные складки. Разрывные нарушения обычно удается разделять на кинематические типы (сбросы, сдвиги, надвиги и шарьяжи). Выделяются также крупные кольцевые структуры. Корреляция результатов дешифрирования с данными геологического картирования существенно повышает достоверность интерпретации.

По данным дешифрирования среди основных структурных элементов Кубы различаются: 1) эоцен-плиоценовый и четвертичный неоавтохтонный молассовый чехол, 2) автохтонные складчатые комплексы: а) миогеосинклинальный комплекс северо-восточного побережья острова, б) вулканогенно-осадочный комплекс Восточной Кубы; 3) аллохтонные комплексы: а) синформы Саса, б) антиформы Гуанигуанико и в) метаморфических куполов. В дальнейшем мы будем рассматривать преимущественно складчато-покровные комплексы, уделяя неоавтохтонному чехлу необходимый минимум внимания.

СИНФОРМА САСА

Наиболее ярким структурным элементом складчатого основания острова, занимающим, видимо, самое высокое (не считая неоавтохтона) тектоническое положение, является крупная синформная складка (синформа Саса), протягивающаяся от г. Баия-Онда до провинции Ольгин. В ее структуре участвуют ниже- и верхнемеловые базальт-андезитовые лавовые, туфовые и туфогенно-осадочные накопления островодучного типа в ассоциации с пластинами офиолитов и тектонически подстилаемые миогеосинклинальными толщами. В пределах синформы выделяется ее ядро, северное крыло, образованное наклоненными к югу тектоническими поверхностями и структурными единицами, и южное крыло, где эти элементы структуры наклонены в северном направлении.

В ядре синформы Саса наиболее высокое структурное положение занимают полого лежащие тектонические пластины серпентинизированных массивных гарцбургитов, реже дунитов, троктолитов и габбро. Они слагают чашеобразный массив Вилья-Клара [21], состоящий, по данным дешифрирования, из ряда налегающих друг на друга пластин, а также западную часть массива Баия-Онда.

Ниже по тектонической последовательности располагается мощная (до 5 км и более, по сейсмическим данным) тектоническая пластина осевой единицы синформы. Она имеет неоднородную внутреннюю структуру. На западе, в зонах Баия-Онда и Гавана-Матансас ее характеризуют сжатые мезоскопические синформные складки протяженностью до 15—30 и шириной до 5—8 км. В их основании лежат пластины серпентинитов мощностью во многие сотни метров, а в ядрах — сложноперемятые меловые вулканогенно-осадочные толщи. Структура промежутков между этими синформами по космическим снимкам не расшифровывается.

В секторе Вилья-Клара под верхней офиолитовой пластиной в меловых эффузивах устанавливаются сжатые линейные складки запад — северо-западного простирания. К юго-западу от осевого разлома эффузивы формируют уже крупные открытые линейные складки, оси которых по дугегибают метаморфические купола Эскамбрая. Взаимоотношения метаморфитов и эффузивов уничтожены пластинообразным телом позднемеловых гранитоидов, видимо, внедрившимся вдоль их контакта. Отнесение этого участка к синформе Саса дискуссионно; ви-

димо, он образует особую тектоническую единицу, перекрывающую метаморфические купола.

Ближкий характер имеет и структура меловых вулканических толщ в секторе Камагуэй. Севернее осевого разлома над офиолитовой тектонической пластиной устанавливаются сжатые линейные складки запад — северо-западного простирания. Юго-западнее этого разлома преобладают открытые, местами брахиформные складки с восток — северо-восточным простиранием осей. Граниты сектора Камагуэй располагаются широкой полосой вдоль осевого разлома, что также может свидетельствовать об особом тектоническом положении южного участка этого сектора.

Восточное окончание ядра синформы Саса наблюдается в секторе Ольгин. Здесь подобно сектору Гавана-Матансас отчетливо дешифрируются нагроможденные друг на друга мезоскопические синформные складки длиной до 30 и шириной в 6—12 км. В основании синформ лежат пластины офиолитового меланжа с хорошо выделяющимися на снимках глыбами более устойчивых к выветриванию пород. В ядрах синформ располагаются эффузивы мела. Структура промежутков между синформами по снимкам не расшифровывается. Тектоническая поверхность, ограничивающая с юга в секторе Ольгин синформу Саса (восточный участок осевого разлома), по данным дешифрирования и сейсмическим данным (профиль VIII), наклонена к северу, хотя и под относительно крутым углом. Мощность ядра синформы по этому профилю составляет 5—6 км.

Северное крыло синформы Саса сложено миогеосинклинальными толщами и хорошо изучено в секторе Вилья-Клара. В нем выделяются две структурно-формационные зоны. Внутреннее положение занимает зона очень четко дешифрирующихся синформных складок, известная с работ К. Дюкло под названием зоны Пласетас. Три наиболее крупные складки (Сифуэнтес, Пласетас и Харауэка) достигают длины 30—40 км при ширине в 6—9 км. Основание синформ образовано офиолитовым меланжем, имеющим характерное изображение на космических снимках и содержащим крупные глыбы габбро и диабазов. В ядрах складок, по данным А. Л. Книппера [4], располагаются тектонизированные фрагменты линейных структур миогеосинклинальных толщ зоны Пласетас, местами переходящие в олистостромовые толщи. Синформные складки сжаты, имеют параллельные крылья, и осевые поверхности их опрокинуты к северо-востоку. Буровые скважины, по данным А. Л. Книппера и Р. Кабреры [21], вскрывают под олистостромами серпентиниты. В северо-западной части зоны Пласетас развиты сжатые линейные складки. Не совсем ясным остается положение гранитов Трес-Гуанос и Лас-Бокас. Не исключено, что они образуют очень крупные тектонические отторженцы.

Внешняя структурная зона северного крыла синформы Саса представлена скибовыми (чешуйчатыми) структурами зоны Камахуани, по характеру строения и изображения на космических снимках полностью аналогичными известной аллохтонной скибовой зоне Восточных Карпат. Это круто (60—80°) наклоненные к юго-западу моноклинальные блоки-чешуи шириной в 1—2 км и длиной во многие десятки километров, причем более древние породы титона в чешуях надвинуты на самые молодые палеоцен-эоценовые олистостромы свиты Вегас. Первично-складчатое строение этих чешуй проблематично.

Далее к северо-западу миогеосинклинальные структурные зоны северного крыла синформы Саса тектонически перекрыты в секторе Матансас эффузивами ее ядра и восточнее Гаваны вскрываются буровыми скважинами под шарьяжем эффузивов [7, 13]. На юго-востоке структурные аналоги зон Пласетас и Камахуани отсутствуют, хотя выходы миогеосинклинальных толщ типа фациальной зоны Пласетас известны в ряде мест вдоль северной границы офиолитового массива Камагуэй (по снимкам устанавливается, что здесь офиолиты перекрывают их тектонически) и в секторе Ольгин.

Южное крыло синформы Саса лучше всего представлено в горах Сьерра-дель-Росарио, где его формируют миогеосинклинальные толщи, фациальные аналоги зон Пласетас и Камахуани. По данным А. Пшулковского [26], подтверждаемым дешифрированием космоснимков, это крыло представляет собой комплекс надвинутых друг на друга тектонических чешуй-скиб, круто падающих в северном направлении под эффузивные толщи ядра синформы Саса (зона Баня-Онда). По снимкам здесь выделяется не менее четырех крупных чешуй. Самая северная (верхняя) из них описана А. Пшулковским под названием единицы Гуахайбон. Под ней лежит чешуя Киньёнес, а ниже последней — «северная осевая единица», состоящая, по данным дешифрирования, не менее чем из двух чешуй, разделенных пластиной офиолитов. Чешуи-скибы имеют моноклинальное строение, причем позднеюрские толщи их оснований тектонически контактируют с маастрихт-палеоценовыми олистостромами (свита Каскарахикура) кровли нижележащей чешуи. Возможно и более сложное строение скиб. Самая южная чешуя, по данным дешифрирования, падая к северу, тектонически перекрывает лежащую южнее единицу Синко-Песос («южную осевую единицу» А. Пшулковского), которая может быть отнесена уже к антиформе Гуанигуанико.

На Центральной Кубе южное крыло синформы Саса либо сброшено осевым разломом, либо перекрыто молассовым неоавтохтоном. Оно вновь появляется на дневной поверхности только на востоке Кубы, в секторе Нипе, где к нему следует причислить полого наклоненные к северу офиолитовые тектонические пластины, шарьированные на автохтон синклинория Гуантанамо и антиклинория Пурьяль. Это тектоническое перекрытие отчетливо фиксируется на снимках, причем видно, как простирающиеся к северо-востоку складки автохтона перекрыты офиолитовой пластиной гор Нипе, Кристаль и Моа-Барракоа с образованием прекрасно выраженных тектонических останцов и тектонических окон. У побережья в строении пластин существенную роль начинают играть эффузивы мела, видимо, лежащие выше по разрезу. Такая структура сектора Нипе хорошо подтверждается данными А. Л. Книппера и М. Пуиг-Риффа [4]. К сожалению, геофизические данные, которые могли бы раскрыть глубинную структуру Восточной Кубы, пока отсутствуют.

АНТИФОРМА ГУАНИГУАНИКО

Эта структура располагается на западе Кубы непосредственно к югу от южного крыла синформы Саса и структурно ниже него. Покровная структура ее подробно изучена К. Пиотровской [25]. В строении антиформы выделяется ее ядро, северное крыло, образованное падающими к северу тектоническими поверхностями и структурными единицами, и южное крыло, сформированное падающими к югу структурными единицами.

Ядро антиформы Гуанигуанико образовано тектонически перемешанными глыбовыми (олистостромовыми) толщами, состоящими из гигантских олистолитов верхнеюрских известняков (известных на Кубе под названием «могот»), реже известняков нижнего мела, погруженных в матрицу «дикого флиша» верхнего мела — палеоцена. Здесь же встречаются протрузии серпентинитов, видимо, игравшие роль «смазки» при перемещении глыб. Этот пояс, получивший название зоны Сьерра-де-лос-Органос [25], четко выделяется на космических снимках, причем его внутренняя «мегаглыбовая» структура выражена на них чрезвычайно ярко. На востоке этой зоны по данным дешифрирования предполагаются выходы флишoidных толщ нижней — средней юры (свита Сан-Каэтано), видимо, также располагающихся в олистостромовой толще. Вертикальная мощность олистостромов ядра антиформы Гуанигуанико, по данным сейсмического профилирования, приближается к 4—5 км, причем антиклинальная структура их подошвы полностью соответствует антиформной структуре кровли.

Северное крыло антиформы Гуанигуанико образовано двумя структурными зонами: внутренней и внешней. Внутреннюю структурную зону (Альтурас де-Пизаррас дель-Норте, по К. Пиотровской [25]) формируют «лептогеосинклинальные» флишоидные разрезы нижней — средней юры (свита Сан-Каэтано), терригенно-карбонатные разрезы верхней юры — нижнего мела и местами — маломощные олистостромы маастрихта. Они образуют чешуйчатые скибовые структуры, круто падающие к северу и обрезанные на востоке диагональным правым сдвигом Сан-Диего де-лос-Баньос, который четко дешифрируется на снимках и местами сопровождается протрузиями серпентинитов. Тектоническое налегание их на олистостромы ядра антиформы дешифрируется очень четко и не оставляет сомнений в своей природе ввиду срезания аллохтоном структуры нижележащих пород. Восточное продолжение внутренней зоны северного крыла антиформы Гуанигуанико предполагается в структурной зоне Синко-Песос в Сьерра-дель-Росарио, где установлены крупные складки, сложенные флишоидной свитой Сан-Каэтано, карбонатными отложениями верхней юры — нижнего мела, нижне- и верхнемеловыми «лептогеосинклинальными» терригенно-туфогенными карбонатными отложениями и маастрихт-палеоценовыми олистостромами. Зона Синко-Песос (видимо, построенная также достаточно сложно) тектонически перекрыта южным крылом синформы Саса, описанным выше.

Внешняя зона северного крыла антиформы Гуанигуанико имеет уже хорошо знакомое нам скибовое строение. Оно представлено в плохо обнаженной прибрежной зоне Ла-Эсперанса, образованной чешуями миогеосинклинальных карбонатных разрезов нижнего и верхнего мела, тектонически перетасованными с чешуями фациально чуждых им туфитов и граувакк верхнего мела и с чешуями серпентинитов. Эта толща, вскрытая скважинами Эсперанса-1,2, Димас, Сан-Рамон, круто ($50-70^\circ$) наклонена к северу, в сторону шельфа. Взаимоотношения зоны Ла-Эсперанса с южным крылом синформы Саса неизвестны, так как первая срезана сдвигом Сан-Диего. Однако миогеосинклинальные разрезы, участвующие в структуре обеих наклоненных к северу скибовых зон, достаточно близки друг другу, на что указывает Г. Мильян [12].

Большой интерес представляет «тектоническое окно Кабеза дель-Хорасно» на западе внутренней зоны северного крыла антиформы Гуанигуанико. Здесь в плохо обнаженном районе известны выходы офиолитового комплекса (габбро и подстилающие их серпентиниты), образующие, по данным дешифрирования, небольшую синформную структуру. Эта складка была закартирована [12] П. А. Кислицыным, который отмечал, что серпентиниты перекрывают свиту Сан-Каэтано. Весьма заманчиво предположение, что здесь в ядре небольшой складки сохранились остатки лежавшего выше тектонического покрова синформы Саса.

Южное крыло антиформы Гуанигуанико по своей структуре напоминает северное крыло. Оно также расчленяется на две структурные зоны: внутреннюю и внешнюю. Прилегающая к ядру антиформы внутренняя структурная зона Альтурас де-Пизаррас дель-Сур [25] образует тектонический покров, по характеру разреза аналогичный внутренней зоне северного крыла антиформы. Тектоническое его налегание на ядро антиформы с общим пологим падением к югу очень четко дешифрируется на снимках, особенно в тектонических окнах в районах Сумидеро и Виньялес. В покрове установлены достаточно пологие открытые складки. На юго-востоке эта зона срезана продольным сбросом Пинар-дель-Рио, имеющим, по данным дешифрирования, существенную левостороннюю сдвиговую амплитуду.

Внешняя зона южного крыла антиформы, подобно внешней зоне ее северного крыла, также имеет скибовое строение, но сложена совершенно иными, метаморфическими толщами (так называемый пояс Кангре). М. Л. Соминим и Г. Мильяном [12] показано, что мраморы и слюдястые сланцы этой зоны образованы по известнякам верхней юры, сохранив-

шим остатки фауны, и флишоидным породам и диабазам нижней — средней юры. Чешуи этих пород круто наклонены к югу и шарьированы на неметаморфизованные их аналоги, что однозначно свидетельствует о большой амплитуде горизонтального перемещения.

С юга антиформа Гуанигуанико оборвана вертикальным левосторонним сбрососдвигом Пинар-дель-Рио, за которым под молассовым неоавтохтонном депрессии Лос-Паласиос мощностью до 2 км (включающим, по данным бурения, согласно и без перерывов залегающие обломочные толщи кампана, маастрихта, палеоцена, эоцена и более молодые осадки) располагается вскрытый буровыми скважинами Рохас, Гуаналь и Вегас эффузивный комплекс нижнего — верхнего мела, аналогичный таковому в синформе Саса. Под ним, по данным результатов комплексной интерпретации геофизических данных, залегает верхний слой консолидированной коры мощностью 5—8 км, по физическим параметрам (таблица) и положению в разрезе аналогичный консолидированному слою Центральной Кубы, сопоставляемому в свою очередь с амфиболитовыми толщами периферии куполов Эскамбрая. Под центром впадины Лос-Паласиос этот слой прорывается интрузией гранодиоритов, конфигурация и плотность которых определены подбором кривой аномалий силы тяжести.

Блок Лос-Паласиос тектонически чужд блоку Гуанигуанико. Во-первых, здесь «лептогеосинклинальные» толщи свиты Сан-Каэтано замещаются в разрезе «эвгеосинклинальным» вулканогенным комплексом. Во-вторых, Ф. У. Ахмедзянов (устное сообщение) подчеркивает, что маастрихт-палеоценовый возраст формирования покровной структуры антиформы Гуанигуанико резко контрастирует с согласным кампан-палеоценовым разрезом депрессии Лос-Паласиос. Это можно объяснить либо перемещением покровов Гуанигуанико с севера на юг, либо крупномасштабными левосторонними перемещениями по сдвигу Пинар.

АЛЛОХТОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КУПОЛОВ

Наиболее низкое структурное положение среди аллохтонных комплексов занимают толщи метаморфических куполов, структуры которых изучены М. Л. Соминим и Г. Мильяном [11, 12]. Таких куполов, вскрытых на поверхности и сопровождаемых на космоснимках четкими кольцевыми структурами поперечником до 50 км, насчитывается четыре: Хувентуд (ранее о-в Пинос), Тринидад и Санти-Спиритус (горы Эскамбрая) и фрагмент купола Асунсьон на восточном окончании Кубы. На западе острова (п-ов Гуанакаибес) на космических снимках дешифрируются фрагменты аналогичных кольцевых структур, которые (учитывая, что скважина Гуанакаибес вскрыла под неогеном метаморфические породы) также могут быть связаны с еще одним метаморфическим куполом.

В метаморфических куполах различаются параавтохтонные ядра, сложенные серией кристаллических и слюдястых сланцев, метапесчаников и мраморов, образованной по флишоидным породам свиты Сан-Каэтано и карбонатным отложениям верхней юры — низов мела, сохранившим местами остатки соответствующих возрасту окаменелостей. Метаморфические породы представляют собой верхний слой консолидированной коры Центральной Кубы.

Ядра облекаются оболочкой, представленной преимущественно амфиболитами (свиты Мабухина, Ябо, Гуира-де-Хауко), возраст которых дискусионен (возможно, частично и домезозойский). На о-ве Хувентуд породы оболочки не вскрыты. Контакты между ядрами куполов и оболочек повсеместно тектонические, что хорошо видно на космических снимках гор Эскамбрая. В ядрах куполов М. Л. Соминим и Г. Мильяном [12] установлена перевернутая метаморфическая температурная зональность, что они связывают с аллохтонным залеганием амфиболитовой оболочки на метаморфическом ядре.

Тектонически выше амфиболитовой оболочки куполов лежат вулканогенные «эвгеосинклинальные» толщи мела. Это наблюдалось на о-ве Хувентуд и северо-восточнее купола Санти-Спиритус, хотя истинный характер этого налегания еще не установлен. М. Л. Сомин [12] предполагает, что амфиболитовая серия является океаническим основанием островодужной серии мела, что не противоречит данным геофизики и дешифрирования. Отсутствие стандартной последовательности слоев палеоокеанической коры позволяет предполагать, что контакт океанической и островодужной серий на Кубе также сорванный, тектонический.

Промежутки между метаморфическими куполами, по сейсмическим и буровым данным и по результатам геологической съемки, сложены вулканогенным ниже- и верхнемеловым чехлом, надстраивающим сверху разрез амфиболитового основания островодужной серии. Ниже метаморфической серии, по геофизическим данным, лежит нижний слой консолидированной коры с плотностью около $3,0 \text{ г/см}^3$ и пластовыми скоростями $6,4\text{--}7,0 \text{ км/с}$, что соответствует показателям «базальтового» слоя. Точная его стратификация в настоящее время невозможна.

АВТОХТОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Автохтонные комплексы Кубы различны во внешней (северо-восточной) и во внутренней (Сьерра-Маэстра) частях островной дуги.

На северо-востоке автохтон представлен диапировыми, брахиформными и открытыми линейными складками в многоэосинклинальных, почти исключительно карбонатных толщах верхней юры (здесь известны и эвапориты), мела и палеогена. Эти структуры обнажены вблизи от контакта с внешним крылом синформы Саса в секторе Вилья-Клара (так называемая зона Ремедиос), в секторах Камагуэй и Ольгин. По относительно крутым тектоническим поверхностям, круто падающим к юго-западу, на них надвинуты структуры зоны Камагуэй, а в секторах Камагуэй и Ольгин — эффузивы ядра синформы Саса. В. С. Шейн и др. [13] к северо-востоку от этой зоны выделяют зону Северо-Кубинского краевого прогиба (острова Кайо-Коко), а еще далее к северу располагается стабильная Багамская платформа.

Во внутренней части Кубинской дуги разрез автохтонного комплекса резко отличен от разреза аллохтона. Андезитобазальтовый островодужный вулканизм в антиклинории Сьерра-Маэстра захватывает весь верхний мел и поднимается вплоть до низов эоцена (формация Эль-Кобре), что не свойственно никаким другим частям острова. Структура антиклинория также существенно иная. Здесь развиты крупные относительно пологие линейные антиклинали широтного простирания, крылья и ядра которых хорошо дешифрируются на снимках. Ряд небольших кольцевых структур поперечником в первые километры отмечает места расположения центров вулканических излияний. Здесь же известны палеогеновые диориты и гранодиориты, никак не свойственные другим частям острова.

Синклиний Гуантанамо заполнен преимущественно молассовыми толщами, начиная с верхов эоцена (формация Чарко-Редондо), образующими пологие синклинальные и антиклинальные складки. Наконец, антиклинорий Пурьяль, сложенный заметно метаморфизованными вулканогенно-сланцевыми толщами верхов юры (?) — мела, завершает ансамбль структур автохтона внутренней части Кубинской островной дуги.

Учитывая разницу в истории геологического развития, в характере земной коры Сьерра-Маэстры и более северных частей острова, а также конфигурацию восточной части синформы Саса, можно предполагать, что Восточная Куба представляет собой фрагмент более молодой островной дуги, тектонически совмещенный с Центральной Кубой по системе широтных левосторонних сдвигов, погребенных под депрессией Кауто-Нипе. Если допустить, что метаморфические купола Гуанакабисес—Хувентуд—Эскамбрай—Асунсьон первоначально располагались еди-

ной цепью, то амплитуда сдвига могла достигать 200—250 км. Такая трактовка хорошо коррелируется и с результатами недавно опубликованных палеотектонических построений [10] по Мексикано-Карибскому региону.

РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ

Дешифрирование космических снимков позволило существенно дополнить представления о сети разрывных нарушений Кубы. Установлено, что они образуют единую динамически связанную систему, возникшую в ходе общего продольного изгиба всей дуги Больших Антиль [2, 22]. Главную роль в структуре островной дуги играют продольные к структуре надвижки и шарьяжи [5], обуславливающие строение синформы Саса и антиформы Гуанигуанико. Четко выделяются системы диагональных сдвигов, в числе которых различаются впервые обнаруженные нами правосторонние, простирающиеся в северо-западных румбах (Сан-Диего де-лос-Баньос, Артемиса, Гавана, Сагуа-ла-Чика) и левосторонние (Матансас, Сагуа-Гранде, Морон, Ла-Троча, система сдвигов Мипаро [2, 5]). Сдвиги располагаются под углом около 60° к простираанию дуги и изменяют свой азимут в соответствии с ее изгибом, с которым они связаны кинематически.

Молодой неоген-четвертичный возраст имеют, видимо, продольные крутопадающие сбросы, классическим представителем которых является разлом Пинар-дель-Рио, унаследованный от более древнего левостороннего сдвига. Другим представителем неотектонических структур являются грабены растяжения (Гавана, Матансас, Кочинос, Сьенфуэгос, Хатибонико и ряд других), заложенные вдоль диагональных сдвигов (но не образующие самостоятельной меридиональной системы, как это предполагал Ч. Б. Борукаев [2]).

Совершенно автономной системой разрывных структур обладает блок Сьерра-Маэстра. Основную роль здесь играют сопряженные северо-западные (правые) и северо-восточные (левые) сдвиги, почти не распространяющиеся за пределы этого блока. С ними ассоциируют субширотные продольные взбросы. Южный склон этого блока на всем протяжении осложнен системой отчетливо дешифрирующихся ступенчатых циркуобразных сбросов обрушения, по которым он оседает в прилегающий с юга глубоководный желоб Бартлетт с океанической корой.

ВЫВОДЫ

1. Территория Кубы представляет собой тектоническое совмещение трех разнородных блоков земной коры: а) участка Северо-Американской плиты с континентальной корой и автохтонным строением, б) меловой вулканической островной дуги с переходной корой и покровным строением и в) фрагмента палеогеновой вулканической островной дуги с переходной корой и автохтонным строением.

2. Основными структурными элементами островной дуги Кубы являются антиформные и синформные структуры, а также антиформные метаморфические купола.

3. Земную кору островной дуги формируют сверху вниз следующие покровные тектонические комплексы: а) островодужный комплекс ядра синформы Саса, б) «многоосинклинальный» комплекс основания синформы Саса (на рис. 5 видно, что островодужный комплекс перекрывает его несогласно), в) «лептогеосинклинальный» метаморфизованный комплекс антиформы Гуанигуанико, г) островодужный комплекс оболочки метаморфических куполов, вероятно, имеющих в основании амфиболитовый комплекс океанической коры фундамента островной дуги, и д) «лептогеосинклинальный» метаморфизованный комплекс ядер метаморфических куполов. Структурное положение последнего комплекса окончательно еще не установлено: видимо, он параавтохтонен, и его метаморфизм в этом случае было бы заманчиво связать с процессами тектонического перекрытия куполов островной дугой, что

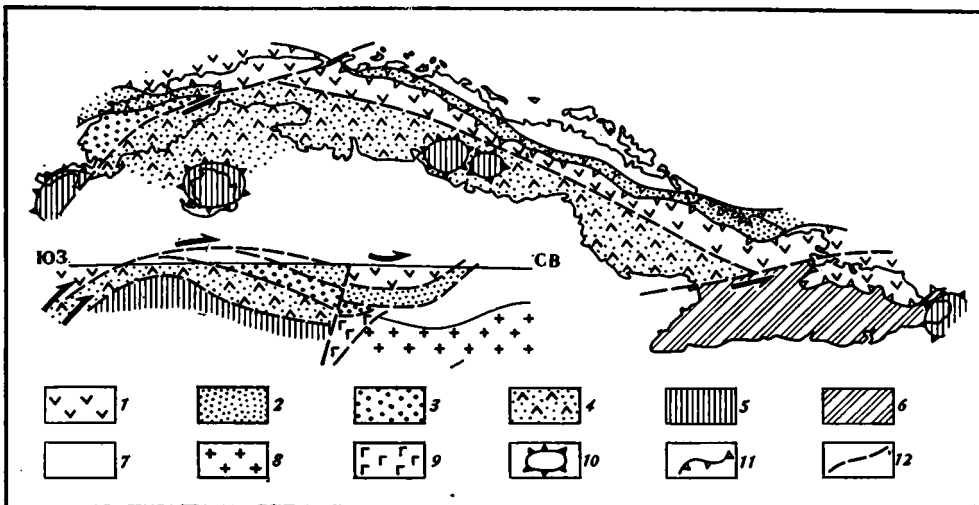


Рис. 5. Принципиальная схема строения Кубинской островной дуги (план и поперечный разрез)

1 — «эвгеосинклиналиные» разрезы ядра синформы Саса, 2 — «миогэосинклиналиные» разрезы северного и южного крыльев синформы Саса, 3 — «лептогэосинклиналиные» разрезы антиформы Гуанигуанико, 4 — «эвгеосинклиналиные» разрезы аллохтонной оболочки метаморфических куполов, 5 — параавтохтонные ядра метаморфических куполов, 6 — автохтон внутренней части Кубинской дуги (палеогеновая островная дуга Сьерра-Маэстра), 7 — автохтон внешней части Кубинской дуги (чехол Багамской платформы), 8 — фундамент Багамской платформы (только на разрезе), 9 — предполагаемое гипербазитовое заполнение зоны обдукции (только на разрезе), 10 — кольцевые структуры метаморфических куполов, 11 — поверхности главных шарьяжей, 12 — главнейшие крутопадающие взбросы и сдвиги

соответствует представлениям М. Л. Сомина и Г. Мильяна [11]. Все эти соотношения схематически изображены на рис. 5. Тектонически «перетасованное» расположение в разрезе фациально разнородных комплексов указывает на весьма значительные величины сокращения и поглощения земной коры при формировании Кубинской островной дуги. История развития этих процессов требует особых методов изучения [7].

4. Проблема направления перемещений тектонических покровов и расположения корневых зон остается на Кубе до сих пор еще не решенной. Многие исследователи, например А. Пшулковский [27], предполагают, что синформа Саса (зона Баия-Онда) надвинута с севера на антиформу Гуанигуанико в прямом соответствии с северным наклоном тектонических поверхностей в блоке Сьерра-дель-Росарио. Однако это противоречит развитию аналогичных «миогэосинклиналиных» разрезов как севернее, так и южнее синформы, а также геодинамическим условиям всех без исключения островных дуг, где поверхностные тектонические движения всегда направлены изнутри дуги наружу. Если же синформа Саса шарьирована с юга, то необходимо объяснить согласные разрезы кампана — маастрихта в депрессии Лос-Паласиос (мы предполагаем здесь крупные сдвиговые перемещения) и установить область первоначального формирования «лептогэосинклиналиных» разрезов.

Не ясно также расположение корневой зоны «эвгеосинклиналиных» покровов. Она могла бы располагаться южнее полосы метаморфических куполов, в Юкатанской впадине за пределами шельфа, будучи ныне уничтоженной новообразованной океанической корой. В таком случае величина горизонтального перекрытия составит 180—200 км. Корневую зону можно также связывать и с «южным амфиболитовым швом» — в таком случае перекрытие составит 100—120 км. Однако общее сокращение коры островной дуги, учитывая ее многослойное покровное строение, и в этом случае будет весьма значительным.

Литература

1. *Бовенко В. Г., Щербакова Б. Е., Эрнандес Г.* Глубинное геологическое строение западной части о. Кубы. Тектоника и геодинамика Карибского региона. М.: Наука, 1979, с. 130—142.
2. *Борукаев Ч. Б.* Общий анализ структурных рисунков Кубы.— Геотектоника, 1978, № 3, 74—84.
3. *Булах Е. Г.* Автоматизированная система интерпретации гравитационных аномалий. Наук. думка, Киев, 1973. 128 с.
4. *Книппер А. Л., Пуиз-Риффа М.* Тектоническое положение протрузий ультрабазитов в северо-западной части провинции Орьенте. Геология и полезные ископаемые Кубы. М.: Наука, 1967, 67—89.
5. *Клещев К. А., Шейн В. С., Иванов С. С.* Разломы Кубы и возможный механизм их формирования.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1980, т. 55, вып. 2, 62—79.
6. *Левченко В. А.* Тектоническая эволюция Мексикано-Карибского региона как результат расширения Земли. Тектоника и геодинамика Карибского региона. М.: Наука, 1979, 117—129.
7. *Моссаковский А. А., Альбеар Х. Ф.* Покровная структура Западной и Северной Кубы и история ее становления в свете изучения олигоцен и моласс.— Геотектоника, 1978, № 3, 110—118.
8. *Пушаровский Ю. М.* Проблемы тектоники и геодинамики Карибского региона. Тектоника и геодинамика Карибского региона. М.: Наука, 1979, 7—12.
9. *Резанов И. А.* Геологическая интерпретация сейсмических зондирований земной коры. М.: Недра, 1980. 261 с.
10. *Рябухин А. Г., Чехович В. Д., Зоненшайн Л. П., Хаин В. Е.* Эволюция Мексикано-Карибского региона (опыт анализа с позиций тектоники плит).— Геотектоника, 1983, № 6, 72—92.
11. *Сомин М. Л.* Метаморфические комплексы в структуре Карибско-Антильской дуги. Тектоника и геодинамика Карибского региона. М.: Наука, 1979, 162—180.
12. *Сомин М. Л., Мильян Г.* Геология метаморфических комплексов Кубы. М.: Наука, 1981. 219 с.
13. *Шейн В. С., Иванов С. С., Клещев К. А. и др.* Тектоника Кубы и ее шельфа.— Сов. геология, 1978, № 2, 65—78.
14. *Auboin J., Stefan J., Roump J., Rebard V.* The Middle America Trench as an example of a subduction zone.— Tectonophysics, 1982, v. 86, № 1—3, p. 113—182.
15. *Bowin C. O.* The Caribbean gravity field and plate tectonics.— Bull. Geol. Soc. Amer. Spec. pap., 1975, № 169.
16. *Furrazola-Bermudes G., Judoley C. M., Mijailovskaya M. S. et al.* Geologia de Cuba. La Habana, 1964.
17. *Hatten C. W.* Principal features of cuban geology: Discussion.— Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1975, v. 51, № 5.
18. *Ipatenco S., Sazhina N.* Sobre el levantamiento gravimetrico en Cuba. La Habana, Inst. Geol. Libro, 1971. 98 p.
19. *Iturralde-Vinent M.* Nuevo modelo interpretativo de la evolution geologica de Cuba. Acad. Cienc. Cuba, Inf. Cient., Techn., 1981, 51—89.
20. *Khudoley K. M., Meyerhoff A. A.* Paleogeography and geological history of Greater Antilles.— Geol. Soc. Amer. Mem., 1971, v. 129.
21. *Knipper A. L., Cabrera R.* Tectonica y geologia historica de la zona de articulacion entre el mio y el eugeosinclinal y del cinturón hiperbasico de Cuba.— Contrib. geol. Cuba. Publ. espec. Acad. Cienc. Cuba, 1974, № 2.
22. *Mattson P.* Subduction, buoyant bracing, flipping and strice-slip faulting in the northern Caribbean.— J. Geol., 1979, v. 87, p. 92—117.
23. *Meyerhoff A. A.* Potencial y desarrollo tectonico del Caribe y Centroamerica.— Petroleo Internacional, 1981, v. 39; № 5, p. 138—146; № 6, 70—82.
24. *Parclo G.* Geology of Cuba. Ocean basins and margins. The Gulf of Mexico and Caribbean. N. Y.— L.: Plenum Press, 1975, № 3.
25. *Piotrowska K.* Nappe structures in the Sierra de los Orgaos, Western Cuba.— Acta geol. Pol., 1978, v. 28, № 1, p. 97—170.
26. *Pszczółkowski A.* Nappe structures of Sierra del Rosario (Cuba). Bull. Acad. Pol. Sci. Ser. sci. terr., 1976, v. 24, № 3/4, p. 68—90.
27. *Pszczółkowski A.* Tectonica del miogeosinclinal cubano en el area limitrofe de los provincias de Matansas y Villa Clara.— Cienc. tierra espacio, 1983, № 6, p. 53—61.
28. *Soloviev O. N., Skidan I. K., Pancratov A. P., Judoley C. M.* Comentarios sobre el mapa gravimetrico de la Isla de Cuba.— Rev. Technol., 1964, v. 2, № 2.

ВНИИЗарубежгеология

Поступила в редакцию
2.X.1984

УДК 551.242.4(4)

ЧАЙКИН В. Г.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Процесс тектоно-магматической активизации Восточно-Европейской платформы обусловлен сводово-глыбовыми тектоническими деформациями. Закономерная смена во времени под воздействием мантийного диапризма палеодинамики тектонических напряжений сжатия напряжениями растяжения приводит к образованию двух динамических типов структур активизации. В пространственном отношении в размещении структур тектоно-магматической активизации намечается концентрическая зональность, фиксируемая миграцией центров опускания и очагов магматизма.

К настоящему времени большинство исследователей безоговорочно признает существование структур тектоно-магматической активизации, которые наряду с хорошо изученными геосинклинальными и платформенными аналогами относятся к числу основных элементов земной коры [8, 15, 16]. Обзор существующих воззрений о природе процесса тектоно-магматической активизации показывает, что до сих пор нет однозначного и общепринятого толкования этого явления. Синтезируя различные представления, под термином «тектоно-магматическая активизация» мы понимаем процесс коренной перестройки консолидированных сооружений орогенов и платформ деформациями сводово-глыбового типа, сопровождаемый образованием оригинальных структур, магматизмом повышенной щелочности и формированием определенных парагенетических ассоциаций полезных ископаемых эндогенного класса.

До последнего времени Восточно-Европейская платформа рассматривалась как типичная амагматическая древняя устойчивая платформа [12, 17]. Однако данные, полученные за последние два десятилетия в результате большого объема геологоразведочных работ, позволяют говорить о довольно значительной роли процессов тектоно-магматической активизации в эволюции Восточно-Европейской платформы.

Восточно-Европейская платформа претерпела несколько крупнейших этапов перестройки, являющихся следствием неоднократного сводово-глыбового воздымания территории, обуславливающего пульсационную смену режима тектонических напряжений: 1) байкальский этап (1650—600 млн. лет) — преимущественное растяжение; 2) каледонский (600—400 млн. лет) — преимущественное сжатие; 3) герцинский (400—225 млн. лет) — преимущественное растяжение; 4) альпийский (225 — настоящее время) — преимущественное сжатие. Следует отметить закономерное завершение байкальского и герцинского этапов тектоно-магматической активизации в ряде случаев частным проявлением сжатия [6].

Выделение вышеперечисленных этапов тектоно-магматической активизации платформы базируется на применении методов структурно-формационного анализа комплексов горных пород и вмещающих их структур. Каждый из выделенных длительных промежутков времени характеризуется формированием определенных генетических типов структур со специфическим комплексом геологических формаций.

По характеру тектонических деформаций структуры активизации можно подразделить на два динамических типа: 1 — структуры областей напряжения и 2 — структуры областей сжатия.

К первому типу структур активизации относятся системы континентальных рифтов (авлакогенов), формирование которых связано с тектоническими условиями преимущественного растяжения. Авлакогены пред-

ставляют собой линейные зоны дифференцированных опусканий, контролируемых системами глубинных разломов различных кинематических типов. Формирование авлакогенов обусловлено прежде всего горизонтальными перемещениями крупных пластин земной коры в условиях сводового воздымания и растрескивания цоколя платформы. В зависимости от времени становления, а также от субстрата, можно выделить два цикла развития авлакогенов: структуры, заложившиеся на консолидированном протоплатформенном основании в байкальский этап тектономагматической активизации (Камско-Бельский, Волыно-Полесский, Большедонбасский, Ботническо-Балтийский, Пачелмский, Среднерусский, Кандалакшко-Двинский, Керецко-Лешуконский, Пугачевский, Индерский авлакогены), и структуры, образование которых связано с возрождением в герцинский этап тектономагматической активизации древних рифейских систем и заложением молодых девонских сбросовых систем с одновременным оживлением поперечных сдвиговых нарушений (Большедонбасский, Доно-Медведицкий, Вятский, Бузулуцко-Кушумский, Предтимаанский авлакогены) [6].

Формирование структур сжатия в пределах платформы связано с активным опусканием как жестких областей земной коры — щитов, массивов, сводов (первый подтип), так и более молодых активизированных областей плит (второй подтип) в условиях регионального сокращения земной коры. В первом случае процесс активизации характеризуется оживлением древних глубинных разломов и образованием целой серии кольцевых тектономагматических структур, совпадающих с рифтовыми системами, но формирующихся в различные этапы их развития. По морфогенетическим особенностям, наличию продуктов магматизма кольцевые тектономагматические структуры подразделяются на: 1 — массивы центрального типа на Балтийском щите; 2 — палеокальдеры и 3 — палеодепрессии Украинского и Воронежского щитов.

В пределах активизированных плит процесс активизации привел при практическом отсутствии продуктов вулканизма к возникновению различных инверсионных сооружений от пострифтовых поясов складчатости Тимана, Донбасса, Каратау, инверсионных Балаковского, Шкаповского и Башкирского сводов, взбросовых Вятских, Жирновско-Иловлинских, Саратовских, Доно-Медведицких, Сокско-Шешминских, Керенско-Чембарских зон дислокаций до надвигов (Камский, Сергачский, Карлинский, Жигулевский, Каневский и др.) [6].

Важнейшей закономерностью проявления процессов активизации на платформе является пульсационное их развитие, т. е. во времени происходит смена эпох преобладающего сжатия эпохами растяжения. Подобная динамика развития Восточно-Европейской платформы хорошо увязывается с общей картиной глобальной периодичности в проявлении деформаций сжатия и растяжения в истории земной коры [8, 9].

Наиболее ранний позднепротерозойский (байкальский) этап активизации обычно рассматривается в качестве первого раннеплатформенного этапа [20 и др.] или авлакогенной стадии (по А. А. Богданову). К этому времени Восточно-Европейская платформа оформилась как самостоятельная структурная единица с единым архейско-нижнепротерозойским складчатым фундаментом. Тектонические условия сжатия времени становления кристаллического фундамента платформы к этому времени сменяются значительными напряжениями растяжения, приведшими к распаду платформы и заложению систем эпиплатформенных рифтовых структур (авлакогенов). Подробное рассмотрение рифтовых систем и их отдельных сегментов было выполнено в работах Н. С. Шатского, А. А. Богданова, П. Н. Кропоткина, А. С. Новиковой, Е. Е. Милановского, Р. Н. Валева.

Обращает внимание тот факт, что в пространственном отношении четко выделяются две зоны — внешняя, образующая периферический рифтовый пояс, включающий Кандалакшко-Двинский, Камско-Бельский, Большедонбасский, Ботническо-Балтийский авлакогены, и внутренняя радиально-сегментарная с центром близ г. Калинина, образован-

ная тройным торцом сочленением Пачелмского, северного окончания Волыно-Полесского и Среднерусского авлакогенов (рисунок).

Рассматривая пространственное положение рифейских формаций авлакогенов, следует отметить наличие разновозрастных базальных терригенных толщ во всех авлакогенах и разновозрастность более молодых карбонатных формаций авлакогенов внутренних и внешних частей платформ. Так, для авлакогенов внутренних частей платформ (Пачелмский, Московский и др.) характерно накопление карбонатных толщ в среднерифейское время, тогда как для авлакогенов внешних частей платформ (Камско-Бельский, Волыно-Полесский и др.) основное карбонатонакопление шло в позднерифейское время. Синхронно с этим процессом происходила миграция очагов траппового вулканизма. При заложении всех авлакогенов в ранне- и среднерифейское время внедрение интрузий габбродиабазов, диабазовых порфиритов, пикритовых порфиритов происходило только в авлакогенах внешних частей платформ (Камско-Бельский, Волыно-Полесский, Кандалакшско-Двинский) по многочисленным расколам фундамента в прибортовых частях авлакогенов в условиях регионального компенсационного сжатия. С циклом дифференцированных опусканий авлакогенов в позднерифейское время связаны наиболее мощные вспышки траппового вулканизма, проявившегося во всех авлакогенах. Однако траппы восточного сектора платформы (Камско-Бельский, Кандалакшско-Двинский авлакогены) отличаются преобладанием интрузивной фации над эффузивной и специфическим химизмом, близким типоморфной трапповой формации, в то время как магматизм в восточных частях платформы характеризуется массовыми излияниями базальтовых лав с большим количеством пирокластики (Волыно-Полесский, Среднерусский авлакогены).

Таким образом, байкальский этап тектоно-магматической активизации характеризуется сводово-глыбовым воздыманием платформы и одновременным заложением сложных рифтовых систем — авлакогенов, в участках земной коры, отвечающих зонам локального разуплотнения аномально разогретого вещества верхней мантии [8, 9]. В последующем развитии наблюдается тенденция концентрически-зонального развития процессов тектоно-магматической активизации. Так, наиболее интенсивно процессы деструкции земной коры проявились в краевых частях платформы — ее внешнем периферическом поясе, что нашло отражение во внедрении интрузий трапповой формации. В дальнейшем процесс рифтообразования достигает своего максимума с проявлением траппового магматизма и в центральных частях платформы. Аналогичная ситуация наблюдается в прохождении волны активизации, фиксируемой смещением волны прогибаний. Так, при заложении авлакогенов в ранне- и среднерифейское время происходит миграция центров опускания из центральных районов платформы (северные сегменты Волыно-Полесского, Московский, Среднерусский авлакогены) в периферические ее части (Камско-Бельский, южные сегменты Волыно-Полесского, Ботническо-Балтийский авлакогены).

Наряду с мобильными участками Русской плиты в процесс тектоно-магматической активизации были вовлечены более стабильные участки земной коры — щиты, массивы, которые в это время испытывали компенсационные напряжения сжатия, сопровождаемые магматизмом преимущественно интрузивного типа. Наиболее контрастно процесс тектоно-магматической активизации проявился в краевых щитах — Балтийском и Украинском, менее в срединном Воронежском.

В пределах Балтийского щита процесс байкальской тектоно-магматической активизации привел к образованию таких структурных форм, как рифты и массивы центрального типа. Абсолютное большинство рифтовых структур Балтийского щита и его обрамления имеет юрний-раннерифейский возраст заложения (Онежский, Ладожский, Долекарыйский, Веттерн, Венерн). Характерной чертой описываемых структур является их распад и плановое смещение сегментов по системе поперечных сдвигов с амплитудой горизонтальной составляющей от 5—10 до

25—50 км [6]. Формирование рифтовых структур рифея в унаследованных зонах древних швов, представленных в большинстве своем надвигами и взбросами протерозойского возраста, говорит о резкой смене раннепротерозойских напряжений сжатия напряжениями растяжения в рифее.

Завершающие фазы рифтогенеза сопровождались образованием массивов центрального типа щелочно-ультраосновного состава (Ельть-Озеро, Гремяха-Вырмес), тяготеющих в основном к прибортовым частям рифтов, особенно в местах прохождения поперечных сдвигов. Подобное положение интрузивных массивов в зонах компенсационного сжатия по отношению к рифтовым зонам растяжения характерно для территории Балтийского щита, непосредственно контактирующего с Грампианской геосинклиналию.

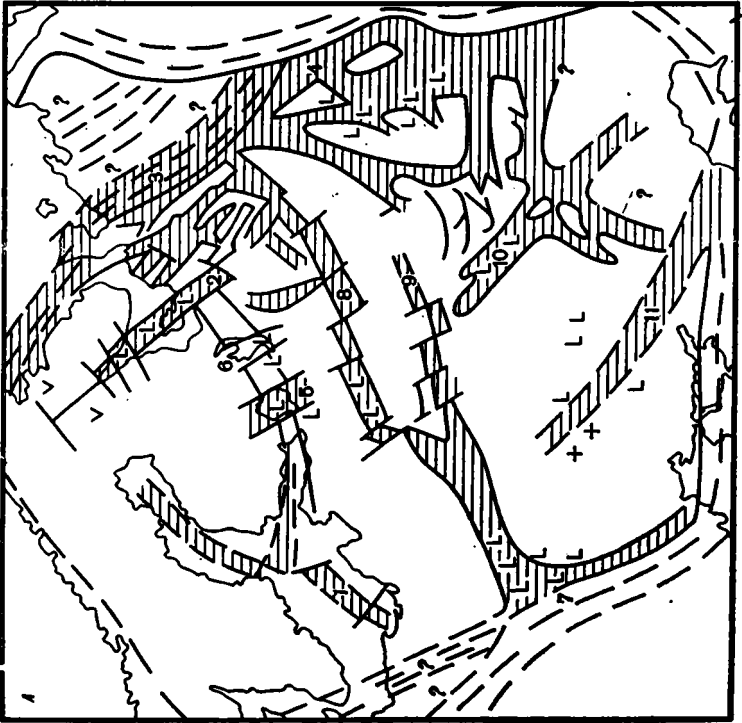
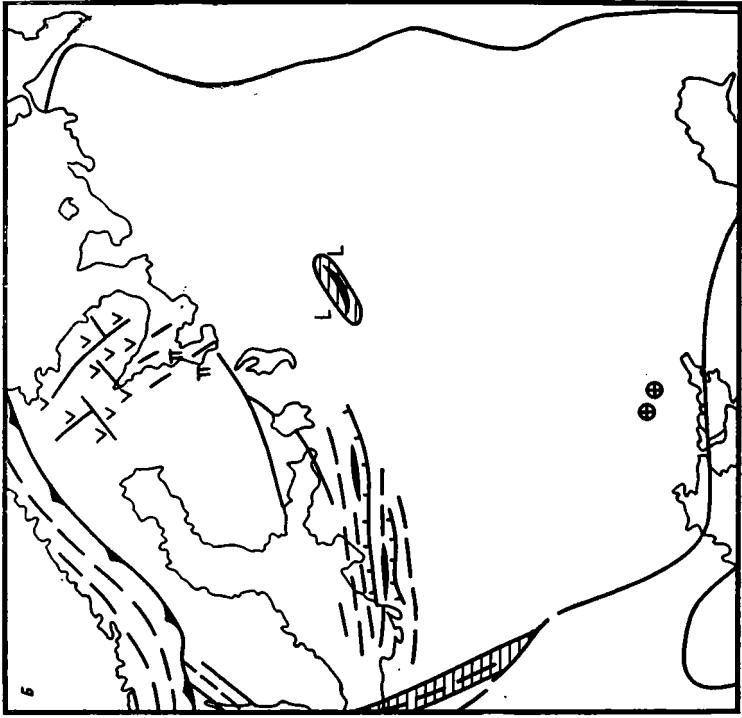
Блоковый стиль деформаций Балтийского щита сохраняется при переходе от структур первого порядка к структурам второго и третьего порядков. В современном плане восточный и юго-восточный склоны Балтийского щита представлены системой чередующихся ступенчатых горстов и грабенов иотний-рифейского возраста: грабен Финского залива — Западно-Ладожский горст — Ладожский грабен — Онежско-Ладожский горст — Онежский грабен — Восточно-Прионежский горст — Воже-Лачский грабен — Онего-Вагский горст — Кандалакшко-Двинский грабен. Подобная структура характеризует унаследованное развитие возрожденных древних швов раннепротерозойского заложения и соответственно этому выделяется ряд радиальных зон рифейской активизации (Чудско-Псковская, Западно-Ладожская, Ладожская, Онежская, Онежско-Ладожская, Восточно-Прионежская). В физических полях они отражаются в виде градиентных ступеней и приуроченных к ним локальных гравитационных аномалий [5].

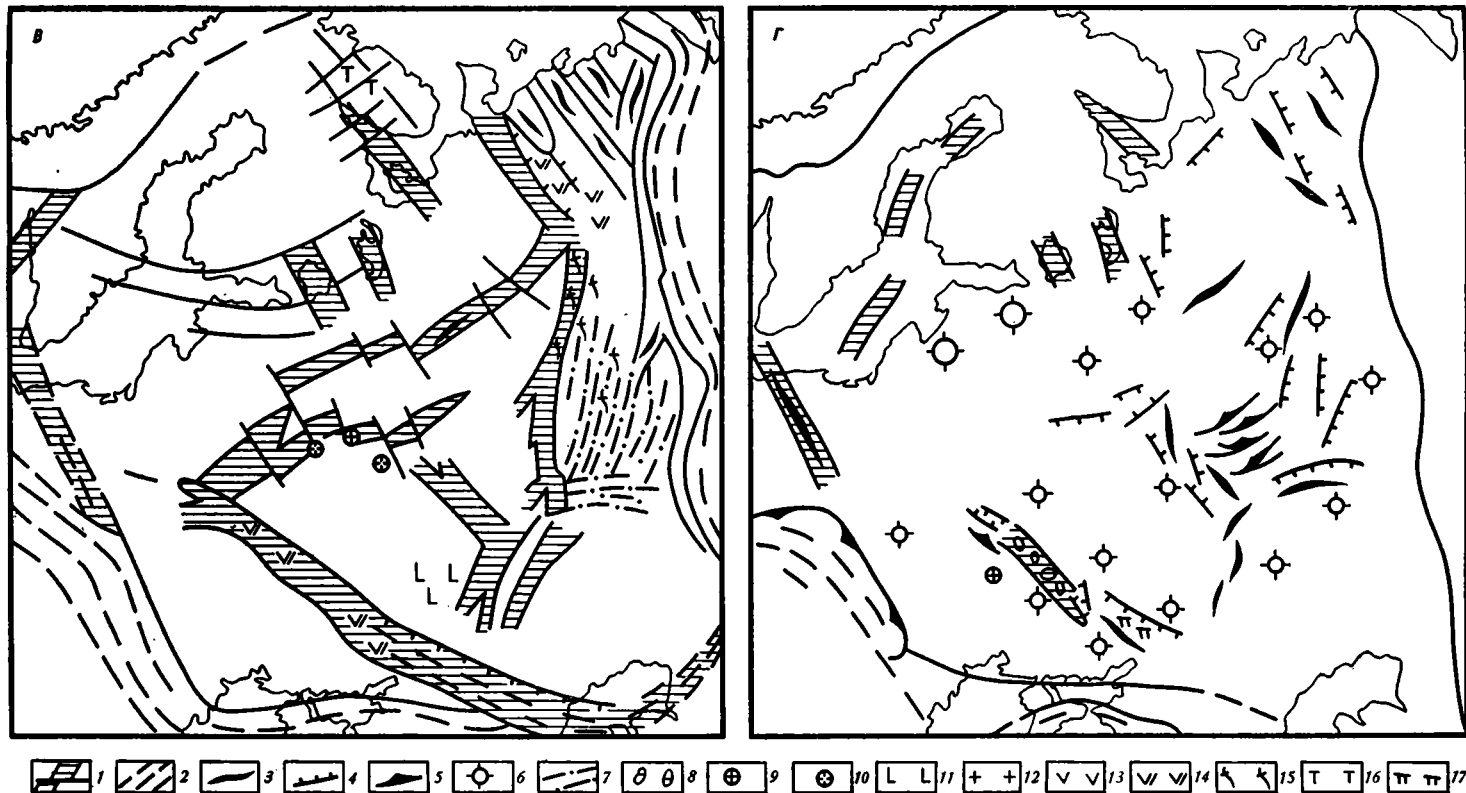
Процесс активизации Украинского щита в байкальский этап тектоно-магматической активизации сопровождался интенсивными глыбово-блоковыми подвижками с образованием крупных линейных зон глубинных разломов и формированием наложенных грабенов (Овручский, Белокоровичский). Начальные фазы байкальской тектоно-магматической активизации характеризуются трапповым магматизмом с формированием весьма протяженных дайковых тел. Кроме того, широко проявился щелочной магматизм. Так, в рамках формации щелочных граносиенитов, щелочных и нефелиновых сиенитов в заключительные фазы байкальского этапа тектоно-магматической активизации формировались пержанский и приазовский щелочные комплексы. В западном Приазовье, в Черниговской зоне глубинных разломов обнаружено поле развития крутопадающих карбонатитовых тел позднепротерозойского возраста, секущих архейские гнейсы и мигматиты [7]. Таким образом, характер тектоно-магматической активизации Украинского щита приближается к таковому Балтийского щита.

В срединном Воронежском щите процесс байкальской тектоно-магматической активизации фиксируется внедрением посткурских интрузий оливинсодержащих, оливиновых долеритов. В кровле интрузивных тел отмечаются контаминированные гибридные породы: пегматоидные микроклиновые и аплитовидные граниты. Дайкообразные интрузивные тела контролируются сбросовыми шовными зонами архейских блоков и секут супракрystalльные железистые кварциты и метавулканиты курской и воронцовской серий.

Таким образом, тенденция концентрически-зонального проявления процессов тектоно-магматической активизации в байкальский этап сохраняется и при рассмотрении пространственной позиции активизированных структурных форм жестких консолидированных участков платформ — краевых и срединных массивов, щитов и их вещественного выполнения.

На рубеже венда и кембрия интенсивность сводово-глыбовых движений постепенно падает. В это время происходит постепенное оседание (сокращение) Восточно-Европейской платформы (купола), что обусло-





Этапы тектоно-магматической активизации (по Е. Е. Милановскому [8, 9] с дополнениями автора)

Этапы тектоно-магматической активизации: А — байкальский, Б — каледонский, В — герцинский, Г — альпийский.
 1 — эпиплатформенные авлакогены (цифры на рисунке): 1 — Балтийско-Ботнический, 2 — Кандалакшско-Двинский, 3 — Тиманский, 4 — Камско-Бельский, 5 — Ладожский, 6 — Онежский, 7 — Волыно-Полесский, 8 — Среднерусский, 9 — Московский, 10 — Пачелмский, 11 — Большедонбасский; 2 — складчатые деформации, 3 — пострифтовые пояса складчатости, 4 — взбросовые зоны дислокации, 5 — надвиги, 6 — инверсионные своды, 7 — грабены, 8 — соляные купола, 9 — палеокальдеры, 10 — палеодепрессии. Магматические формации: 11 — трапповая, 12 — щелочно-ультраосновная с карбонатами, 13 — трахибазальтовая, 14 — трахиандезитовая, 15 — агпаитовых нефелиновых сиенитов, 16 — агпаитовых нефелиновых сиенитов, 17 — щелочно-базальтоидная

вило в свою очередь почти полное отсутствие в пределах платформы вулканизма. Затухающую активность вулканических процессов фиксируют регионально выдержанные горизонты пепловых туфов в низах валдайской серии [1]. Концентрически-зональный характер процессов тектоно-магматической активизации в условиях сводово-глыбового воздымания Восточно-Европейской платформы в венде фиксируется большими амплитудами прогибания краевых частей платформы с накоплением в перикратонных прогибах мощных толщ вендских отложений [11].

Обстановка растяжения байкальской эпохи активизации сменяется постепенно тектоническими условиями сжатия каледонского этапа тектоно-магматической активизации.

Наиболее полно процесс каледонской тектоно-магматической активизации проявился в краевых щитах, особенно на Балтийском щите, испытывавшем, кроме того, наведенную активизацию со стороны смежной Гампианской геосинклинали. Специфической чертой, обусловившей своеобразие этого региона, был непосредственный переход эвгеосинклинальной зоны к Балтийскому краевому щиту, который в значительной мере гасил мощные тектонические импульсы, являясь своеобразным буфером на их пути. Наведенная активизация в его пределах проявилась вспышками щелочно-ультраосновного вулканизма с формированием массивов центрального типа (Ковдор, Вуориярви и др.). Особый интерес представляет южный и юго-восточный склоны щита, где процессы активизации фиксируются огромной концентрической системой вложенных друг в друга полуколец, ступенчато погружающихся по периферии Балтийского щита. Северо-Ладожский полукольцевой пояс проходит вдоль северного борта грабена Финского залива и далее виргирует на восток — северо-восток. Пояс контролируется Сортавальско-Финским левосторонним глубинным сдвигом. Система дизъюнктивных нарушений в границах Выборгского массива рапакиви, сопряженного с указанной зоной, характеризуется проявлением свинцово-цинковой минерализации, где возраст свинца, по данным М. Г. Федотовой [14], достигает 450—314 млн. лет, что указывает на активизацию рассматриваемой зоны в каледонский цикл тектогенеза.

Чудско-Онежский пояс образует второе полукольцо, которое отвечает на западе южному борту грабена Финского залива и переходит на восток — северо-восток в районе Южного и Восточного Приладожья, контролируя северный борт Онежского грабена. Группа Бураковско-Аганазерских габброноритовых массивов располагается в зоне операционных разломов, осложняющих Онежско-Эретрусский левый сдвиг, фиксируемый палеозойской структурой ордовикского глинта. В пределах Эстонии разлом прослеживается в виде Хийумско-Наровской зоны дробления с многочисленными проявлениями полиметаллической минерализации [5].

Активные блоковые подвижки в зоне Кандалакшко-Двинского авлакогена, тесно сопряженного в пространстве с активным Балтийским щитом, нашли отражение в оживлении разломной структуры авлакогена, особенно его бортовых частей с внедрением многочисленных даек (реже силлов) щелочных лампрофиров и ультрамафитов, пикритов и щелочных базальтоидов. Описываемые дайки контролируются сбросами северо-западного простирания. В пределах восточной бортовой части авлакогена фиксируются серии трубок взрыва, выполненных эруптивной брекчией щелочных базальтоидов.

В пределах Украинского щита, огражденного мелкими блоками от Галицийской геосинклинали, процессы тектоно-магматической активизации были незначительны и ограничивались формированием палеокальдер (Ильинецкая, Ротмистровская). Вулканогенные образования кальдер картируются локальными гравитационными минимумами и интенсивно отрицательными локальными магнитными аномалиями. Состав вулканитов — лавы, туфолавы, туфы трахиандезит-дацитового состава.

Тектоно-магматическая активизация Русской плиты носила ограниченный характер и обусловила появление инверсионных поднятий в зоне

Среднерусского и Тиманского авлакогенов. Так, начало инверсионных движений в Среднерусском авлакогене фиксируется в конце вендской фазы в Рослятинском, Солигаличском и Молоковском сегментах. Вдоль инверсионной зоны поднятий закладываются компенсационные Пошехонский и Галичский прогибы с амплитудой прогибания 700—800 м. Подобная картина сохранилась в ордовикское и кембрийское время, в поднятие были вовлечены Рослятинский, Бобровский, Яренский, Солигаличский, Любимский сегменты. В позднем ордовике Солигаличский грабен вовлекается в поднятие с полным размывом ордовикских и частично кембрийских отложений. В зоне компенсационных прогибаний ось прогибания сместилась в северо-западном направлении с активным развитием Пошехонского прогиба [6]. Максимум активизации падает на раннедевонское время, когда возрождение рифтовой системы привело к оживлению разломов с внедрением интрузий габбродиабазов (Солигалич), долеритов и долерито-базальтов (Чухлома).

На герцинском этапе тектоно-магматической активизации Восточно-Европейская платформа характеризуется вновь резким усилением сводово-глыбовой активности и общим воздыманием территории. Аналогично байкальскому этапу тектоно-магматической активизации сохраняется асинхронность развития отдельных частей платформы, выразившаяся в большей подвижности ее периферических частей. К этому времени наметившаяся коренная перестройка древнего структурного плана основных элементов платформы обусловила смену режима общего сжатия каледонского этапа условиями растяжения, аналогичными байкальскому этапу тектоно-магматической активизации. Широкий размах горизонтальных движений привел к возобновлению процессов континентального рифтогенеза. Возрождение древних рифейских систем (Вятско-Медведицкая, Тиманская, рифтовая система Большого Донбасса) и заложение молодых девонских сбросовых систем (Кушумско-Бузулукская, Предтимаанская) с одновременным возрождением поперечных сдвигов привело к образованию группы эпиплатформенных авлакогенов второго цикла развития — рифтовой системы Большого Донбасса, Доно-Медведицкого, Вятского, Бузулукско-Кушумского, Предтимаанского.

Общий анализ пространственного размещения структур герцинской тектоно-магматической активизации с учетом процессов магматизма свидетельствует об унаследовании тенденции концентрически-зонального характера развития платформы. Рассмотрение векторов горизонтальных движений позволило установить внешнюю периферическую и внутреннюю вложенную активизированные зоны с кинематикой поворота платформы по часовой стрелке [3]. С привлечением материалов по формационным рядам щелочных магматитов и характеру миграции очагов вулканизма совершенно определенно устанавливается, что максимум активизации испытывала внешняя зона, с обособлением активизированных структур в дугообразный пояс, включающий в себя Кандалакшско-Двинский, Тиманский авлакогены, Главный девонский ров и рифтовую систему Большого Донбасса. Менее значительно процессы тектоно-магматической активизации проявились во внутренней вложенной зоне, сохранившей свою радиально-сегментарную зональность.

Кандалакшско-Двинский авлакоген располагается в шовной зоне сочленения Беломорского и Северо-Двинского архейских массивов, представляя собой узкую ровообразную структуру, северное окончание которой прослеживается до Туломского горста и фиксируется серией кулисообразных сбросовых нарушений. Система поперечных сдвигов расчленяет описываемую структуру на ряд сегментов. Амплитуда горизонтального смещения достигает 20 км [6]. Именно эти сдвиговые нарушения, имеющие наибольшую глубину заложения, являются магмоподводящими каналами, причем формирование собственно щелочных массивов формации щелочных нефелиновых сиенитов связывается только со сдвигами правостороннего типа. К формации щелочных нефелиновых сиенитов относятся такие массивы центрального типа, такие, как Хибины, Ловозеро, сопровождающие их небольшие тела (Соустова) и комплекс

даек базанитового ряда. К этой же формации частично относятся контозерский и кургинский комплексы. Наблюдаемое падение магматической активности с севера на юг, фиксируемое закономерной сменой характера структурных форм от массивов центрального типа Хибинской зоны к дайковым телам Кандалакшского сегмента, указывает на запаздывание и затухание тектонических деформаций и сопряженного с ними магматизма в южном направлении.

С герцинским этапом тектоно-магматической активизации на Тимане связывается широкое проявление позднеживетско-раннефранского трахибазальтового вулканизма [19]. Различные условия тектонического режима развития отдельных блоков байкальского фундамента к началу раннегерцинской активизации и возрождения авлакогена обусловили асинхронность развития данных блоков и как следствие этого — различия в характере проявления трахибазальтового магматизма в их пределах.

Так, в пределах Северо-Тиманского блока начало вулканической деятельности относится к казанлинскому ($D_1?$) времени, что выразилось в сильно редуцированной эксплозивной деятельности при резко подчиненном развитии пепловых и туфовых фаций на фоне широкого развития лав. Характер излияния — трещинного типа.

Последующее прохождение волны активизации в южном направлении обусловило в среднедевонское время в пределах Четласского и Цильминского блоков формирование малочисленных туфовых и туфогенно-осадочных покровов. Эффузивная фация резко подчинена эксплозивной, тела базальтов незначительной мощности, а их количество редко превышает 2—3 покрова. Для Четласского блока характерны излияния центрального типа, на Цильминском блоке трещинным типом характеризуются самые молодые излияния, а более древние — центральным.

Признаки глубокой дифференциации подкорового вещества в Четласском блоке фиксируются также появлением наиболее поздних дифференциатов в виде многочисленных даек и пластовых тел долеритов и калишпатовых пород.

Главный девонский ров Восточно-Европейской платформы объединяет в себе Доно-Медведицкий, Вятский авлакогены [21]. Это весьма протяженная (до 1200 км) линейная зона субмеридионального простирания, разделяющая Воронежско-Токмовскую и Татарско-Жигулевскую системы сводовых поднятий и постепенно расширяющаяся с севера на юг (от 80—100 на севере до 130—180 км на юге). Оживление данной структуры происходит с некоторым запаздыванием по сравнению с ранее рассматриваемым Тиманским рифтом. Хотя опускания в северной части Главного девонского рва начались в среднедевонскую эпоху, однако оживление разломов и возрождение и значительное наращивание рифтов структуры произошли в пашийско-кыновскую эпоху. Дифференцированные движения сопровождались вулканической деятельностью с накоплением туфовых толщ трахиандезитовой формации мощностью до 20—50 м (Сырьяновская площадь). В кыновский век опускания Главного девонского рва еще более усилились с миграцией центров опускания и очагов трахиандезитового вулканизма в южном направлении. Пространственное распределение вулканического материала (пеплы и лавы андезитобазальтов) свидетельствует о миграции тектонических импульсов и сопровождающим их вулканизмом с севера на юг [6].

В составе рифтовой системы Большого Донбасса выделяются Донецкий, Днепровский и Припятский авлакогены.

Герцинский этап тектоно-магматической активизации рифтовой системы Большого Донбасса начался со среднего девона, когда в пределах Донецкого авлакогена накапливались толщи осадочно-вулканогенной формации «белого девона». Здесь следует отметить, что разрядка тектоно-магматических напряжений шла, как, впрочем, и в других сегментах рифтового пояса, в местах пересечения субмеридиональных сдвигов с продольными сбросами. В Донецком авлакогене такая разрядка отмечается в зоне тектонического узла, возникшего на пересечении Припятско-

Маньчского и Кальмиусского глубинных разломов (сдвигов). Здесь осадочный процесс был почти полностью подавлен вулканизмом. В центральной части Днепровского авлакогена вулканическая деятельность началась с запаздыванием по сравнению с Донецким авлакогеном — в шигровско-семилуцкое время. Наиболее мощные извержения эффузивов и туфов начались в позднефранское время и с незначительным перерывом продолжались в раннефаменское; с новой силой они возобновились в позднефаменское время. По петрохимическим особенностям вулканы Днепровского авлакогена относятся к щелочной оливин-базальтовой формации. Дальнейшая миграция тектонических импульсов привела к разрядке и появлению продуктов щелочно-базальтоидного вулканизма в евлановское время в пределах Лоевско-Брагинского выступа.

Активное развитие рифтов Большого Донбасса непосредственно захватило и Воронежский массив, представляющий в то время северную глыбу некогда распавшегося Сарматского щита. Проявление здесь позднедевонского траппового магматизма и формирование палеокальдер (Калужская) и палеодепрессий (Юхновская, Дугнинская) Торопецко-Тамбовской тектонической зоны было обусловлено контрастным воздыманием массива и опусканием рифтов Большого Донбасса.

Исходя из вышеизложенного, можно сделать вывод о поступательном развитии рифтовой системы Большого Донбасса с востока на запад, а не наоборот, как это считают некоторые исследователи [10], рассматривающие прогиб Большого Донбасса как автономную планетарную структуру земной коры.

В пределах внутренней радиально-сегментарной зоны процесс герцинской тектоно-магматической активизации проявился незначительно. Возрождение разломной структуры эпиплатформенных авлакогенов привело здесь к формированию весьма протяженных зон трещиноватости, пространственно совпадающих с участками прохождения сдвиговых линеаментов как правостороннего, так и левостороннего кинематических типов. Раскрытие троговых зон авлакогенов с образованием сложной сетки оперяющихся разломов более низкого порядка, особенно в пределах Пачелмского авлакогена привело к массовому поступлению низкотемпературных гидротермальных растворов и формированию рассеянной ратовкитовой (карбонатно-флюоритовая формация) и сфалерит-галенитовой (полиметаллическая формация) минерализации (Московская зона). Наиболее показателен этот процесс для участка торцового сочленения Волыно-Полесского, Среднерусского и Пачелмского авлакогенов [18].

Таким образом, Восточно-Европейская платформа в раннегерцинский этап тектоно-магматической активизации сохраняет концентрически-зональный стиль тектонических деформаций, обусловленный сводово-глыбовым воздыманием в тектонических условиях растяжения. Интракратонные области тектоно-магматической активизации образуют внутреннюю радиально-сегментарную зону, отвечающую вершине воздымающегося купола Восточно-Европейской платформы, радиусами которой служат Пачелмский, Среднерусский и Волыно-Полесский (северные сегменты) авлакогены.

Во внешних участках платформы, как наиболее мобильных, процесс тектоно-магматической активизации проявился в значительно большей степени со вскрытием в авлакогенах фрагментов верхней мантии. На глубинность процессов тектоно-магматической активизации указывает прежде всего широкое развитие сдвиговых деформаций и массовые излияния щелочных магм. Герцинские структуры тектоно-магматической активизации внешней части платформы группируются в весьма протяженный дугообразный пояс, повторяющий очертания Кандалакшско-Двинского, Тиманского авлакогенов, Главного девонского рва, рифтовой системы Большого Донбасса. Волна активизации проходит в направлении движения часовой стрелки, фиксируясь миграцией очагов магматизма в каждом конкретном элементе данной дуги. В этом же направлении

отмечается закономерное повышение щелочности магматических образований.

Альпийский этап тектоно-магматической активизации Восточно-Европейской платформы ознаменовался новой сменой тектонического режима, в результате прекращения сводового воздымания и последующего проседания отдельных блоков земной коры. Господствующее положение в тектоническом плане заняли условия сжатия, охватившие почти всю территорию платформы, особенно мобильные зоны авлакогенов внешней части платформы, где возникли инверсионные взбросовые сооружения различного типа. Образование этих структур сопровождалось превращением сбросовых структур во взбросовые с образованием надвигов, сдвигов. Наиболее широко проявились процессы активизации в пределах Донецкого сегмента рифтовой системы Большого Донбасса, где в это время завершилось формирование крупной складчатой зоны Донецкого кряжа, начавшееся еще в середине пермского периода. Складкообразование здесь сопровождалось щелочно-базальтоидным магматизмом ($J-K_1$). В прибортовых частях авлакогенов, испытавших менее значительные напряжения сжатия, возникли инверсионные своды типа Балаковского, Башкирского, Белебеевского и др., трассирующих в пространстве зоны герцинских эпиплатформенных авлакогенов. В целом для большинства авлакогенов характерно формирование мощных инверсионных складок с образованием сложных разновозрастных зон дислокаций типа Вятской, Жирновско-Иловлинской, Саратовской, Доно-Медведицкой и др. (Вятский, Доно-Медведицкий, Пачелмский и др. уже авлакогены) [6]. В пределах южного сегмента платформы активизация проявилась незначительно, с образованием на Украинском щите палеокальдер — Болтышская и проявлением солевого диапиризма в Припятском и Днепровском авлакогенах. Возрождение поперечных систем древних сдвигов сопровождалось образованием активизационных структур взбросового и надвигового типа. Подобный процесс особенно характерен для центральных районов и известен к настоящему времени под названием мелкой складчатости платформы [2]. В работе Р. Н. Валеева с соавторами [4] доказывается существование двух основных встречных направлений, по которым происходила передача тектонических импульсов с формированием разновозрастных надвигов структур. С севера на юг прослеживаются Моломско-Чепецкие ($P_2 - T_1$), Пучеж-Катунские ($T_2 - J_1$), Карлинские (мезозой), Саранские и Пензенские (кайнозой) надвиговые покровы. Подобная картина, по мнению названных авторов, вызвана последовательным надвиганием в пфальцскую фазу тектогенеза Котельнической и Немской глыб фундамента на Алатырскую и Татарскую, которые в свою очередь надвигались на Токмовскую и Альметьевскую в ларамийскую фазу тектогенеза. В Донцеком инверсионном кряже отмечается широкое развитие надвиговых дислокаций при одновременном надвигании Приазовского массива на кряж, а последнего на Воронежский массив. Но в то же время существование таких фактов, как надвиги уральских складок на платформу в районах Каратау, Косью-Роговской грабен-синклинали, скибовые зоны Восточных Карпат, Деснинские и Канинские дислокации, заложение и развитие передовых прогибов (Предуральский, Предкарпатский, Преддобруджский) дают право ожидать обнаружение аналогичных структур в западном и восточном секторах платформы. Таким образом, дополняя ранее предложенную схему пространственного положения надвиговых структур, можно говорить об определенной возрастной концентрической зональности последних, которая выражается в последовательности омоложения их от периферических частей платформы к ее центру. Причины этого, по-видимому, следует искать в горизонтальных подвижках блоков фундамента, обусловленных постепенным оседанием купольного сооружения Восточно-Европейской платформы. Отмечая концентрический стиль деформаций, следует отметить, что преобладающим было направление юг — север, вызванное развитием альпийского пояса и отразившееся в Северо-Донецкой и Жигулевской зонах разломов.

Наряду с образованием специфических структур сжатия в ряде мест платформы имело место увеличение амплитуды горизонтальных перемещений с образованием типичных структур растяжения. Так, на территории Украинского щита в результате активизации Зачатьевской и Мануильской зон глубинных сдвигов Приазовский сегмент был разбит на ряд крупных блоков с образованием мелового сложнопостроенного Ялыно-Конского грабена. Методом повторной триангуляции в ряде глубинных сдвигов установлены современные горизонтальные перемещения отдельных блоков фундамента [13].

Завершая обзор тектонического развития структур тектоно-магматической активизации Восточно-Европейской платформы, необходимо подчеркнуть следующее.

Процесс тектоно-магматической активизации Восточно-Европейской платформы обусловлен сводово-глыбовым стилем тектонических деформаций. В зависимости от внутреннего состояния тектоносферы процесс тектоно-магматической активизации носил пульсационный характер, т. е. во времени мегаблок Восточно-Европейской платформы под воздействием мантийного диапиризма испытывал закономерную смену тектонических напряжений растяжения (поднятия байкальского, герцинского этапов тектоно-магматической активизации) напряжениями сжатия (опускания каледонского, альпийского этапов тектоно-магматической активизации).

Исходя из палеодинамических особенностей тектонических деформаций, наличия магматизма и морфокинематических особенностей, структуры тектоно-магматической активизации Восточно-Европейской платформы подразделяются на: 1 — структуры областей растяжения — эпиплатформенные внутриконтинентальные рифты (авлакогены) и 2 — структуры областей сжатия — массивы центрального типа, палеокальдеры, палеодепрессии, пострифтовые пояса складчатости, инверсионные своды, взбросовые зоны дислокаций, надвиги.

В пространственном отношении в размещении структур тектоно-магматической активизации намечается концентрическая зональность, обусловленная большей активностью внешней периферической зоны по сравнению с внутренней зоной. Прохождение волны активизации фиксируется миграцией центров опускания и очагов магматизма.

Литература

1. Аксенов Е. М., Волкова С. А. Вулканогенно-осадочные горизонты редкинской свиты валдайской серии.— Докл. АН СССР, 1969, т. 188, № 33, с. 635—638.
2. Бронгулеев В. В. Мелкая складчатость платформы.— Бюлл. МОИП. Нов. сер., 1951, вып. 14(18); с. 151.
3. Валеев Р. Н. Цикличность развития авлакогенов Русской платформы и их минерагеническая специализация.— В кн.: Условия формирования и закономерности размещения месторождений нерудного сырья европейской части СССР. Изд-во Казанского гос. ун-та, 1976, с. 21—68.
4. Валеев Р. Н., Гисматуллин Р. М., Шуликов Е. С. О природе мелкой складчатости платформы.— Докл. АН СССР, 1977, т. 233, № 1, с. 196—199.
5. Валеев Р. Н., Гарбар Д. И., Тулузакова А. В., Чайкин В. Г. Тектоно-магматическая активизация восточной части Балтийского щита.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 7, с. 35—46.
6. Валеев Р. Н. Тектоника и минерагения рифея и фанерозоя Восточно-Европейской платформы. М.: Недра, 1981, с. 215.
7. Капустин Ю. Л., Лалицкий Э. М., Погребной В. Г. и др. Карбонатитовая зона Украинского щита.— Сов. геология, 1977, № 9, с. 85—93.
8. Милановский Е. Е. К проблеме происхождения и развития линейных структур платформ.— Вестн. МГУ. Сер. геол., 1979, № 6, с. 29—58.
9. Милановский Е. Е. Рифтогенез в истории Земли. Рифтогенез на древних платформах. М.: Недра, 1983, с. 280.
10. Панов Б. С. Минералогические особенности и нефтегазоносность линеамента Карпинского.— В кн.: Роль минералогии в поисках и разведке нефтяных месторождений. Киев: Наук. думка, 1976, ч. 2, с. 92—97.
11. Солонцов Л. Ф., Аксенов Е. М. Основные черты геотектонической истории Восточно-Европейской платформы в позднем докембрии в связи с закономерностями распределения флюорита, барита и некоторых других полезных ископаемых.— Тр. ВНИИгеолнеруд. Казань: Изд-во ВНИИгеолнеруд, 1973, вып. 35, с. 22—32.
12. Семенов А. И., Старицкий Ю. Г., Шаталов Е. Т. Главные типы металлогенических

- провинций и структурно-металлогенических (металлогенических) зон на территории СССР.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. VIII. М.: Наука, 1967, с. 55—78.
13. *Тяпкин К. Ф.* О сдвиговой тектонике в пределах Криворожья.— Докл. АН СССР, 1965, № 1, с. 236—238.
 14. *Федотова М. Г.* Некоторые вопросы генезиса полиметаллических линз Печенгского района.— В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Апатиты: Изд-во Кольского фил. АН СССР, 1971, вып. 2, с. 84—90.
 15. *Хаин В. Е.* Возрожденные эпиплатформенные орогенические пояса и их тектоническая природа.— Сов. геология, 1965, № 7, с. 1—7.
 16. *Хаин В. Е.* Общая геотектоника. М.: Недра, 1973, с. 511.
 17. *Харкевич Д. С.* Основные проблемы формационного анализа магматических образований.— Тр. ВСЕГЕИ, 1971, т. 158, с. 8—25.
 18. *Чайкин В. Г.* Флюоритонность областей тектоно-магматической активизации Восточно-Европейской платформы.— Сов. геология, 1982, № 9, с. 60—70.
 19. *Черный В. Г.* Особенности магматизма раннегерцинской вулcano-тектонической активизации Тимана.— В сб.: Геология и нефтегазоносность северо-восточной части СССР. Вып. 4. Сыктывкар: Изд-во Коми ФАН СССР, 1977, с. 25—38.
 20. *Шатский Н. С.* Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. Сравнительная тектоника древних платформ (ст. 1).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946, № 1, с. 5—62.
 21. *Эллерн С. С., Валеев Р. Н., Ситдигов Б. С.* Некоторые закономерности распределения девонских вулканических образований на востоке Русской платформы.— Сов. геология, 1963, № 8, с. 66—77.

Всесоюзный научно-исследовательский институт геологии нерудных полезных ископаемых
г. Казань

Поступила в редакцию
17.V.1983

УДК 551.242.7(470.52)

КАЗАНЦЕВА Т. Т., КАМАЛЕТДИНОВ М. А.,
КАЗАНЦЕВ Ю. В., ПОСТНИКОВ Д. В.**ТЕКТОНИКА ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ БАШКИРСКОГО
АНТИКЛИНОРИЯ И ПРЕДУРАЛЬСКОГО ПРОГИБА**

Чешуйчато-покровная структура рифейских образований Башкирского антиклинория надвинута с востока на палеозойские породы Предуральского прогиба. Аллохтоны представлены тонкими пластинами, вдоль поверхностей которых развиты мощные зоны глыбового тектонита. Многократные тектонические перемещения обусловили интенсивное дислоцирование надвинутых комплексов (смятие в складки, дробление, милонитизацию).

СТРУКТУРА БАШКИРСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ

Башкирский антиклинорий — крупнейшая структура западного склона Среднего и Южного Урала, прослеживающаяся на 350 км от р. Уфы (у г. Нижний Уфалей) на севере до широтного колена р. Белой на юге. Его максимальная ширина (110 км) приурочена к бассейну р. Инзер на Южном Урале. На западе он граничит с Предуральским прогибом, на востоке — последовательно с Зилаирским синклинорием, Уралтауским антиклинорием, Магнитогорским синклинорием и Центрально-Уральским (уфалейский комплекс) поднятием.

Наиболее древними образованиями, обнажающимися в междуречье Уфы и Ая, являются слюдяно-гранатовые гнейсы, мигматиты и амфиболиты, слагающие хр. Тараташ. Этот комплекс пород имеет архейско-раннепротерозойский возраст и сопоставляется с фундаментом Восточно-Европейской платформы [4]. Выше с резким угловым несогласием залегают толщи верхнепротерозойских (рифейских, по Н. С. Шатскому) пород общей мощностью около 12 км, расчленяемых на три серии: бурзянскую, юрматинскую и каратаускую [2, 4—9; 16—19; 21—25].

Бурзянская серия включает айскую (полимиктовые конгломераты, песчаники, кварцево-серицито-глинистые и углисто-глинистые сланцы; мощность 1800—2000 м), саткинскую (доломиты, доломитизированные известняки, мергели, прослой песчаников, глинистых, углисто-глинистых и кварцево-серицито-глинистых сланцев; мощность 1000—1500 м) и бакальскую (глинистые и серицито-кварцевые сланцы, сверху доломиты; мощность 1000—1500 м) свиты. Юрматинская серия, залегающая на нижележащих несогласно, объединяет машакскую (конгломераты, кварцитовидные песчаники, углистые, серицито-хлорито-кварцевые и амфиболовые сланцы, амфиболиты, порфиритоиды; мощность до 1000 м), зигальгинскую (кварциты, песчаники, кварцево-глинистые и серицито-кварцевые сланцы; мощность 500—1000 м), зигазино-комаровскую (кварцевые и аркозовые алевролиты и песчаники, серицито-хлорито-кварцевые сланцы; мощность 700—900 м), авзянскую (доломиты, известняки, серицито-хлоритовые и углисто-глинистые сланцы, прослой песчаников и алевролитов; мощность 600—1500 м) свиты. В составе каратауской серии выделяются зильмердакская (конгломераты в основании, кварцевые и аркозовые песчаники, алевролиты, кварциты, кварцево-серицито-глинистые сланцы; мощность 500—2000 м), катавская (известняки, известковистые аргиллиты, прослой доломитов, глинистых сланцев и алевролитов; мощность 150—400 м), инзерская (кварцевые алевролиты и песчаники, глинистые и слюдяно-глинистые сланцы; мощность 100—1000 м) и миньярская (доломитизированные строматолитовые известняки с про-

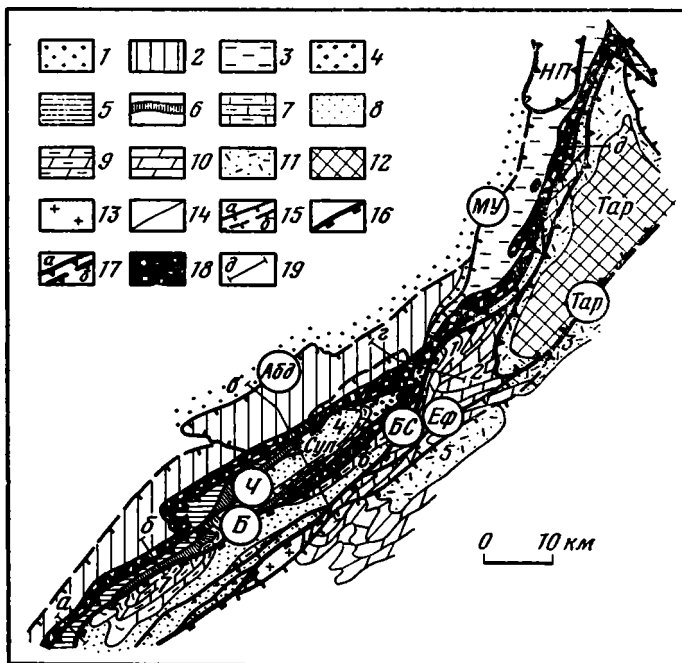


Рис. 1. Тектоническая схема зоны сочленения Башкирского антиклинория с Предуральским прогибом на Среднем Урале

Отложения: 1 — среднего карбона; 2 — верхнего девона; 3 — верхнего девона — нижнего карбона (зилаирская свита); 4 — среднего (?) девона; 5—10 — верхнего протерозоя следующих свит: 5 — миньярской, 6 — инзерской, 7 — катавской, 8 — зильмердакской, 9 — авзянской, 10 — саткинской; 11—12 — архея — нижнего протерозоя: 11 — айской свиты, 12 — тараташского комплекса; 13 — граниты; 14 — стратиграфические границы; 15 — надвиги установленные (а) и предполагаемые (б); Абд — Абдраязковской, МУ — Малоургалинский, Ч — Чулковский, Еф — Ефремовский; 16 — границы тектонических пластин: Б — Багрушской, БС — Бакало-Саткинской; 17 — границы тектонических покровов (Тар — Тараташского); 18 — зона тектонита Сулейнского надвига; 19 — линии геологических разрезов (а, б, в, г и д)

слоями кремней; мощность 300—600 м) свиты. Несогласно выше залегают ашинская серия венда, представленная конгломератами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Общая мощность 800—1200 м.

Палеозойские отложения с возрастом от ордовика до перми обнажаются на крыльях Башкирского антиклинория. Мощность их местами более 4 км. К западу от антиклинория эти отложения выполняют ложе Предуральского прогиба.

Структура Башкирского антиклинория представлена серией тектонических чешуй, объединяемых в ряд крупных тектонических пластин и покровов, перемещенных с востока на запад [14]. Каждая тектоническая чешуя осложнена многочисленными пликативными дислокациями, а также субпоперечными сдвиговыми нарушениями.

В последние годы получены новые данные о структуре Башкирского антиклинория, подтверждающие его аллохтонное строение. Бурением скважин выяснены структурные взаимоотношения Башкирского антиклинория с Предуральским прогибом на территории Среднего Урала, в бассейне рек Ай и Суроям, а также на Южном Урале, на широте г. Стерлитамака.

На западном крыле Башкирского антиклинория в пределах Среднего Урала выделяются две крупные структуры: Сулейнская и Тараташская. Первая из них прослеживается прерывистой полосой в северо-восточном направлении от Каратау до р. Уфы более чем на 175 км, имея ширину 15—18 км. В ее строении принимают участие образования каратауской серии и авзянской свиты юрматинской серии среднего рифея.

Сулейнская структура рассматривалась И. Д. Соболевым как моноклираль, а Ф. А. Пискуновым как сложный (Инзерский) синклиорий,

надвинутый на палеозойские отложения Предуральяского прогиба. Синклиний осложнен линейными антиклинальными (Кукшикской, Чулковской и др.) и синклинальными (Катав-Ивановской, Каменской и др.) складками. Ограничивающий его с северо-запада надвиг известен как Сулеинский (рис. 1).

В настоящее время Сулеинский надвиг прослежен бурением на протяжении 75 км от пос. Злоказово до д. Новосюрюкаево. В районе д. Новосюрюкаево, по р. Салиаз, он подсечен несколькими скважинами, пробуренными Кусинским отрядом Челябинской геологической экспедиции под руководством Ф. А. Пискунова (рис. 2, а). Здесь на известняки фаменского яруса верхнего девона, смятые в пологую антиклиналь северо-восточного простирания, надвинуты доломиты миньярской свиты верхнего рифея. Последние вдоль фронта надвига образуют крупную положительную структуру с крутым (до 85°) северо-западным крылом. Ее ядро, а также юго-восточное крыло перекрыты надвинутой с востока Чулковской дислокацией. Сулеинский надвиг погружается на юго-восток под углом около 8° .

Подобный характер контакта наблюдается и в районе Кукшикской группы бокситовых месторождений (рис. 2, б). Аллохтоном являются те же миньярские доломиты, залегающие на фаменских известняках (скв. 19 и 20). И в этом случае угол наклона надвига на восток не превышает 8° . Аналогичным образом погружается надвиг и в более северных районах: в бассейне р. Ай, у пос. Злоказово и по р. Суроям (рис. 2, в, г). Такой пологий наклон поверхности смещения обусловил крайне извилистую линию выхода надвига на местности, в целом согласующуюся с морфологией рельефа.

Во всех перечисленных пунктах Сулеинский надвиг выражен мощной зоной нарушенных и дробленных пород, слагающих по сути гигантский тектонит. В нем находятся беспорядочно сгруженные мелкие обломки и крупные глыбы различных по составу и возрасту отложений, захваченных во время надвигания рифейских толщ Башкирского антиклинория на палеозойские породы Предуральяского прогиба. В бассейне р. Салиаз, а также на Кукшикском участке и по р. Каймасты блоки пород этого тектонита были перебурены скважинами. Например, скв. 29, заложенная на левом берегу р. Салиаз, у западной окраины д. Новосюрюкаево, под миньярскими доломитами в интервале 120—310 м дважды вскрыла живетско-нижнефранские отложения, разделенные между собой зоной милонитизированных образований (см. рис. 2, а).

Несколькими скважинами на Кукшикском участке обнаружено двух- и трехкратное повторение разреза эйфельских, живетских и франских пород, слагающих отдельные, изолированные друг от друга глыбы (см. рис. 2, б). При этом их фациальный состав, а также мощность в разных глыбах отличаются. Они же разнятся и с одновозрастными палеозойскими отложениями, вскрытыми на глубине 2,5—3 км в этом районе скважинами Апутовской, Турсакальской, Ургалинской и Ураимской разведочных площадей. Резко увеличенной мощностью (почти в 2 раза, в основном за счет терригенной части) характеризуются образования нижнего франа, несравненно большая мощность свойственна карбонатным верхнефранским, живетским и терригенным эйфельским осадкам, заключенным в блоках тектонита Сулеинского надвига. В состав брекчий попадали и обломки двигавшихся аллохтонных рифейских пород. Рядом картировочных скважин, проведенных Кусинским отрядом в междуречье рек Ай — Большая Арша, были вскрыты тектонические прислонения доломитов саткинской свиты и фаменско-турнейских терригенных пород (скв. 40 у пруда на р. Большой Азям, возле пос. Злоказово), доломитов той же свиты и черных остракодовых известняков вязовского горизонта среднего девона (скв. 88 в приустевой части р. Терминки) и др. Во втором из названных пунктов глыбовые брекчи устанавливаются с глубины 50 м. В интервале 50—54 м встречены черные остракодовые известняки, а ниже — доломиты саткинской свиты нижнего рифея.

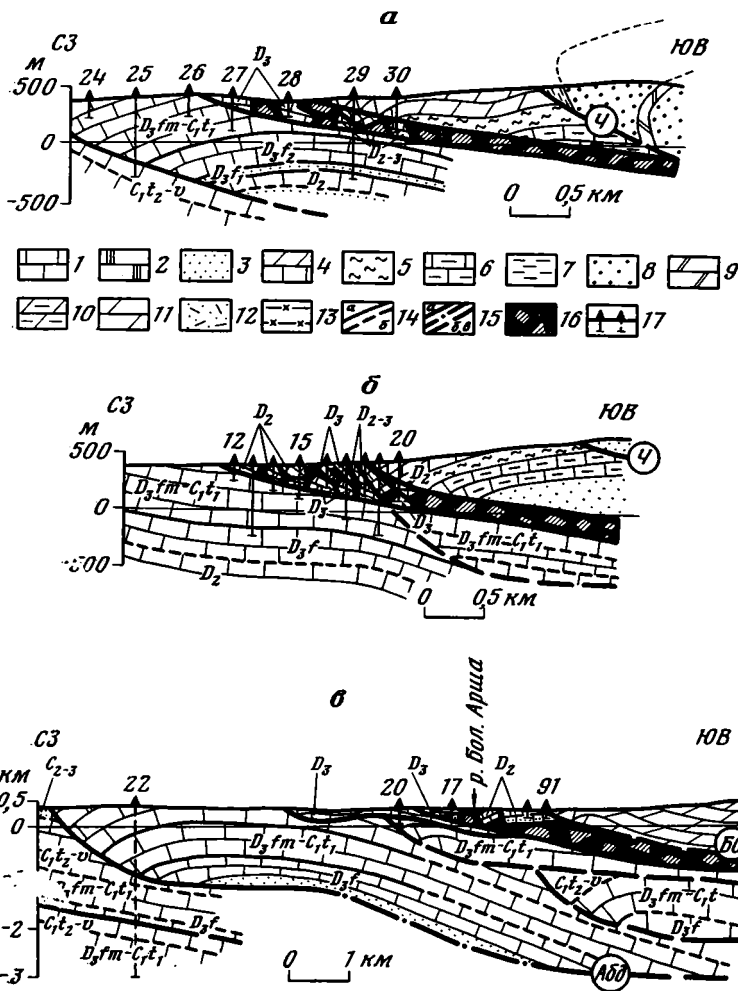


Рис. 2а, б, в

Глыбовый тектонит сопровождается фронтом Сулейнского надвига почти на всем его протяжении (см. рис. 1). На территории Кукшикской группы бокситовых месторождений он описан как Айско-Кукшикская тектоническая пластина [3], состоящая из многочисленных развернутых друг относительно друга блоков палеозойских пород. При этом в соприкосновении приведены разновозрастные, а также одновозрастные и фациально однотипные отложения, имеющие, однако, различную внутреннюю структуру. В бассейне р. Ай (в Кузинском районе) отдельные блоки палеозойских пород имеют внушительные размеры, достигая нескольких километров в длину (возможно, при детальном исследовании часть из них окажется состоящей из более мелких глыб). По форме они отвечают тектоническим чешуям, надвинутым друг на друга с юго-востока. Одна из таких чешуй, вытянутая вдоль фронта Сулейнской структуры от приустьевой части р. Алла-Елги до пруда на р. Большой Азиям на расстоянии около 28 км, представлена моноклиналью — обнажающиеся известняки в объеме франского и фаменского ярусов верхнего девона наклонены здесь на северо-запад под углами 5—15°. Лишь вблизи разрывного нарушения слои пород резко изгибаются, приобретая крутые (до 50—60°) углы залегания. На востоке рассматриваемая чешуя ограничена поперечным и очевидно крутопадающим (его линия выхода на поверхности строго прямолинейна) сдвигом, прослеженным на юго-восток почти на 4 км.

В бассейне р. Ай и ее правого притока р. Большая Арша многие из тектонических блоков представлены фрагментами складчатых структур.

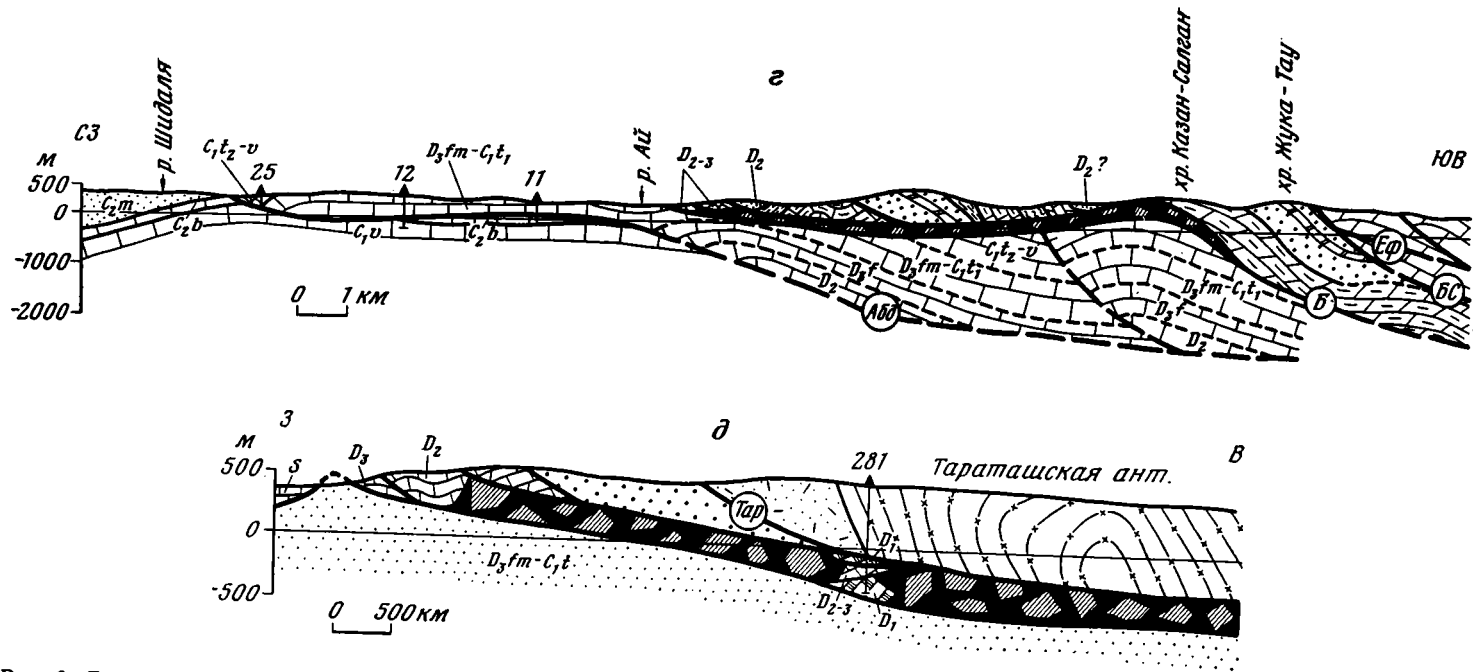


Рис. 2. Геологические разрезы бассейна р. Сализ (а), через гору Большой Кукшик (б), междуречья Большая Арша — Каймасты (в), бассейна рек Алла-Елга — Сатка (г) и через Тараташский массив (д). По данным Ф. А. Пискунова и др. с дополнениями следующих свит: 4 — миньярской, 5 — инзерской, 6 — катавской, 7—9 — зильмердакской (7 — сланцы, 8 — песчаники и кварциты, 9 — доломиты), 10 — авзянской, 11 — саткинской; 12—13 — архейско-нижнепротерозойские образования: 12 — айской свиты, 13 — тараташского комплекса; 14 — стратиграфические границы установленные (а) и предполагаемые (б); 15 — надвиги установленные (а), выявленные геофизическими методами (в) и предполагаемые (в); 16 — зона тектонита Сулейнского надвига; 17 — скважины (пунктиром показаны скважины, снесенные на линию профиля). Название надвигов см. рис. 1

Отчетливая синклинальная складка с размахом крыльев до 0,5 км, ось которой погружается в направлении на северо-восток, закартирована Ф. А. Пискуновым в районе пос. Петропавловского (р. Ай). Слагающие ее песчаники, алевролиты, аргиллиты, мергели и известняки нижнефранского подъяруса наклонены к центру структуры под углами более 50°.

Узкая линейно-вытянутая с юго-запада на северо-восток более чем на 6 км синклиналь, названная нами Кулбаевской, занимает тектонический блок по р. Ай в районе деревень Нижние Лопасы — Кулбаево. Ядро складки сложено известняками фаменского яруса верхнего девона, крылья — карбонатными с прослоями терригенных пород девона вплоть до такатинских песчаников эйфельского яруса. Ось синклинали очень полого погружается на северо-восток по азимуту 50°.

Следует отметить, что отложения верхнего и среднего девона, слагающие вышеназванные тектонические чешуи, характеризуются меньшей мощностью и большей карбонатностью, нежели породы того же возраста, присутствующие в малых глыбах тектонита Сулеинского надвига.

В районе нижних течений рек Большой Азям, Турукинка и Большая Арша поверхность Сулеинского надвига приобретает близкое к горизонтальному залегание. Как следствие этого в наиболее пониженных участках рельефа (в разрезе р. Ай, а также вдоль подножия горы Копанец) оказывается обнаженной постель надвига. На эродированную поверхность здесь выходят палеозойские породы, слагающие тот же гигантский тектонит. Скважина 98, пройденная на перевале горы Копанец (по старой дороге Куса-Петропавловский), вскрыла две глыбы эйфельские (в составе такатинской и вязовской свит) пород (верхняя из них прослеживалась до глубины 174 м, нижняя — до забоя — 241,4 м), лежащих друг на друге и разделенных 10-метровой зоной милонитизированных образований. В районе горы Копанец имеет место тектоническое налегание живетских песчаников на эйфельские известняки, ранее рассматривавшееся как факт стратиграфического несогласия в основании живета.

По р. Большой Багруш, вдоль ее левого берега, а также в седловине между хребтами Башукты и Казан-Салган поверхность Сулеинского надвига оказывается уже наклоненной на запад. В результате линия его выхода в плане описывает дугу с поворотом на юго-запад, фиксируя замыкание с севера аллохтонной структуры. Сулеинский аллохтон, таким образом, мы вправе представлять в виде шарьяжа, разобщенного с его корневой зоной. Подошва шарьяжа образует пологую синформу, вытянутую в северо-восточном направлении. Эту форму она приобрела, очевидно, под действием более поздних этапов бокового сжатия.

Юго-восточное крыло аллохтона прослежено к юго-западу на 20 км вплоть до р. Сатки у д. Ботиево. Далее оно тектонически перекрыто надвигом доломитов авзянской свиты следующей к востоку структуры, названной нами Багрушской.

В междуречье Сатка — Салиаз Сулеинский шарьяж осложнен продольными надвигами, создавшими сложную чешуйчатую структуру аллохтона. Один из них, Чулковский, ограничивающий одноименную чешую, выходит в скальном отрыве по р. Сатке, у северной окраины с. Пороги. В левом борту р. Ай, в приустьевой части р. Сатки видно, как смятые в крупную антиклиналь песчаники, кварциты, сланцы с прослоями доломитов зильмердакской свиты Чулковской чешуи последовательно перекрывают слои доломитов миньярской, песчаники и аргиллиты инзерской и известняки катавской свит (см. рис. 1). Чулковский надвиг, наклоненный на юго-восток под углом около 45°, прослеживается с юга вдоль северо-западных склонов гор Малый и Большой Кукшик, Чулкова, Уары, а севернее, в излучине р. Ай (у д. Чеславки), сливается с Сулеинским надвигом.

В пределах гор Маскарали, Рябинихи и хр. Кальян, т. е. к северо-востоку от Сулеинского покрова, образования каратауской серии, включавшиеся ранее в состав Сулеинской зоны, также имеют аллохтонное строение. Возможно, когда-то ранее они составляли единую с Сулеин-

ским покровом структуру, затем, однако, во время новых складкообразовательных движений разделились на части. И здесь фронт надвига Башкирского антиклинория представлен зоной глыбового тектонита, сложенного притертыми друг к другу обломками разновозрастных и разнофациальных пород, сорванных со своего основания и перемещенных в современное положение с востока.

Навал глыб аллохтонного тектонита картируется на поверхности в бассейне рек Большой Арши и Сурояма. Тектонические останцы небольших размеров можно наблюдать непосредственно в балластных карьерах на южной окраине пос. Злоказово (р. Большая Арша). Здесь на моноклинально (под углами 15—40°) погружающихся к востоку терригенных породах верхнего девона лежат две грубо прямоугольных очертаний глыбы массивных известняков с фауной франского яруса. Их размеры в плане составляют 30—40×60—100 м. В свою очередь сами верхнедевонские алевролиты и аргиллиты также слагают аллохтонный блок, только несколько большего размера. Здесь же, в районе карьеров, картируется его тектонический контакт с глыбой верхнефранских известняков.

Вдоль западного склона хр. Кальян, в правом борту р. Суроям, полоса выхода палеозойских пород перед надвигом Башкирского антиклинория представлена многочисленными тектоническими отторженцами, присутствующими в виде гигантских блоков и мелких обломков, сложенных силурийскими (?) доломитами и девонскими известняками и песчаниками. Матрицей для них служат перетертые песчано-глинистые образования, возникшие скорее всего за счет подстилающих граувакк зилаирской свиты фамена — турне. Картированием установлено, что глыбы разбросаны далеко на запад от фронта надвига, явно свидетельствуя о пологой поверхности надвигания. Размеры отторженцев самые разнообразные: от сотен метров до нескольких километров в поперечнике. На контакте их с нижележащими зилаирскими породами отмечаются небольшие (до нескольких метров) по мощности зоны дробления, развальцевания, раздавливания. В них оказываются затащенными обломки как зилаирских песчаников и аргиллитов, так и карбонатных пород силура и девона. При этом слои зилаирских отложений, являющихся постелью аллохтона Башкирского антиклинория на этом участке, несколько деформированные в непосредственном контакте, на расстоянии уже первых метров от него не несут следов контактового воздействия.

Структура Башкирского антиклинория представлена в этом районе серией тектонических чешуй, надвинутых с востока. Выходящие на поверхность вдоль западного склона хр. Кальян миньярские доломиты, слагающие самую западную из них, тектонически перекрыты на востоке кварцито-песчаниками зильмердакской свиты. В результате к северу, в бассейне р. Тесенкуль, полоса выхода доломитов миньярской свиты полностью исчезает, погружаясь под надвиг зильмердакских образований. Последние восточнее в свою очередь уходят под аллохтон саткинских (?) карбонатных пород (см. рис. 1).

Одной из крупных структур Башкирского антиклинория является Тараташская, занимающая северную периклиналь Башкирского антиклинория. Она прослеживается в междуречье Большой Арши, Сурояма и верхнего течения р. Уфы, на 45 км в юго-западном направлении. Максимальная ширина ее выхода, составляющая около 15 км, приурочена к центральной части структуры. Глубокометаморфизованные архейско-нижнепротерозойские породы с небольшими телами гранитов, габбро и габбродиабазов слагают ядро Тараташской антиклинали. Крылья ее несогласно перекрыты образованиями айской свиты бурзянской серии (в основании айской свиты отмечается галька пород тараташского облика). Однако такие стратиграфические взаимоотношения не повсеместны. В. И. Ленных и В. И. Петров, например, отмечают в 1 км к западу от центральной части Тараташского выступа небольшой тектонический останец его, субгоризонтально лежащий на терригенных отложениях айской свиты.

На западном крыле Тараташской антиклинали, в 5 км к востоку от с. Суроямский Бугор (р. Суроям), Кусинской геологоразведочной партией была пройдена скв. 281. По данным Н. П. Малаховой и др. [20], скважина сверху до глубины 593,4 м вскрыла полосчатые мигматиты тараташского комплекса, а ниже вошла в палеозойские отложения (рис. 2, д). Мигматиты с дайками диабазов интенсивно катаклазированы и милонитизированы. Наиболее дислоцированы породы в нижней части, в контакте с палеозойскими черными кремнистыми известняками. Последние, судя по керну скважины, осложнены микроскладчатостью, сильно раздроблены и трещиноваты. Черные кремнистые известняки на глубине 645 м сменились серыми коралловыми известняками живетско-нижнефранского возраста [20]. Ниже, в интервале 719—892,9 м (забой) вновь обнаружены аналогичные интервалу 593,4—645 м черные кремнистые известняки, участками доломитизированные и переполненные кони-конхиями кобленцкого яруса нижнего девона. Слоистость пород ориентирована под углами 60—70°. Палеозойские известняки повсеместно несут следы тектонического дробления, породы местами приобретают вид брекчий с беспорядочно спаянными крупными и мелкими обломками. В целом весь интервал (593,4—892,9 м) вскрытых карбонатных пород, очевидно, представляет собой мощную тектоническую зону, в которой оказались сгруженными мелкие обломки и крупные глыбы разновозрастных отложений, захваченных во время надвигания Тараташского аллохтона. Судя по тому, что выход зоны надвига на местности располагается в 4,5 км к западу от скв. 281, вскрывшей его на глубине около 600 м, наклон поверхности смещения на восток составляет 7°.

Тараташская антиклиналь, оконтуриваемая выходами туфопесчаников, туфоалевролитов, аргиллитов и сланцев айской свиты, очевидно, надвинута с востока на кварцито-песчаники зильмердакской и доломиты саткинской свит, слои которых под косым углом срезаются линией надвига. При этом породы айской свиты вдоль контакта имеют отчетливое опрокинутое залегание. Надвиг, названный нами Тараташским, прослеживается на юго-запад вплоть до бассейна р. Кусы, затем у рек Большой и Малый Навыш изгибается к югу, а далее, в верховьях р. Юважелги, вероятно, поворачивает на северо-восток, описывая южное замыкание структуры. Северная периклиналь ее ограничивается долиной р. Уфы, на правом берегу которой уже обнажены породы постели — граувакки зилаирской свиты. Их выходы прослеживаются и вдоль северо-восточной границы аллохтона, образуя тектоническое полуокно между Тараташской и Центрально-Уральской структурами. Таким образом, Тараташская антиклиналь располагается в тектоническом покрове, вытянутом в меридиональном направлении почти на 60 км при ширине 20 км. Его подошва смята в пологую синформу с погружением западного и восточного ее крыльев к центру структуры под углами 7—10°. На востоке покров перекрыт надвигом образований кувашской свиты Центрально-Уральского поднятия.

Как уже отмечалось, на Сулейнский покров с юго-востока надвинута Багрушская дислокация. В ее строении принимают участие породы авзянской свиты и каратауской серии. Структура вытянута в юго-западном направлении, прослеживаясь узкой (5—10 км) полосой от устья р. Большой Багруш до верховьев р. Улуир (возможно, и далее к югу) на 70 км. Ограничивающий ее надвиг погружается на юго-восток под углами 30—35° во фронтальной части.

Поверхность Багрушского надвига была изучена с помощью шурфов и скважин в бассейне нижнего течения р. Большой Багруш геологическим отрядом под руководством Ф. А. Пискунова. В двух пунктах зона надвига была вскрыта шурфами, а в долине р. Ай, возле устья р. Ульной — скв. 39. Скважина до глубины 132 м прошла верхнеавзянские отложения, имеющие падение слоев под углами 40—55°, а ниже до забоя (252 м) встретила практически горизонтально лежащие песчаники палеозоя, обнажающиеся севернее в тектоническом окне между Сулейнским

покровом и Багрушской структурой. Зона контакта охарактеризована дроблением, наличием милонитов.

Вдоль фронта Багрушского надвига, охватывая вершины Кукшик, Большой и Малый Кукшик, породы авзянской свиты слагают крупную Кукшикскую антиклиналь северо-восточного простирания длиной до 20 и шириной 3—5 км. Северо-восточная и юго-западная ее периклинали представлены терригенными образованиями зильмердакской свиты. Северо-западное крыло структуры опрокинута (см. рис. 2, а).

В пределах Багрушского аллохтона вдоль его простирания выделяется несколько надвигов, расчленяющих породы каратауской серии (главным образом зильмердакской свиты) на ряд тектонических чешуй, перемещенных к северо-западу. Они прослеживаются по оси Сулейнского хребта и частью на его юго-восточном склоне от ст. Бердяуш к юго-западу (см. рис. 1). Параметры поверхностей надвигания не установлены.

Следующая к юго-востоку крупная структура Башкирского антиклинория — Бакало-Саткинская тектоническая пластина. Это название дано по имени ограничивающего ее надвига, прослеживающегося от Тараташского покрова на юго-запад, в направлении городов Сатка, Юрюзаны и Катав-Ивановск. Она сложена образованиями бурзянской на севере и юрматинской и каратауской серий на юге. Бакало-Саткинский надвиг вскрыт картировочными скважинами (90 и 91) в долине р. Турукинки в процессе геологосъемочных работ под руководством Ф. А. Пискунова. В 2 км севернее, в районе Южно-Злоказовского рудопроявления, он установлен данными горных работ. Его поверхность падает на юго-восток под углом около 15°.

В левом борту р. Ай, у железнодорожного моста через реку, на западной окраине г. Кусы, Бакало-Саткинский надвиг выходит на поверхность. Его простирание на этом участке субмеридиональное с падением сместителя на восток. С запада к контакту подходят кварцито-песчаники с прослоями алевролитов верхней части авзянской свиты (очень похожие на лемезинскую часть зильмердакской свиты), падающие под углом 40° по азимуту 90°. К востоку от контакта прослеживаются тонкослойные доломиты с листоватыми черными аргиллитами и алевролитами саткинской свиты, залегающие с азимутом падения 80°, угол 35°. Непосредственно в зоне нарушения присутствуют дробленные, смятые в мелкие (размах крыльев 10—15 см) поперечные складки, кремнистые сланцы, погружающиеся под саткинские доломиты по азимуту 55°, угол 50°.

Бакало-Саткинская тектоническая пластина осложнена несколькими продольными надвигами, вытянутыми с юго-запада на северо-восток. Один из них, названный Ефремовским (проходит вдоль западного склона гор Ефремовских), обнажен в Навышинском карьере, расположенном по дороге Куса — Магнитка, вблизи моста через р. Большой Навыш. В карьере видно, как падающие под углом 40° по азимуту 120° тонкослойные серые с розоватым оттенком доломиты саткинской свиты погружаются под глинистые сланцы и песчаники с прослоями конгломератов чудинской толщи айской свиты. Последние имеют меридиональное простирание с падением слоев на запад под углами 5—10°. Зона нарушения выражена интенсивным брекчированием и милонитизацией. Породы с обеих сторон от контакта несут дополнительное смятие: саткинские доломиты приобретают более крутой (до 90°) угол наклона, а терригенные айские отложения у нарушения изменяют падение на восточное, при этом угол наклона приближается к 70°. Прослеженное в карьере простирание Ефремовского надвига ориентировано по азимуту 30°. Поверхность смещения падает на юго-восток под углом более 50°.

На западном крыле Башкирского антиклинория, возле с. Кулгунино, стоящего на тракте Стерлитамак — Белорецк, объединением «Башнефть» пройдена глубокая скв. 1. В ее задачу входило изучение последовательности напластования допалеозойских толщ, определение вещественного состава и физико-химических свойств отложений вскрываемого разреза, тектоники, а также выяснение характера их нефте-, газо- и водоносности.

Скважина заложена в поле выхода катавских доломитов и мергелей, образующих здесь северную периклиналь крупной синклинальной складки, вытянутой в меридиональном направлении. Обнажения катавских пород видны непосредственно в самой д. Кулгунино, в борту долины р. Шишеняк, а также вдоль многочисленных оврагов, спускающихся к реке.

Скв. 1 вскрыла следующий разрез (сверху вниз)¹:

0—620 м — катавская свита: известняки серые с зеленоватым, красноватым, коричневатым оттенками, иногда глинистые, прослоями мергели, реже аргиллиты и алевролиты. Угол наклона слоистости 5—10°;

620—1244 м — зильмердакская свита: переслаивание темно-серых аргиллитов и алевролитов с редкими прослоями песчаников, а внизу (992—1244 м) буровато-коричневых доломитов и доломитовых мергелей. Угол наклона слоистости 5—25°;

1244—2310 м — авзянская свита: розовые, красные, зеленые доломиты и мергели в верхней половине с телами субщелочных диабазов. В интервале 1575—1655 м — розовые кварцевые монциты. Угол наклона слоистости 5—15°;

2310—2470 м — кварцевые диабазы;

2470—2702 м — зигазино-комаровская свита: черные и темно-серые глинистые и углисто-глинистые сланцы с редкими прослоями алевролитов и песчаников. Угол наклона слоистости 10—15°;

2702—3141 м — зигальгинская свита: розовые и сиреневые кварцевые песчаники с редкими слоями сланцев (вверху). Угол наклона слоистости 10—15°;

3141—4223 м — подзигальгинская толща (по мнению В. И. Козлова, отвечает юшинской свите): аргиллиты и алевролиты темно-серые и черные, слюдяные, иногда слабодоломитистые и углистые. Угол наклона слоистости в верхней части разреза 30—40, ниже 5—25°;

4223—4574 м — нет материала;

4574—4696 м — зигазино-комаровская свита: сланцы углисто-кремнисто-глинистые (вверху) и кварцево-полевошпатовые песчаники (внизу). Породы темноокрашенные;

4696—5025 м — зигальгинская свита: песчаники розовые и сиреневые, иногда зеленоватые, кварцевые, цемент участками доломитистый. В верхней части редкие прослои бурых аргиллитов. В интервале 4709—4711 м — конгадиабазы.

На глубине 4574 м в скважине пройдено разрывное нарушение, после которого повторно встречены отложения зигазино-комаровской толщи. С учетом данных геологических съемок это нарушение увязывается с Авдырканским надвигом, выходящим на поверхность в 7,5 км западнее скважины. По нему породы верхнего рифея надвинуты на терригенные отложения ашинской серии венда. Под сланцами зигазино-комаровской свиты скважина вошла в песчаники зигальгинской свиты, ориентировочно подошву которых предполагалось встретить на глубине около 5100 м.

Предложенная интерпретация разреза скв. 1 Кулгунино не единственно возможная. Очевидно, могут иметь место и другие варианты [1], тем более, что данные радиометрических датировок вскрытых отложений, полученные калий-аргоновым методом, противоречивы, к тому же непосредственные взаимоотношения между различными по составу толщами, как правило, не охарактеризованы достаточным материалом керна.

СТРУКТУРА ПРЕДУРАЛЬСКОГО ПРОГИБА

Предуральский прогиб прослеживается вдоль западного склона Урала от Баренцева моря до Каспия на 2000 км, имея ширину в среднем 50—80 км. Поперечными дислокациями Полюдова Кряжа, Каратау и Косьвинско-Чусовской седловины он расчленен на четыре впадины

¹ Выделение свит и толщ проведено на основании вещественного состава и сравнения литологических особенностей их с отложениями, обнажающимися на поверхности в пределах Башкирского антиклинория.

(с севера на юг): Печорско-Воркутинскую, Соликамскую, Юрюзано-Сылвинскую и Бельскую.

Мы уже отмечали, что Предуральскому прогибу присуще сложное чешуйчато-надвиговое строение, обусловленное действием бокового давления со стороны Урала [12—15]. Основными структурными формами в нем являются тектонические чешуи (Шиханско-Волостновская, Табынско-Иштугановская, Саратовская, Мечетлинская, Апутовская, Всеволодо-Вильвинская, Мальцевская, Курьинская, Патраковская, Вуктыльская, Интинская, Пальник-Шорская и др.), прослеживающиеся в плане на десятки и сотни километров в виде узких (3—10 км) полос уральского (субмеридионального) простиранья.

Установлено, что некоторые чешуи оказываются ограниченными снизу единичными поверхностями скольжения и тогда они образуют более сложные структуры — тектонические пластины [11]. Такие структуры (Сакмаро-Икская, Шидинская, Мурадымовская в Бельской впадине, Каратауская в Юрюзано-Сылвинской, Луньевская, Косьвинская в Соликамской, Еджир-Кыртинская в Печорско-Воркутинской) имеют значительную амплитуду надвигания и в основном выделяются на восточном (внутреннем) крыле прогиба. Надвинутые друг на друга тектонические пластины раслаивают отложения на субгоризонтальные тектонослои, омолаживающиеся с глубиной.

Часть надвиговых структур осложнена субпоперечными сдвигами, расчленявшими их на части, перемещавшиеся автономно друг относительно друга. Наиболее значительные сдвиги (Шидинский, Мурадымовский, Ашинский, Полюдовский и др.) имеют длину, измеряемую десятками километров. Поверхности смещения сдвигов, как правило, субвертикальные либо крутонаклонные. Амплитуда их достигает 30—50 км [10, 11].

Степень дислоцированности пород в прогибе, равно как и амплитуда надвигания, возрастает в восточном направлении, достигая порой десятков километров. На восточном крыле Предуральского прогиба надвиги, формирующие тектонические чешуи, особенно многочисленны. В палеозойском обрамлении западного крыла Башкирского антиклинория, представляющем собой выведенные на поверхность породы основания прогиба, аллохтонные структуры подтверждены бурением многочисленных скважин. В пределах Урала они установлены на Архлатышской, Иштугановской, Хлебодаровской, Мурадымовской и других разведочных площадях [11, 15]. На Среднем Урале палеозойские образования восточного крыла Юрюзано-Сылвинской впадины также имеют аллохтонное строение. Серия чешуйчатых надвигов обнаружена скважинами Турсакальской, Ургалинской и Ураимской разведочных площадей [14]. На правом берегу р. Ай (Кусинский район), по данным детальных геологических исследований, проведенных в 1970—1977 гг. Кусинским отрядом под руководством Ф. А. Пискунова, установлено, что выходы карбонатных пород девона и карбона слагают тонкие налегающие друг на друга тектонические чешуи, перемещенные в западном направлении (см. рис. 2, в, г).

Самая верхняя из них и ближайшая к Башкирскому антиклинорию, названная Абдраязковской, вытянута вдоль фронта Сулейнского покрова. Ее слагают верхнедевонские известняки, смятые в пологую Алла-Елгинскую антиклиналь. Поверхность ограничивающего чешую надвига установлена скважинами 11 и 12, пробуренными в пойме р. Алла-Елги (см. рис. 2, г). Скважина 12, расположенная ближе к фронтальной части структуры, прошла сверху толщу известняков фамена, а на глубине 345 м встретила башкирские отложения с богатой фауной фораминифер. Скважина 11, отстоящая на 2,7 км юго-восточнее предыдущей, меститель встретила на глубине 230 м. И в этом случае фаменские известняки подстилаются известняками башкирского яруса среднего карбона. Таким образом, максимальная толща Абдраязковской чешуи в этом пересечении составляет всего 350—400 м. В направлении к юго-западу поверхность надвига воздымается и уже в районе деревень Кулбаево — Михайловка

обнажается на поверхности, прослеживаясь вдоль склона пологой возвышенности, почти полностью повторяя изгибы рельефа. В северо-восточном направлении, в сторону пос. Злоказово, подошва чешуи, напротив, испытывает погружение. Здесь ее толщина увеличивается до 1,5 км, что установлено скв. 22, пройденной в долине р. Каймасты у д. Токтарово.

Перед фронтом Абдраязковской чешуи, в бассейне рек Шидалья и Алла-Елга, среди поля развития пород среднего карбона Ф. А. Пискунов отмечает многочисленные обломки и глыбы (до нескольких десятков метров в поперечнике) визейских стриаиферовых известняков, по всей вероятности, являющихся фрагментами тектонической мешанины, сгруженной лобовой зоной аллохтона.

Скважина 22 под Абдраязковской чешуей в интервале 1280—2210 м вскрыла фрагмент новой, подстилающей первую, чешуи. Ее слагают аналогичные карбонатные породы верхнего девона — карбона, возможно, сверху перекрытые толщей обломочных отложений среднего — верхнего карбона.

От бассейна р. Большой Азям в направлении к северу вплоть до р. Уфы обнажается полоса выхода граувакковых пород зилаирской серии верхнего девона — нижнего карбона, тектонически граничащая на западе с отложениями нижнего и среднего карбона. Предполагавшийся ранее надвиговый характер контакта получил подтверждение бурением. Скважина 61, пробуренная Кусинским отрядом на водоразделе рек Большой Азям — Большая Арша в районе пос. Злоказово, вскрыла поверхность смещения на глубине 67 м. Ниже зилаирских пород встречены фаунистически охарактеризованные известняки среднего визе, слагающие верхнюю часть Абдраязковской структуры.

Надвиг, которому дано название Малоургалинский, ограничивающий одноименную тектоническую чешую, сложенную зилаирскими отложениями, имеет пологое (не более 10°) погружение к востоку.

ВЫВОДЫ

Данные бурения подтверждают чешуйчато-покровное строение как Предуральского прогиба, так и Башкирского антиклинория. Структуры докембрия Башкирского антиклинория в северной части надвинуты на палеозойские отложения Предуральского прогиба по пологой поверхности, испытавшей последующее неоднократное смятие и дробление. Сложная зона сочленения названных крупных структур западного склона Урала также имеет чешуйчато-надвиговое строение. Аллохтоны представлены тонкими пластинами, вдоль поверхности смещения которых развиты мощные глыбовые тектониты — свидетельства чрезвычайной тектонической напряженности района формирования структур.

К югу, на территории Южного Урала, подошва докембрийских образований Башкирского антиклинория, судя по геофизическим данным, значительно погружена. Это же подтверждается данными скв. 1 Кулгунино, не вскрывшей ее на глубине 5 км.

Литература

1. Андреев Ю. В., Иванова Т. В., Келлер Б. М. и др. Стратиграфия верхнего протерозоя восточной окраины Русской плиты и западного склона Южного Урала. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 10, с. 57—67.
2. Беккер Ю. Р. Позднекембрийская моласса Южного Урала. Л.: Недра, 1968. 160 с.
3. Бусыгин Б. Д., Вялухин Г. И., Колмогорова Г. С. и др. Особенности минерального состава бокситов северо-восточной части территории Южноуральского бассейна. — В кн.: Ежегодник 1981. Информационные материалы. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1982, с. 126—127.
4. Гарань М. И. Докембрийские отложения западного склона Южного Урала и связанные с ними полезные ископаемые. — В кн.: Труды XVII сессии МГК. М.: ГОНТИ, 1939, т. 2, с. 173—181.
5. Гарань М. И. Корреляция разрезов верхнедокембрийских образований Урала. — В кн.: Стратиграфия СССР. Т. 2. Верхний докембрий. М.: ГОНТИ, 1963, с. 114—204.
6. Гаррис М. А. Геохронологическая шкала Урала и основные этапы его развития в

- докембри и палеозое (по данным калий-аргонового метода).— В кн.: Абсолютный возраст геологических формаций. МГК. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 3. М.: Наука, 1964, с. 128—156.
7. *Горяинова О. П., Фалькова Э. А.* Древние свиты западного склона Южного Урала.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1937, т. 15, вып. 3, с. 242—274.
 8. *Иванов А. И.* К стратиграфии и древнему орогенезу древних свит западного склона Южного Урала. Уфа: Башгосиздат (Тр. Башкирского геол. треста, вып. 7), 1937, с. 2—28.
 9. *Иванов А. И.* Обоснование сводного стратиграфического разреза древних свит западного склона Южного Урала.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1949, т. 34, вып. 5, с. 31—42.
 10. *Казанцев Ю. В.* Сдвиги в Южном Предуралье.— Докл. АН СССР, 1981, т. 257, № 4, с. 957—961.
 11. *Казанцев Ю. В.* Чешуйчато-надвиговая структура Предуральского прогиба: Автореф. докт. дис. Новосибирск: Ин-т геологии и геофизики, 1982. 33 с.
 12. *Казанцев Ю. В., Камалетдинов М. А.* Основные особенности тектоники Предуральского краевого прогиба.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1977, т. 52, вып. 6, с. 122—138.
 13. *Камалетдинов М. А.* Основные особенности тектоники западного склона Южного Урала: Автореф. докт. дис. М.: ГИН АН СССР, 1972. 45 с.
 14. *Камалетдинов М. А.* Покровные структуры Урала. М.: Наука, 1974. 230 с.
 15. *Камалетдинов М. А., Казанцев Ю. В., Казанцева Т. Т., Фаттахутдинов С. Г.* Главные особенности тектоники и закономерности размещения нефтяных и газовых месторождений Предуральского прогиба. Уфа: БФАН СССР, 1977, Ч. 1. 50 с.
 16. *Келлер Б. М.* Верхний протерозой Русской платформы (рифей и венд). М.: Изд-во МГУ, 1968, с. 3—87.
 17. *Клочихин А. В., Романов В. А., Радченко В. В. и др.* К вопросу о стратиграфическом расчленении и корреляции доордовикских отложений Авзянского района Южного Урала.— В кн.: Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала. Уфа: БФАН СССР, 1969, вып. 9, с. 18—27.
 18. *Козлов В. И.* Верхний рифей и венд Южного Урала. М.: Наука, 1982. 128 с.
 19. *Львов К. А.* О древних отложениях Урала, их возрасте и стратиграфии.— Сов. геология, 1957, сб. 55, с. 51—77.
 20. *Малахова Н. П., Панков Ю. Д., Чебыкин Н. Я. и др.* Новые данные о возрасте надвига вдоль западной границы тараташского комплекса.— В кн.: Ежегодник 1977. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978, с. 25—26.
 21. *Наливкин Д. В.* Геологическая история Урала. Свердловск: Свердловгиз, 1943. 96 с.
 22. *Ожиганов Д. Г.* Метаморфические толщи хр. Уралтау.— В кн.: Геология СССР. Т. 13. Башкирская АССР, ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1964.
 23. *Олли А. И., Романов В. А.* О сопоставлении допалеозойских отложений западного склона Южного Урала и хр. Уралтау. — В кн.: Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы. Уфа: БФАН СССР, 1960, вып. 7, с. 83—92.
 24. *Соколов Б. С.* О возрасте древнейшего осадочного покрова на Русской платформе.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1952, № 5, с. 5—21.
 25. *Шатский Н. С.* Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала.— В кн.: Материалы к познанию геологического строения СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1945, вып. 26. 130 с.

Институт геологии
БФАН СССР

Поступила в редакцию
7.V.1984

УДК 551.242+553.98(470.13)

БОРИСОВ А. В.

ФОРМАЦИИ, ВРЕМЯ СТАНОВЛЕНИЯ КРУПНЫХ СТРУКТУР И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА СЕВЕРНОГО ПРЕДУРАЛЬЯ И СМЕЖНЫХ РАЙОНОВ ПЕЧОРСКОЙ ПЛИТЫ

Описаны состав осадочных формаций и связь их с развитием крупных структур северного Предуралья и смежных районов Печорской плиты. На базе формационного анализа и анализа мощностей осуществлены палеотектонические реконструкции, позволившие установить время образования крупных современных структур, эпохи интенсивной генерации и миграции углеводородов и объяснить на этой основе причины приуроченности залежей нефти и газа к определенным формациям и тектоническим элементам. По совокупности палеотектонических и палеогеотермических данных сделан вывод, что в наиболее широких масштабах процессы генерации углеводородов могли протекать в позднеартинско-раннеюрский (орогенный) этап развития и что данному и непосредственно следовавшему за ним среднеюрско-раннемеловому этапам истории обязаны завершением своего формирования все крупные структуры северного Предуралья и смежных районов Печорской плиты, контролирующие современные нефтегазосборные области в юго-восточной части Тимано-Печорской нефтегазосборной провинции.

Объектом настоящего исследования являлась обширная (600×250 км) территория юго-восточной части Тимано-Печорской нефтегазосборной провинции, включающая в себя Верхнепечорскую депрессию Предуральяского краевого прогиба, известную в литературе под названием северного Предуралья, и непосредственно прилегающие к ней с запада две крупные (первого порядка) структуры Печорской плиты — Омра-Тэбукский мегавыступ (полусвод) размерами 80×280 км и Ираиоль-Лыжскую седловину — 50×160 км (рис. 1).

Рассматриваемая территория сосредоточила в своих недрах месторождения, обеспечивающие практически всю добычу нефти и газа в южных районах провинции, и именно с ней здесь связываются основные перспективы дальнейшего расширения сырьевой базы.

В исследуемых разрезах прослеживаются три отчетливые поверхности регионального несогласия: предордовикская, предсреднедевонская и предсреднеюрская, фиксирующие границы между байкальским (рифей-вендским), каледонским (ордовикско-нижнедевонским), герцинским (среднедевонско-нижнетриасовым) и альпийским (среднеюрско-нижнемеловым) структурно-формационными комплексами. Байкальский комплекс, сложенный метаморфизованными сланцами и эффузивно-интрузивными породами, рассматривается большинством исследователей в качестве фундамента (реже промежуточного комплекса), остальные образуют осадочный чехол, мощность которого изменяется от 0 на Тимане до 10—12 км (по геофизическим данным) в Предуральском прогибе.

Строение осадочных формаций северного Предуралья и смежных с ним на востоке и западе районов рассмотрено в работах [2, 3, 5, 7, 13, 16]. Придавая первостепенное значение решению одной из кардинальных проблем тектоники о взаимоотношениях платформ с геосинклиналью на разных этапах тектонической эволюции, большинство геологов, занимавшихся формационным анализом, основные усилия направляли на восток. Относительно меньше внимания уделено формационному анализу и структурным связям северного Предуралья с районами, прилегающими к нему с запада [2, 3].

Выполненные в данной работе исследования частично восполнили этот пробел. На базе формационного анализа и анализа мощностей осу-

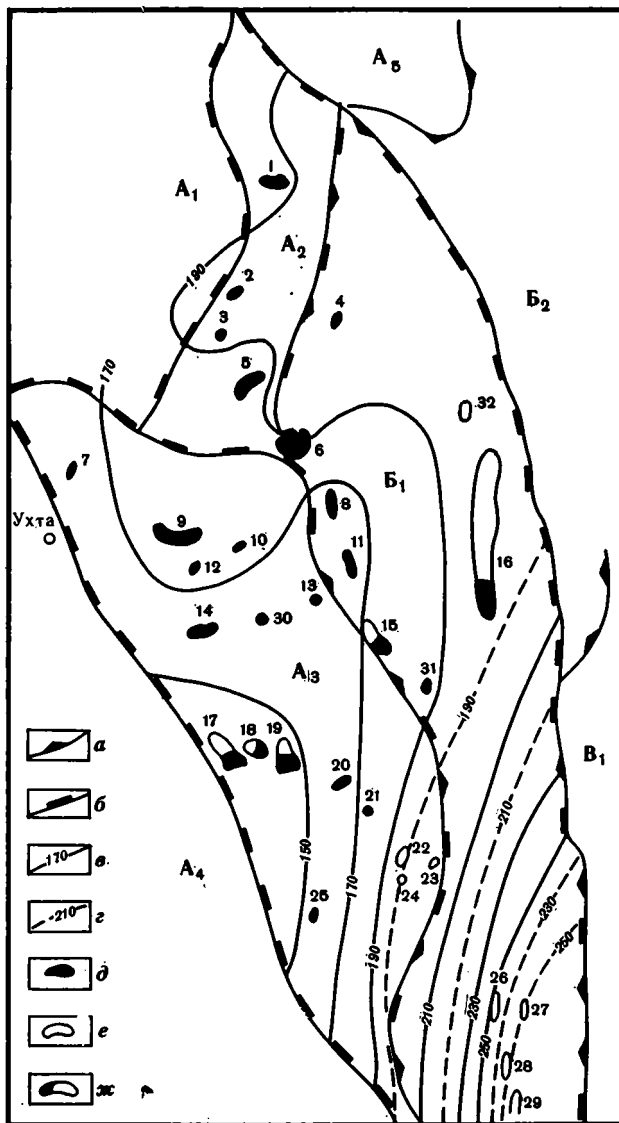


Рис. 1. Схемы тектонического районирования территории северного Предуралья и смежных районов Печорской плиты и распределения (по данным [8]) максимальных палеотемператур в среднедевонских и нижнекаменноугольных терригенных отложениях *a* — границы крупнейших надпорядковых тектонических элементов, А — Печорская плита, Б — Предуральский краевой прогиб, В — Уральская складчатая система; *б* — границы крупных первого порядка структур, А₁ — Ижма-Печорская впадина, А₂ — Ираиоль-Лыжская седловина, А₃ — Омра-Тэбукский мегавыступ (полусвод), А₄ — Тиманский мегавал, А₅ — Печоро-Кожвинский мегавал, Б₁ — Верхнепечорская депрессия, Б₂ — Среднепечорское поперечное поднятие, В₁ — западная структурная зона северного Урала; *в*, *г* — палеоизотермы в °С: *в* — в среднедевонских отложениях; *г* — в нижнекаменноугольных отложениях, *д*—*ж* — месторождения: *д* — нефтяные, *е* — газовые, *ж* — нефтегазовые и газонефтяные, 1 — Лузское, 2 — Сотчемьюское, 3 — Ираиольское, 4 — Исаковское, 5 — Лемьюское, 6 — Мичаюское, 7 — Аювинское, 8 — Северо-Савиноборское, 9 — Западно-Тэбукское, 10 — Вельюское, 11 — Восточно-Савиноборское, 12 — Южно-Тэбукское, 13 — Ленавожское, 14 — Джьерское, 15 — Пашнинское, 16 — Вуктыльское, 17 — Нибельское, 18 — Верхнеомринское, 19 — Нижнеомринское, 20 — Троицко-Печорское, 21 — Ягтыдинское, 22 — Джебольское, 23 — Восточно-Пальюское, 24 — Прилукское, 25 — Северо-Мылвинское, 26 — Рассохинское, 27 — Пачгинское, 28 — Курьинское, 29 — Патраковское, 30 — Сосновское, 31 — Юрвожское, 32 — Козлаюское

шествлены палеотектонические реконструкции, позволившие определить время образования основных современных структур, эпохи интенсивной генерации и миграции углеводородов и объяснить на этой основе причины приуроченности залежей нефти и газа к определенным формациям и крупным тектоническим элементам.

При расчленении чехла на естественно обособленные комплексы под формацией понималась ассоциация близких в литолого-фациальном отношении пород, образующих геологическое тело, происхождение которого, с одной стороны, обуславливалось особенностями тектонического режима, с другой — фациально-климатической обстановкой. Термин «надформация» рассматривался как группа самостоятельных, но близких в историко-тектоническом плане формаций; «субформация» — как часть формации с несколькими отклоняющимися литологическими признаками. Всего выделено одна надформация, 16 формаций и три субформации. Границы между формациями проводились в основном по смене литологического состава пород, реже — по наличию аксессуарных компонентов в породных ассоциациях сходного литологического состава. В названиях многопородных формаций основная порода замыкает название.

ФОРМАЦИИ НИЖНЕГО ПАЛЕОЗОЯ — НИЖНЕГО ДЕВОНА

В основании осадочного чехла залегает **красноцветная аргиллитовалевролитово-песчаниковая формация** предположительно ордовикского возраста. Она прослежена бурением в полосе шириной 60—120 км на расстоянии свыше 700 км вдоль Тимана (рис. 2, 1). Максимально известная мощность формации составляет 950 м.

Нижняя часть формации (сечьельская свита), генезис которой уже долгое время является предметом оживленных дискуссий, сложена хорошо отсортированными преимущественно мелко- и среднезернистыми белыми кварцевыми песчаниками мощностью до 200 м. Перекрывают сечьельские отложения терригенные красноцветные породы нибельской свиты, накопление которых, как признано всеми исследователями, происходило в континентальных или лагунно-континентальных условиях.

Ряд геологов [6, 12] на основании литологического облика, слоистости и хорошей отсортированности белых песчаников сечьельской свиты рассматривают их в качестве прибрежных осадков раннеордовикского морского бассейна Уральской геосинклинали. Другие исследователи вслед за [9] относят терригенные отложения обеих свит полностью к озерным и лагунно-континентальным образованиям. В настоящей работе предпочтение отдано второй точке зрения, поскольку в данных осадках не обнаружено морской фауны.

Распространение терригенной ордовикской формации в виде линейного и относительно узкого тела указывает скорее всего на образование ее в структурных условиях, характерных для компенсационных прогибов грабенообразного типа, развитие которых наблюдается на многих платформах в начале тектонических циклов.

Известняково-доломитовая формация силурийско-раннедевонского возраста изучена неравномерно. На полную мощность она вскрыта бурением на нескольких площадях платформенной части региона. В Предуральском прогибе судить о ее строении можно лишь по результатам бурения скважин на двух структурах. Основную часть формации слагают серые и светло-серые перекристаллизованные известняки и доломиты. В западных (платформенных) разрезах в основании формации встречены прослои красноцветных алевролитов, мергелей, песчаников (мощностью от 10 до 90 м) с гнездами гипса и ангидрита; в восточных (предуральских) верхняя часть (до 100 м), условно относимая к нижнему девону, представлена толщей переслаивающихся темно-серых, почти черных тонкоплитчатых известняков и известковистых глин. Не исключено, что силурийско-нижнедевонский комплекс слагает группа самостоятельных формаций, однако выделить их в настоящее время из-за слабой изученности затруднительно.

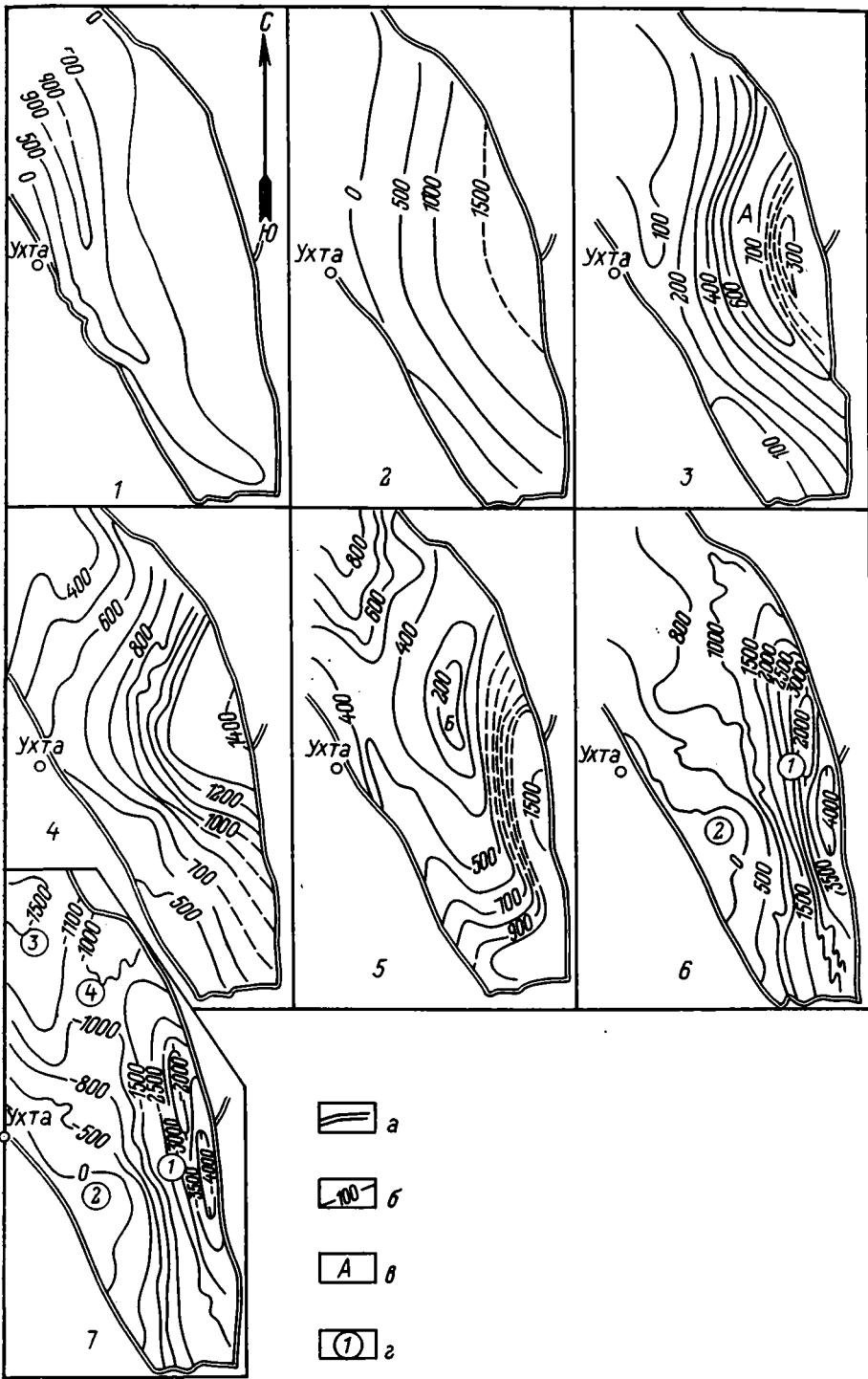


Рис. 2. Схемы изопхит и структурная карта территории северного Предуралья и смежных районов Печорской плиты
 1—6 — схемы изопхит: 1 — седель-нибельских (ордовикских), 2 — силурийско-нижнедевонских, 3 — среднедевонско-саргаевских, 4 — доманиково-среднедевонских, 5 — верхнедевонско-нижнеартинских, 6 — верхнеартинско-нижнетриасовых отложений; 7 — структурная карта кровли карбонатных нижнеартинских отложений к концу раннего мела. а — контур рассматриваемой территории; б — изопхиты (1—6), изогипсы (7); в — палеоструктуры: А — Лебяжский прогиб, Б — Илыч-Чикшинский мегавал; г — современные структуры: 1 — Верхнепечорская депрессия, 2 — Омра-Тэбукский полуостров, 3 — Ижма-Печорская впадина, 4 — Ираиоль-Лыжская седловина

Известняково-доломитовая формация изменяется в мощности от 0 на западе до 1600 м на востоке (рис. 2, 2), отражает режим сравнительно замедленных, временами прерывавшихся тектонических опусканий, компенсированных осадконакоплением.

Если считать, что полный тектонический цикл развития геосинклинали завершается складчатостью, орогенезом, образованием молассы и сходных с ней отложений в прилегающих к краевым прогибам частях платформы, то названные выше формации раннего палеозоя — раннего девона составляют редуцированный формационный ряд каледонского тектонического цикла, причем редуцирована верхняя его часть. Слабая изученность формаций этого стратиграфического диапазона позволяет только условно сопоставить первую из них с начальной, а вторую — со средней стадиями каледонского цикла.

ФОРМАЦИИ СРЕДНЕГО ПАЛЕОЗОЯ — НИЖНЕГО ТРИАСА

Сероцветная карбонатно-песчаниково-глинистая формация среднедевонско-саргаевского возраста, в верхней части которой выделена туфогенно-терригенная субформация, одна из наиболее изученных. К ней приурочено большинство выявленных залежей нефти и газа южной части провинции, и она длительное время была основным объектом поисково-разведочных работ.

В составе формации преобладают терригенные породы: кварцевые, преимущественно мелко- и среднезернистые песчаники, кварцевые алевролиты и темно-серые глины. Известняки развиты в виде отдельных пластов главным образом в восточной части территории. Мощность формации изменяется от 0 до 700—800 м. Наименьшие мощности характерны для западной и восточной частей рассматриваемой территории (рис. 2, 3). С формацией связано развитие различных по размерам линейных компенсационных палеопрогибов. Наиболее крупный из них — Лебяжский, протягиваясь на расстоянии свыше 200 км (рис. 2, 3), вероятно, являлся южной ветвью Печоро-Кожвинского грабенообразного палеопрогиба.

Туфогенно-терригенная субформация пашийско-саргаевского (*D_{pch} — sr*) возраста развита на западе рассматриваемой территории и отражает единственный зафиксированный за всю палеозойско-мезозойскую историю период, когда на довольно обширных пространствах Печорской плиты происходило накопление туфогенного материала.

Расположенные выше семилукско-турнейские отложения объединены в **терригенно-карбонатную надформацию**. Ее слагает группа формаций, отображающих тектонический режим, сущность которого заключалась в образовании в конце раннефранского времени глубоководной палеовпадины и в последующем постепенном заполнении ее осадками. Мощность надформации возрастает от 400—500 на западе до 1300—1400 м на востоке. Слагающие ее породы отличаются значительными колебаниями мощностей и резкими изменениями литологического состава на коротком расстоянии. В составе надформации выделяются битуминозная кремнисто-глинисто-карбонатная, рифогенная, мергелисто-известняково-глинистая и доломитово-известняковая формации.

Битуминозная кремнисто-глинисто-карбонатная формация представлена тонкослоистыми битуминозными известняками, мергелями, сланцами и силлитами. Ее строение подробно рассмотрено в работах [10, 11]. Стратиграфический объем формации изменяется от доманиковского (семилукского) возраста в западных разрезах Ижма-Печорской впадины до доманиково-турнейского на востоке [11]. Мощность битуминозно-кремнисто-глинисто-карбонатных отложений в наиболее полных известных стратиграфических разрезах не превышает 160 м. В тектоническом плане формация является индикатором некомпенсированного прогибания.

Рифогенная формация выделяется в семилукско-фаменских отложениях. Мощность ее колеблется от 100 до 500 м. Формацию слагают свет-

до- и желтовато-серые и белые массивные карбонатные породы, которым соответствует комплекс различных биоморфно-детритусовых и обломочных известняков и доломитов. Существенную роль в ее строении играют также перекристаллизованные пористые, кавернозные и трещиноватые крупнозернистые доломиты и известяки. По результатам исследований [10, 11] в рассматриваемом районе намечается развитие нескольких разновозрастных зон барьерных рифов в семилукско-бурегских сирачойских, ухтинских, верхнефранских и верхнефранско-этреньских отложениях. Часть из них установлена уверенно, другие выделяются предположительно на основе сопоставления различных типов разрезов и требуют своего подтверждения бурением.

Мергелисто-известняково-глинистая формация, так же как и рифогенная, представлена прерывистыми по латерали разновозрастными толщами, преимущественно мергелисто-глинистого состава, которыми в процессе седиментации последовательно заполнялись прибрежные части некомпенсированной впадины. В западных разрезах — это терригенные, преимущественно глинистые дельтовидные тела ветлосянской и ухтинской свит верхнефранского подъяруса, в центральных — известняково-мергелистые образования нижнефаменского подъяруса и в восточных — песчаниково-глинистые отложения джебольской толщи турнейского яруса. Из них наиболее известна и изучена последняя. В исследуемом районе она установлена в восьми — десяти скважинах, почти все из которых вскрыли ее на полную мощность (по 500 м). По данным геолого-геофизической корреляции, внутри толщи отчетливо прослеживается клиноформное напластование и погрубление состава пород вверх по разрезу [11]. Нижняя часть почти повсеместно сложена темно-серыми до черных аргиллитоподобных, в различной степени известковистых глин с желваками сидерита и отложениями пирита, вверху появляются прослои и пласты песчаников и алевролитов [14].

Если мергелисто-известняково-глинистая и рифогенная формации сложены прерывистыми по латерали телами, то покрывающая их **доломитово-известняковая формация**, так же как и подстилающая битуминозная кремнисто-глинисто-карбонатная, представлена единым, хотя и разновозрастным телом. На западе это лагунные тонкослоистые доломиты, сульфаты и известняки фаменского возраста, на востоке — мелководные преимущественно карбонатные отложения верхней части турнейского яруса. Мощность отложений формации не превышает 200—300 м. Накопление осадков доломитово-известняковой формации отражает тектонический этап нивелировки той части глубоководной впадины, которая к данному времени уже была скомпенсирована осадками.

Песчаниково-глинистая формация, известная под названием угленосной толщи, приурочена к нижней части визейского яруса и четко выделяется среди покрывающих и подстилающих ее карбонатных формаций. Достигая мощности 250—350 м в восточных районах Верхнепечорской депрессии и на площадях западного склона Урала, отложения формации в сторону Ижма-Печорской впадины быстро выклиниваются и практически уже отсутствуют к западу от краевого прогиба. Стратиграфический диапазон терригенной толщи определяется в западных разрезах как ниже- и средневизейский, в восточных — как нижевизейский [5]. Формацию слагают кварцевые песчаники, алевролиты, глины, аргиллиты, прослой угля (на западе) и сидеритовые образования в виде прослоев или конкреций (на востоке). В направлении с запада на восток наблюдается последовательное уменьшение количества песчаного материала, появление в разрезе прослоев известняка и преобладание глинистых осадков. Уже в центральной части краевого прогиба песчаники относительно редки и выделяются в виде маломощных прослоев, приуроченных в большинстве к нижней части разреза.

В структурном отношении доломитово-известняковая и рифогенная формации обрисовывают контуры постоянно увеличивавшего свои размеры обширного Ижма-Кипиевского палеосвода [10]; битуминозная кремнисто-глинисто-карбонатная — ложе, мергелисто-известняково-гли-

нистая — борта и песчаниково-глинистая угленосная — осевую часть Вангыр-Вишерской некомпенсированной палеовпадины.

Комплекс пород поздневизейско-раннеартинского возраста на востоке и поздневизейско-кунгурского на западе на основании литологического сходства слагающих его карбонатных отложений рассматривается обычно [2, 13] в виде единой карбонатной надформации (формации), хотя имеющиеся, пока ограниченные данные указывают на существенные различия в условиях залегания пород в верхней и нижней ее частях.

Нижняя тульско-окская часть комплекса вслед за [5] рассматривается автором в качестве **органогенно-известняковой формации**. Она представлена в основном полидетритусовыми известняками, характеризуется хорошей выдержанностью литологического состава по площади и равномерным увеличением мощностей (до 350—400 м) в восточном направлении, что говорит о низкой степени дифференциации тектонических движений и об относительно спокойном режиме осадконакопления этого времени.

Сменяющая ее по вертикали **сульфатно-известняково-доломитовая формация** также распространена на всей территории. Стратиграфический диапазон формации меняется от серпуховско-нижнеартинского на востоке до серпуховско-кунгурского на западе. Для нее, как и для предыдущей формации, общим является присутствие в разрезе кремнистых образований, отличием — появление гипсов и ангидритов. Первые встречаются в виде желваков, линз и реже тонких прослоев (особенно на востоке) в различных частях разреза, вторые и третьи тяготеют к верхней его половине. Однако наиболее отличительная черта данной формации от предыдущей — это наличие многочисленных перерывов в осадконакоплении. Сокращение по мощности разреза с выпадением интервала, охватывающего сакмарский и ассельский ярусы нижней перми, верхний карбон, московский и башкирский ярусы среднего карбона, присущие, в частности, осевой части Илыч-Чикшинского палеомегавала, который начал формироваться в этот период над среднедевонско-нижнефранским Лебяжским палеопрогибом (рис. 2, 5). Редуцированность верхней части формации наблюдается также в пределах Омра-Тэбукского мегавыступа и Ижма-Печорской впадины (рис. 3). В целом связь сульфатно-известняково-доломитовой формации с историей развития крупных структур проявилась в основном в изменениях мощностей, стратиграфической полноте разреза, в перерывах и практически не отражена в литологии.

Для верхнеартинской сероцветной преимущественно песчаниково-алевролитово-аргиллитовой толщи пород Верхнепечорской депрессии, выделяемой в качестве **нижней молассы**, показательное неравномерное чередование слоев и распределение в них обломочного материала. Песчаники серые и темно-серые, полимиктовые, известковистые, разнозернистые. Аргиллиты темно-серые, местами почти черные с вкраплениями пирита. Мощность молассы на коротком расстоянии (порядка 50 км) меняется от 0 до 2500 м.

Сульфатно-галогенно-терригенная формация кунгурского возраста развита в Верхнепечорской депрессии. Она сложена пачками ангидритов и гипсов, переслаивающихся с загипсованными аргиллитами, глинами, алевролитами и песчаниками. Мощность формации от первых десятков метров в северных и западных районах депрессии быстро возрастает к югу и востоку, достигая 1200 м на юге. В южной части депрессии формация подразделяется на две субформации: нижнюю — сульфатно-терригенную и верхнюю — соленосную.

Сульфатно-терригенная субформация представлена переслаивающимися между собой песчаниками, алевролитами, аргиллитами и ангидритами. Песчаники светло-зеленовато-серые и серые, полимиктовые, неравномерно известковистые, с обугленным растительным детритом. Аргиллиты темно-серые, почти черные, местами переходящие в доломитовые мергели. Ангидриты светло-голубовато-серые, кристаллические, содержащие, как правило, примесь глинисто-алевролитового материала. Мощность субформации колеблется от 380 до 590 м. В подошве нижней

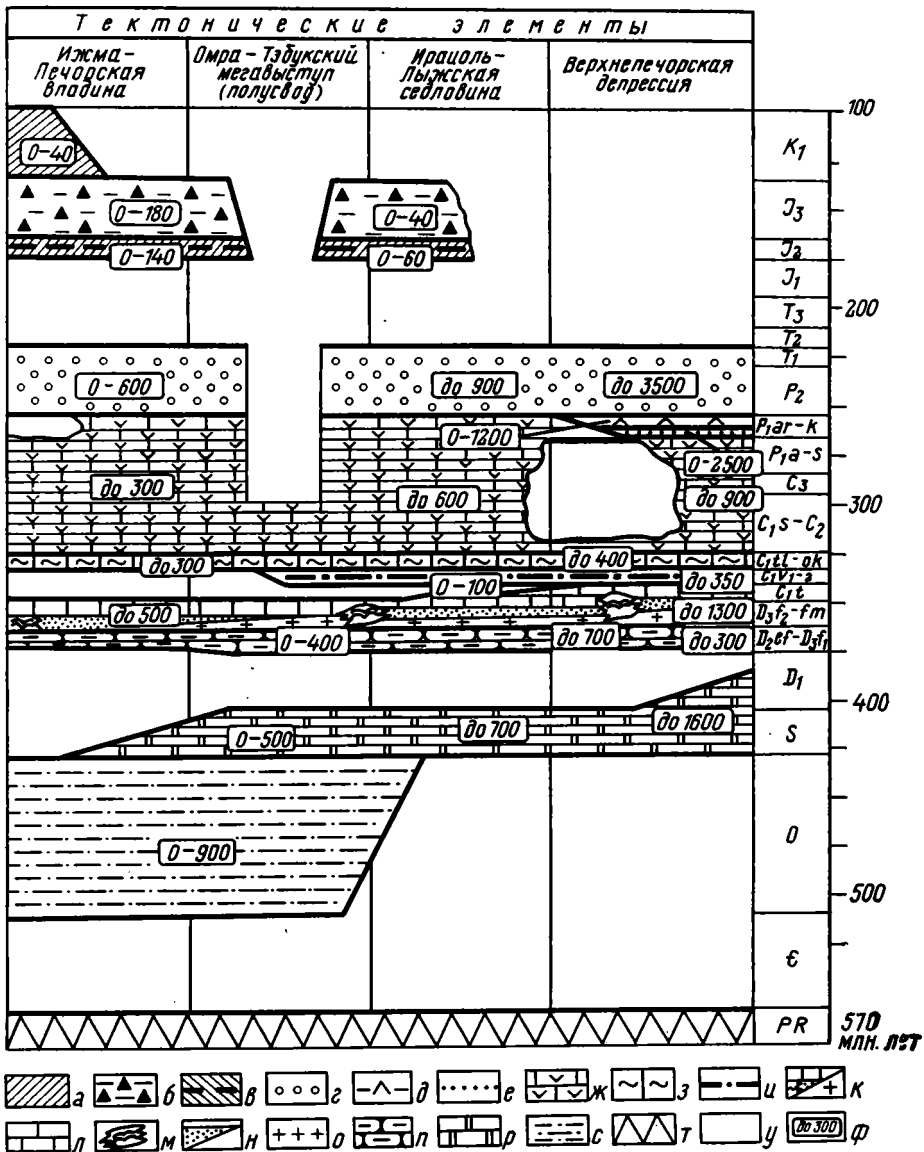


Рис. 3. Ряды осадочных формаций крупных структур северного Предуралья и смежных районов Печорской плиты

а-с — осадочные формации: *а* — континентальная песчано-глинистая, *б* — морская песчано-карбонатно-глинистая, *в* — континентальная угленосная, *г* — верхняя молассовая, *д* — сульфатно-галогенно-терригенная, *е* — нижняя молассовая, *ж* — сульфатно-известняково-доломитовая, *з* — органогенно-известняковая, *и* — песчаниково-глинистая угленосная, *к* — терригенно-карбонатная надформация, *л* — доломитово-известняковая, *м* — рифогенная, *н* — мергелисто-известняково-глинистая, *о* — битуминозная кремнисто-глинисто-карбонатная, *п* — сероцветная карбонатно-песчаниково-глинистая, *р* — известняково-доломитовая, *с* — красноцветная аргиллито-алевролитно-песчаниковая; *т* — метаморфические и эффузивно-интрузивные отложения рифей-вендского комплекса (фундамент); *у* — отсутствие отложений; *ф* — мощности формаций, м

пачки ангидритов, являющейся надежным каротажным репером и прослеживающейся практически по всей территории Верхнепечорской депрессии, проводится нижняя граница кунгурского яруса.

Соленосная субформация развита в южной части Верхнепечорской депрессии и в вертикальном разрезе разделяется на три зоны: нижнюю, сложенную каменной солью (около 400 м), среднюю, калийно-магниевую, представленную карналлитом и сильвинитом (10—45 м), и верх-

нию — зону покровной каменной соли (около 40 м). Мощность солей изменяется от 0—12 м в своде локальных антиклиналей до 450 м в синклиналях.

В структурном отношении верхнеартинская молассовая формация и закономерно сменяющие ее в вертикальном ряду сульфатно-терригенная и соленосная субформации уверенно фиксируют преимущественно развитие южной части Верхнепечорской депрессии Предуральского краевого прогиба.

Верхняя лагунно-континентальная молассовая формация позднепермско-раннетриасового возраста представлена мощной (до 3500 м), главным образом терригенной толщей пород, слабо охарактеризованной фауной и трудносопоставимой на каротажных диаграммах. Разрез сложен чередующимися между собой пластами и линзами красноцветных и пестроцветных аргиллитов, алевролитов, песчаников и реже гравелитов, известняков и мергелей. Надежных маркирующих реперов не установлено. Даже на незначительном расстоянии, в пределах сотни метров, трудно, а иногда невозможно проследить отдельные пласты. Мощность верхнепермской части формации увеличивается в северном направлении от 400 на юге до 3000 м на севере.

Триасовые отложения распространены в северной половине исследуемого региона, однако изучены они недостаточно из-за малого количества отобранного керна. По шламу и отдельным образцам керна отложения представлены красноцветными, пестроцветными и сероцветными аргиллитами, полимиктовыми алевролитами и песчаниками. Мощность триасовых отложений в северной части Верхнепечорской депрессии оценивается в 400—500 м.

Являясь по своей природе аллохтонным образованием, верхняя моласса служит индикатором формировавшихся у подножия интенсивно размываемых гор глубоких впадин, величина погружения которых полностью компенсировалась сносимым обломочным материалом. Характерной особенностью верхнемолассовой формации является распространенность ее как в краевом прогибе, так и в платформенной части рассматриваемого района. Однако, если в наиболее прогнутой части Верхнепечорской депрессии мощность ее достигает 3500 м, то уже в непосредственно прилегающих к ней платформенных районах она составляет всего 900—1000 м и закономерно уменьшается в западном направлении.

Формации среднедевонско-раннетриасового возраста в отличие от раннепалеозойско-раннедевонских образуют полный формационный ряд, синхронный герцинскому тектоническому циклу. Начальная стадия выражена в нем группой формаций среднедевонско-средневизейского возраста, средняя — тульско-окской органогенно-известняковой, поздняя — серпуховско-кунгурской сульфатно-известняково-доломитовой, верхнеартинской нижней молассовой и кунгурской сульфатно-терригенной формациями и заключительная — верхнепермско-нижнетриасовой молассой.

ФОРМАЦИИ СРЕДНЕЙ ЮРЫ — РАННЕГО МЕЛА

Залегающие в верхней части осадочного чехла среднеюрско-нижнемеловые отложения в пределах рассматриваемой территории имеют ограниченное распространение и мощности, выделяясь лишь в западных разрезах. В них В. С. Журавлевым [7] намечены среднеюрская континентальная угленосная (мощностью 0—40 м), келловей-неокомская морская песчано-карбонатно-глинистая (0—150 м) и апт-альбская континентальная песчано-глинистая (0—50 м) формация.

Характер залегания этих формаций и распределение мощностей отчетливо фиксируют существенную перестройку структурного плана Печорской плиты. Если смена формаций и распределение мощностей ордовикско-раннетриасового комплекса пород были тесно связаны с историей развития и замыканием Уральской геосинклинали, то, начиная со

средней юры, определяющее влияние на формирование осадочного чехла оказывают уже бореальные трансгрессии.

Отложениями континентальной песчано-глинистой формации аптальбского возраста заканчивается мезозойское осадконакопление в Ижма-Печорской впадине, после которого вся рассматриваемая территория в течение 100 млн. лет вплоть до четвертичной эпохи представляла собой сушу, не затопливаемую морем.

ФОРМАЦИИ И ВРЕМЯ СТАНОВЛЕНИЯ КРУПНЫХ СТРУКТУР

Анализ формаций — один из методов палеотектонического анализа. Эффективность его, особенно на примере крупнейших структур (синеклиз, антеклиз, геосинклинальных областей и краевых прогибов), доказана во многих регионах [18—20]. В практике нефтегазовой геологии объектами исследований в большинстве случаев служат структуры более низкого ранга, а именно платформенные своды, впадины, отдельные депрессии краевых прогибов, седловины. При тектоническом районировании они выделяются в качестве крупных (первого порядка) структур, при нефтегазогеологическом — нефтегазоносных областей и районов. Определение времени их образования имеет важное значение, так как позволяет судить об основных путях и времени миграции углеводородов, зонах их аккумуляции и ориентировать на этой основе проведение поисково-разведочных работ в пределах конкретных тектонических элементов.

На рис. 3 показаны вертикальные ряды всех четырех крупных современных структур, на базе которых построен формационный профиль, позволяющий проследить последовательность залегания формаций не только по вертикали, но и по латерали.

Из рис. 3 следует, что Верхнепечорская депрессия в качестве крупной самостоятельной структуры, выполненной формациями орогенного комплекса пород, завершила свое формирование в позднеартинско-раннетриасовый, а Ижма-Печорская впадина — в среднеюрско-раннемеловой этапы развития, что отчетливо фиксируют залегающие здесь среднеюрско-нижнемеловые формации. Для сводовой части Омра-Тэбукского мегавыступа показательное отсутствие отложений моложе среднего карбона, в то время как разрезы его крыльев содержат сходные с прилегающими к нему крупными структурами наборы формаций, отличаясь от последних лишь меньшими мощностями отложений. С позиций формационного анализа редуцированность верхней части формационного ряда в своде этой крупной структуры может указывать на начало ее формирования по крайней мере с позднего карбона. Формационных отличий между Ираиоль-Лыжской седловиной и граничащими с ней тектоническими элементами не наблюдается. Вертикальный ряд формаций восточного склона седловины аналогичен таковому Верхнепечорской депрессии, западного — Ижма-Печорской впадины.

Таким образом, из анализа формационных рядов следует, что наиболее четко устанавливается возраст образования крупных отрицательных структур. Время становления современных гипсометрически приподнятых тектонических элементов трактуется менее однозначно и требует дополнительных методов исследования, в частности анализа мощностей.

На рис. 2 показаны схемы изопакит интервалов разреза, мощность которых в наименее искаженном виде отражает амплитуды тектонических движений. Из него видно, что эпоха завершения формирования основных современных структур, как отрицательных, так и положительных, вполне определенно совпадает с позднеартинско-раннеюрским (орогенным) и среднеюрско-раннемеловым этапами тектонической эволюции (см. рис. 2, 6—7). К этому отрезку истории относится также время возникновения всех валов и большинства локальных поднятий [17].

На рассматриваемой территории нефтегазоносны многие из выделенных формаций. Однако большинство залежей и основные запасы углеводородов (95%) сосредоточены всего в двух из них: в среднедевонско-саргаевской карбонатно-песчаниково-глинистой и серпуховско-нижнепермской сульфатно-известняково-доломитовой формациях. В самом нижнем (аргиллитно-алевролитно-песчаниковая формация ордовикского возраста) и верхних (среднеюрско-раннемеловые формации) членах формационного ряда промышленных залежей пока не установлено. Нефтегазоносность остальных формаций, в которых выявлено всего 5% запасов, имеет подчиненное значение.

Формации, сконцентрировавшие в себе подавляющую долю ресурсов углеводородов, в нефтегазогеологическом отношении отличаются от других лучшими емкостными свойствами (присутствуют выдержанные на значительных расстояниях породы-коллекторы) и наличием в их кровле двух региональных покровов провинции: кыновско-саргаевской глинистой и артинско-кунгурской эвапоритово-глинистой. На западе территории большинство залежей и запасов приурочено к среднедевонско-саргаевской терригенной, на востоке — к серпуховско-нижнепермской в основном карбонатной формациям. В тектоническом плане месторождения углеводородов размещаются в пределах трех из четырех крупных современных структур, а именно в Верхнепечорской депрессии, Омра-Тэбукском мегавыступе и Ираюль-Лыжской седловине (см. рис. 1). В Ижма-Печорской впадине промышленных залежей пока не установлено.

Указанные особенности распределения залежей нефти и газа находят свое объяснение при анализе геологического строения и развития региона главным образом в орогенный и непосредственно следовавший за ним среднеюрско-раннемеловой этапы. Орогенный этап за всю историю развития региона являлся наиболее благоприятным временем для возникновения в широких масштабах процессов генерации углеводородов. Они обуславливались, с одной стороны, происшедшим в Верхнепечорской депрессии быстрым, со скоростью до 100 м/млн. лет, погружением на значительную глубину всех потенциально нефтегазоматеринских толщ (к числу последних, согласно современным представлениям [10], относятся все палеозойские терригенно-карбонатные формации, за исключением красноцветных пород ордовикского и позднепермско-триасового возраста) как доорогенного, так и нижней части орогенного комплексов (мощность орогенных формаций достигает 3,5—4,0 км), с другой — наблюдавшимися в этот период максимальными уровнями прогрева осадочных пород [4]. Последние достигали 200—250°С даже в сравнительно неглубоко залегающих верхнеартинско-кунгурских отложениях восточной зоны краевого прогиба [8]. Под воздействием накатававшегося на платформу краевого прогиба в орогенный этап произошла существенная перестройка структурного плана территории, выразившаяся: а) в расформировании серпуховско-артинского Илыч-Чикшинского мегавала и расположенного под ним среднедевонско-саргаевского Лебяжского прогиба; б) в возникновении общего регионального наклона палеозойских пород в сторону Верхнепечорской депрессии, который, сохранившись вплоть до современной эпохи, длительное время (210 млн. лет) создавал благоприятные тектонические условия для миграции углеводородов с востока на запад. К числу наиболее важных результатов тектонического развития этого времени относятся также: а) появление в верхней части разреза в результате надвиговой тектоники Вуктыльской и других высокоамплитудных ловушек, к которым приурочены все известные месторождения в осевой и восточной зонах краевого прогиба; б) завершение формирования (после отложения эвапоритово-терригенных формаций верхнеартинско-кунгурского возраста) основного (каменноугольно-нижнепермского) нефтегазоносного комплекса провинции, сконцентрировавшего в себе более половины выявленных запасов.

Изложенные взгляды о ведущей роли орогенного этапа в процессах генерации углеводородов отнюдь не означают, что подобные явления не могли происходить как в более раннее, так и позднее время. Однако имеющиеся на сегодня материалы по тектонике, истории развития и палеогеотермическим режимам позволяют считать, что в орогенный этап они протекали наиболее интенсивно. Геотермический режим орогенной эпохи, главным поставщиком тепла для которого [15] и дополнительным источником водорода [1] могли служить процессы, происходившие в зоне Беньоффа, был достаточным для возникновения в широких масштабах генерации углеводородов в осадочных отложениях как краевого прогиба, так и в прилегающих к нему платформенных районах (см. рис. 1).

В следующий за орогенным среднеюрско-раннемеловой этап произошло опускание северо-западной части рассматриваемой территории, выразившееся накоплением здесь среднеюрско-нижнемеловых формаций, фиксирующих завершение формирования Ижма-Печорской впадины. Одновременно с погружением северо-западной части территории в палеозойско-триасовых отложениях появилась Ираноль-Лыжская седловина (см. рис. 2, 7), которая, образовав вместе с Омра-Тэбукским мегавыступом гипсометрически приподнятую зону, отделила Ижма-Печорскую впадину от Верхнепечорской депрессии. Возникновение этой приподнятой зоны оказало, на наш взгляд, решающее влияние на характер распределения месторождений в северном Предуралье и в смежных районах Печорской плиты, так как она, выполнив роль структурного барьера, ограничила дальнейшее продвижение мигрировавших с востока углеводородов и очертила собой западную границу нефтегазоносной территории (см. рис. 1). С этих позиций концентрация основных залежей углеводородов в среднедевонско-саргаевской формации и их преимущественная нефтеносность на площадях Омра-Тэбукского мегавыступа, Ираноль-Лыжской седловины и западного борта Верхнепечорской депрессии может являться следствием близости данных тектонических элементов к области повышенных мощностей бывшего среднедевонско-раннефранского Лебяжского прогиба, которая, начиная с орогенного этапа, вступила в главную зону генерации жидких углеводородов. Преобладание в осевой и восточной зонах Верхнепечорской депрессии месторождений с залежами в формациях верхневизейско-артинского возраста вытекает из особенностей строения ловушек. Последние, образовавшись в орогенный этап, выражены в виде высокоамплитудных поднятий только по верхним, нижнекаменноугольно-нижнетриасовым отложениям. Преимущественная газоносность их, исходя из осадочно-миграционной концепции происхождения нефти и газа, удовлетворительно объясняется условиями палеопрогрева недр (выше 200° С).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Палеотектонические реконструкции, выполненные на базе формационного анализа и анализа мощностей, позволяют сделать следующие основные выводы.

1. Крупные тектонические элементы, контролирующие современную область распространения месторождений нефти и газа, завершили свое формирование в позднеартинско-раннеюрский (орогенный) и среднеюрско-раннемеловой этапы развития.

2. Наиболее интенсивно процессы генерации углеводородов могли протекать в орогенный этап, обуславливаясь, с одной стороны, относительно быстрым (до 100 м/млн. лет) погружением на значительную глубину всех нефтегазоматеринских отложений доорогенного и нижней части орогенного комплекса в краевом прогибе, с другой — наблюдавшимися в этот период максимальными уровнями прогрева осадочных пород.

3. Образовавшийся к концу орогенного этапа и сохранившийся до настоящего времени общий региональный наклон палеозойских отложений под углами 2—3° в сторону краевого прогиба длительный период (210 млн. лет) определял благоприятную тектоническую обстановку для

латеральной миграции углеводородов с востока на запад, а завершение формирования в орогенный и среднеюрско-раннемеловой этапы современного структурного плана, в том числе всех крупных тектонических элементов, валов и большинства локальных поднятий способствовало созданию необходимых условий для аккумуляции нефти и газа в существующие сейчас залежи.

Литература

1. Белоусов В. В. Переходные зоны между континентами и океанами. М.: Недра, 1982. 150 с.
2. Богацкий В. И. Основные типы формаций Верхнепечорской впадины и сопредельных территорий.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Тимано-Печорской провинции. Сыктывкар: Коми кн. изд-во, 1975, с. 124—130.
3. Борисов А. В. Доорогенные палеозойские формации Ижма-Печорской и Верхнепечорской впадин.— В кн.: Проблемы освоения Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции. М.: ВНИИОЭНГ, 1979, с. 6—9.
4. Борисов А. В. О влиянии палеогеотермического режима позднеартинско-триасового времени на размещение месторождений нефти и газа в северном Предуралье.— В кн.: Геология нефтяных и нефтегазовых месторождений Тимано-Печорской провинции. М.: ВНИИОЭНГ, 1983, с. 60—67.
5. Елисеев А. И. Формации зон ограничения северо-востока Европейской платформы (поздний девон и карбон). Л.: Наука, 1978. 192 с.
6. Журавлев В. С., Зарх Б. П., Кушнарева Т. И. Стратиграфическое положение и условия формирования досилурийских отложений осадочного чехла Печорской впадины. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1967, т. XII, № 6, с. 5—15.
7. Журавлев В. С. Сравнительная тектоника Печорской, Прикаспийской и Североморской экзогенальных впадин Европейской платформы. М.: Наука, 1972. 399 с.
8. Калмыков Г. С., Летуновский В. Н. Стадии катагенеза и палеотемпературы по отражательной способности витринита в Тимано-Печорской провинции.— В кн.: Геология и нефтегазоносность северных районов Тимано-Печорской провинции. Вып. 5. М.: Изд-во ВНИГНИ, 1979, с. 89—97.
9. Калюжный В. А. Характеристика отложений Ижма-Омринского комплекса и связанные с ними проявления нефтегазоносности.— В сб.: Геология и нефтеносность Тимано-Печорской области. Л.: Гостоптехиздат, 1959, с. 19—31.
10. Кремс А. Я., Вассерман Б. Я., Матвиевская Н. Д. Условия формирования и закономерности размещения залежей нефти и газа. М.: Недра, 1974. 336 с.
11. Корреляция разнофациальных толщ/Под ред. Грачевского М. М., Берлина Ю. М. и др. М.: Недра, 1976. 296 с.
12. Кушнарева Т. И., Рассказова Н. Б. Ордовик Печорской синеклизы.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 6, с. 81—92.
13. Пучков В. Н. Палеозойские доорогенные формации западного склона Урала.— Геотектоника, 1976, № 5, с. 24—35.
14. Разницын В. А. Стратиграфия и нефтегазоносность нижнего карбона Южного Тимана.— В сб.: Геология и нефтеносность Тимано-Печорской области. Л.: Гостоптехиздат, 1959, с. 134—154.
15. Сорохтин О. Г., Ушаков С. А., Федынский В. В. Динамика литосферных плит и происхождение месторождений нефти.— Докл. АН СССР, 1974, т. 214, № 6, с. 1407—1410.
16. Тектоника севера Русской плиты/Под ред. Дедеева В. А., Домрачева С. М., Розанова Л. Н. Л.: Недра, 1969. 168 с.
17. Удот Г. Д. Локальные структуры Печорской плиты в связи с нефтегазоносностью. Л.: Наука, 1979. 96 с.
18. Хаин В. Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1973. 510 с.
19. Херасков Н. П. Геологические формации (опыт определения).— В кн.: Тектоника и формации. Избр. труды. М.: Наука, 1967, с. 35—63.
20. Шатский Н. С. Осадочные формации. Избр. труды. Т. III. М.: Наука, 1965, с. 175—184.

Печорнипнефть
г. Ухта

Поступила в редакцию
27.III.1984

УДК 551.242.3(479)

БЕЛОВ А. А.

ПАЛЕОЗОЯ КАВКАЗА И ПРОБЛЕМА ПАЛЕОТЕТИСА

Мобилистические реконструкции истории развития Кавказа отличаются большим разнообразием. Признавая существование океанического Палеотетиса и учитывая современное состояние изученности палеозоя, можно ограничить количество построений. Ряд данных противоречит концепции унаследованного Мезотетиса, а Палеотетис представляется как структура более узкая и сложно устроенная в смысле морфологии и типа коры, чем современные океаны.

Отличительной чертой палеотектонических реконструкций последних лет, охватывающих весь Кавказ, является то, что все они выполнены с позиций мобилизма. Исследователи, придерживающиеся других взглядов, ограничиваются отдельными регионами (Большой Кавказ [20, 21], Малый Кавказ) или произвольно выбрасывают из рассмотрения такие важные элементы строения области, как офиолитовые зоны [18]. Если гипотезы расширяющейся и сжимающейся Земли не относить к мобилистическим концепциям, то здесь должны быть упомянуты интересные работы Ю. В. Чудинова и А. Т. Асланяна, в которых, однако, фактический материал по Кавказу использован лишь частично.

Вместе с тем между идейными единомышленниками-мобилистами существует множество расхождений, и конкретная картина развития Кавказа в палеозое, равно как и в мезозое, рисуется ими по-разному. Общим для всех мобилистических реконструкций является признание океанического Палеотетиса¹, но время и механизм его возникновения, величина, длительность существования, положение между другими палеотектоническими элементами и время замыкания представляются не одинаково. Все это свидетельствует о неоднозначности трактовок и недостаточности исходных материалов. Еще одним осложняющим обстоятельством является далеко не полное тождество между породами, слагающими первый, второй и частично третий слои современного океанического дна, с одной стороны, и офиолитовые ассоциации континентов — с другой. В появившихся в последнее время публикациях, основанных на детальном исследовании, отрицается представительность офиолитовых ассоциаций в качестве свидетелей древних океанов, аналогичных современным [17], или вообще океанические бассейны седиментации рассматриваются как характерные лишь для мезозойско-кайнозойского этапа развития Земли [19].

В этой связи следует заметить, что если под океанами понимать крупные бассейны с океаническим типом строения земной коры, то такие различия современных и древних океанов, как глубина, морфология рельефа, химические и физические особенности водных масс, присутствие или отсутствие некоторых типов пород или их различия, не дол-

¹ Под Палеотетисом здесь понимается океанический бассейн, разделявший в течение палеозоя континентальные массы Лавразии и Гондваны. Рифтогенез при его образовании начался в конце рифея, раскрылся бассейн с появлением океанической коры в раннем палеозое, а его сокращение началось с конца силура и особенно интенсивно протекало в две фазы: герцинскую — карбон и индосинийскую — триас. Вдоль простирается Средиземноморского пояса в отдельных секторах окраинно-континентальный рифтогенез и затем спрединг океанического дна происходили в конце девона — начале карбона. вновь образованные океанические пространства соединялись с остаточными, образуя Палеотетис II в отличие от Палеотетиса I, большая часть которого замкнулась в середине карбона. Палеотетис I представляется в виде сплошного коридора между континентальными массами северного и южного рядов, а Палеотетис II — в виде клиновидного сужающегося к западу залива Панталассы внутрь Пангеи.

жны мешать их параллелизации. Принцип актуализма, положенный в основу наших исследований геологического прошлого Земли, в целом сохраняет свою силу, а осложняющие явления связаны, как представляется, с направленной эволюцией геологических процессов в земной истории.

Офиолитовые ассоциации горных пород палеозойского (доюрского) возраста² известны на Кавказе в нескольких районах: на Большом Кавказе в герцинских зонах — Бечасынской (?), Передового хребта и Главного хребта и на Дзирульском выступе в Закавказье. Подробнее мы на них остановимся позже.

Все попытки доказать присутствие доальпийских офиолитов южнее, в Севано-Акеринской и Вединской зонах, пока не могут считаться успешными. Приводимые разными исследователями данные спорны или неубедительны, прямые данные отсутствуют.

Так, Т. Аб. Гасанов [11] считает, что в Севано-Акеринской зоне имеется габбродиабаз-эффузивный комплекс каменноугольного возраста. В публикации приводится единственное значение 291 ± 3 млн. лет (по полевым шпатам, К—Аг) и указывается, что исследовались 11 образцов габбродиабазов, три образца диабазов и 10 образцов андезитовых порфиритов; аналитические данные не приводятся и что представляет собой это значение: среднее из 24 определений разных по составу пород или еще что-то,— не ясно. В той же работе сообщается об исследовании восьми образцов из даек габбропироксенитов и спессартитов, давшем значение 322 ± 2 млн. лет (К—Аг). Аналитические данные также не приведены, и недоумения остаются те же.

Давно известное древнее значение возраста метаморфизованных габброидов Левчайского массива (583 ± 30 млн. лет, К—Аг по полевым шпатам из габбропегматитов) [13] могло бы быть принято и как истинное для меланократового фундамента мезозойской офиолитовой ассоциации. Вместе с тем оно требует дополнительных подтверждений. Детальные структурно-петрографические исследования метаморфических пород в блоках внутри серпентинитового меланжа в урочище Аджарис в Севано-Акеринской зоне позволили Л. Ф. Добржинецкой и В. В. Эзу [12] выделить среди них фрагменты пород какой-то более древней, чем мезозойские офиолиты, офиолитовой ассоциации. Однако действительный ее возраст неизвестен. Эта ассоциация может быть значительно более древней, т. е. докембрийской, либо несколько более древней, ранне-мезозойской. Другая группа авторов [16], исследовавшая ксенолиты метаморфических пород в габброидах мезозойского офиолитового комплекса Севано-Акеринской зоны, не обнаружила среди них образований, которые можно было бы сравнить с более древними палеозойскими офиолитами.

Очень интересные и ценные сами по себе рубидий-стронциевые изохроны, полученные в ИГН АН Армянской ССР [3] для пород кристаллического фундамента Цахкуняцкого (Мисханского) массива и Сомхето-Карабахской зоны и определившие возраст 620 и 300 млн. лет соответственно, не свидетельствуют, как мне представляется, о принадлежности блока, расположенного к северу от Севано-Акеринского шва, к Восточно-Европейской платформе (правильнее сказать, плите, в смысле тектоники плит.— А. Б.) и о разграничении последней с Гондваной по этому шву. Скорее будущая Севано-Акеринская зона могла быть южной границей интенсивного влияния герцинских тектоно-магматических процессов на край Гондваны. Возможно, раннекаменноугольные дайки, обнаруженные Т. Аб. Гасановым, а также радиометрические значения 304 ± 31 и 306 ± 40 млн. лет для гипербазитов и габброидов северо-западной Анатолии свидетельствуют о глубинных тектоно-магматических процессах, происходивших вдоль названной зоны в конце герцинской эпохи. Отдельные проявления магматизма и слабые дислокации

² За возраст офиолитов здесь принимается главным образом возраст эффузивно-осадочной серии.

этого времени известны и южнее Эрзинджан-Севанской линии (например, щелочные монзонитовые граниты массива Битлис, Rb—Sr по породе 325—351 млн. лет [31]). Они вместе с красноцветными формациями типа веррукано (например, на востоке Центрального Тавра [22]) свидетельствуют о влиянии герцинских орогенических процессов на территории южнее рассматриваемой границы.

Палеозойские (докембрийские?) офиолиты и иные геосинклинальные образования Троянской зоны³ северо-западной Анатолии, включающей массивы Каздаг и Уллудаг, являются вероятным следом Палеотетиса. Их соединение с палеозойскими зонами Большого Кавказа через Черное море представляет собой трудную проблему. Однако данные по этому району не могут характеризовать западное продолжение мезозойских офиолитовых зон Малой Азии и Малого Кавказа. В том же районе северо-западной Анатолии эвгеосинклинальные толщи флиша, диабазов и радиоларитов, датированные Р. Бринкманом [24] как поздний карбон — пермь, и на которые ссылаются Ш. А. Адамия и И. Д. Шавишвили [5], после работ Е. Бингёля, Л. Раделли и К. Фуркена должны быть отнесены к триасу.

Триасовая система для всего рассматриваемого района изучена недостаточно. Много нового сообщается о триасе в последних работах Дж. Шенгёра и его соавторов [28 и др.], однако их выводы вызывают и ряд сомнений [32]. Главное из них — это отнесение к следам сутуры Палеотетиса домальских офиолитов в Центральном и Восточном Понте. Они могут оказаться мезозойскими, и тогда их логичнее рассматривать как свидетельство раннего рифтинга при заложении Неотетиса⁴, т. е. рифтовых структур короткого развития, подобно структуре Каракая в северо-западной Анатолии, закрывшихся в конце триаса или лейаса. В связи с процессами открытия Неотетиса может быть найдено объяснение крайне интересному сообщению А. Н. Соловкина о находке в пределах офиолитовой зоны Малого Кавказа в верховьях р. Акеры тектонической линзы верхнетриасовых известняков и известковистых песчаников со своеобразным детритом основных магматических пород.

Офиолиты в районе г. Кюре и в нескольких других местонахождениях в Центральном и Восточном Понте могут оказаться действительно палеозойскими. Дж. Шенгёр и Й. Ялмаз [33] понижают возраст этих офиолитов до предсреднеюрского, так как они пересекаются и метаморфизуются син- и посттектоническими гранитами доггера. Названные авторы протягивают сутуру Палеотетиса из Восточного Понта к северо-востоку до Дзирульского выступа Закавказского массива, где срезает ее левосторонним сдвигом, а продолжение находят на Большом Кавказе.

Одним из самых любопытных районов с точки зрения положения сутуры Палеотетиса является хребет Богровдаг в северо-восточном Иране юго-западнее р. Решт [25]. К сожалению, он также недостаточно исследован. Имеющиеся там офиолиты по возрасту могут быть отнесены или к докембрию, или к палеозою. Точного и полного описания их нет. Вышележащий разрез силура, девона, карбона и перми, обычного для Ирана платформенного типа, изобилует прослоями и толщами основных и средних лав и туфов мощностью от нескольких метров до 650 м. Характеристика этого вулканизма недостаточна. Возможное присутствие в этом районе действительных палеозойских офиолитов и эвгеосинклинальных толщ потребует специального объяснения. Их слишком далеко выдвинутое к югу расположение можно связать с перемещениями по субмеридиональным сдвигам или трансформным разломам [27] и с Южно-Каспийской впадиной, если ее рассматривать как реликт Палеотетиса.

Карбонатные отложения с прослоями радиоларитов джульфинского яруса в Северном Эльбрусе маркируют северный край Гондваны [26].

³ Название по автору [7].

⁴ Под Неотетисом понимается океанический бассейн, открывавшийся посредством рифтогенеза с конца перми — начала триаса и последующего спрединга океанического дна и закрывавшийся в мелу и кайнозое.

Их положение в фаціальном ряду верхнепермских отложений (с юга на север) показывает, что они отлагались в зоне гондванского континентального склона к открытому морскому бассейну Палеотетиса, располагавшемуся на месте современной Южно-Каспийской впадины. Эти данные не являются, однако, доводом в пользу унаследованного Мезотетиса⁵ [5, 15]. Следует сказать, что и южнее, вдоль Таврского и Загросского швов, достоверных сведений о палеозойских офиолитах или каких-либо океанических осадков не имеется.

Применение палеобиогеографического метода для контроля мобилистических реконструкций Кавказского сектора Средиземноморского пояса наталкивается на ряд трудностей. Прежде всего это отсутствие фаунистически доказанных ордовикских отложений на Кавказе, спорадическое распространение и бедность окаменелостями силурийских и раннедевонских пород. Что касается позднего палеозоя и раннего мезозоя, то, как показано на многих палеогеографических схемах, составленных для этого времени по данным палеомагнетизма, широкий на востоке Палеотетис здесь сужался и не препятствовал миграции растительных и животных сообществ. Северный край Гондваны, Западная Европа и Восточно-Европейская платформа помещались в тропической и субтропической областях и разделить их палеобиогеографическим методом в первом приближении теоретически невозможно. Это подтверждается единством карбоновых флор Северной Африки и Средней Европы, находками евразийской флоры на юр-башкирской на Храмском выступе Закавказского массива и карбон-пермской в Зонгулдакском угольном бассейне Анатолии, фаунистическими связями в карбоне (кораллы, фораминиферы) районов Храма, Сванетии и Донбасса [7], появлением представителей раннепермских фузулинид Северо-Тетической провинции на южном краю Палеотетиса в Эльбурсе [14]. На схемах известных исследователей А. и Ж. Термье [29] позднепалеозойский океан Тетис на кавказском пересечении резко сужается и далее продолжается в Европу в виде узкого «couloir tethysien». Имеющиеся там различия в фаунистических сообществах вполне могут быть объяснены местными изменениями условий обитания. Поэтому ссылаются [15] на работы А. и Ж. Термье в подтверждение широкого Неотетиса, унаследованно развивающегося из Палеотетиса, не следует. Если же подойти с представлениями об унаследованном Неотетисе к анализу размещения палеозойских фаун и флор восточнее Кавказа, например на Гималайском отрезке Средиземноморского пояса, то это приведет к неразрешимым противоречиям.

Что касается раннего мезозоя, то анализ, проведенный И. В. Архиповым, показал, что в западной части Евразии в это время не было крупных структур океанического типа. Со стороны палеобиогеографии это подтверждается отсутствием значительных океанических барьеров для расселения сухопутных триасовых рептилий и папоротниковой флоры и распространением в Средиземноморском регионе смешанных триасовых лавазийско-гондванских флор [30, на основе палинологического анализа].

Палеомагнитные исследования палеозойских пород, проведенные на Кавказе и в соседних регионах [4 и др.], в целом подтвердили произведенные мобилистические реконструкции, но этих данных еще явно недостаточно и некоторые выводы, сделанные на основе палеомагнетизма, неубедительны и требуют проверки.

Явления магматизма и метаморфизма палеозойской эры, рассмотренные на фоне мобилистических реконструкций [1], дают вполне согласованную картину распределения определенных типов магматических пород и метаморфизма по отношению к краям континентов и Палеотетису. Особенно ярко это выражается в положении позднепалеозойского орогенного магматизма на северной андского типа окраине Палеотети-

⁵ Под Мезотетисом здесь и далее, в соответствии с представлениями цитируемых авторов, понимается мезозойский палеоокеанический бассейн Средиземноморского пояса.

са в составе протяженного субширотного вулканоплутонического пояса [8]. Вместе с тем позднепалеозойский кислый магматизм Закавказского массива как в своем интрузивном, так и в эффузивном выражении не является доброкачественным объектом для суждения о наклоне зоны субдукции и ее положении с севера или юга от массива, хотя бы потому, что датировка стдельных проявлений этого магматизма весьма приближительна.

Обратимся теперь к доюрским офиолитам и другим палеозойским комплексам Большого Кавказа и Дзирульского выступа Закавказья, которые, по мнению многих исследователей, являются главными свидетелями былого существования Палеотетиса.

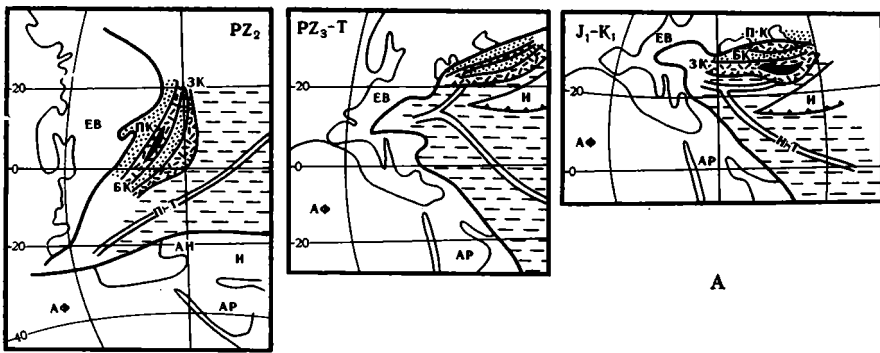
Для времени начала палеозоя и до конца девона все мобилисты предполагают существование на кавказском пересечении Средиземноморского пояса относительно широкого океана Палеотетис. Можно предположить, что вначале он был построен более просто, т. е. представлял собой крупное корытообразное углубление на земной поверхности. Разрезы офиолитовых покровов Передового хребта характеризуют океаническое дно этого бассейна. С силура в связи с изменением его динамических условий Палеотетис начал усложняться, в нем появились островные вулканические дуги, отчленившие краевые моря, располагавшиеся на севере у активного края Восточно-Европейской плиты.

Девон-карбонные толщи, вскрытые скважинами в Предкавказье, отвечают осадкам краевых морей, а офиолитовый обломочный материал, появившийся в силурийских отложениях Передового хребта, и девонский вулканизм свидетельствуют о первых дислокациях и усложнении строения океанического дна, появлении островных вулканических поднятий. Силур-девонские толщи платформенного типа, известные в верховьях р. Малка (р. Хасаут, руч. Уллу-Лахран), говорят о существовании каких-то поднятий с карбонатным мелководным осадконакоплением, возможно, типа Багамской банки, а фациальные переходы к терригенно-сланцевым толщам в том же районе и разрезе Тоханской зоны могут обрисовывать нам условия континентального склона и подножия такого поднятия.

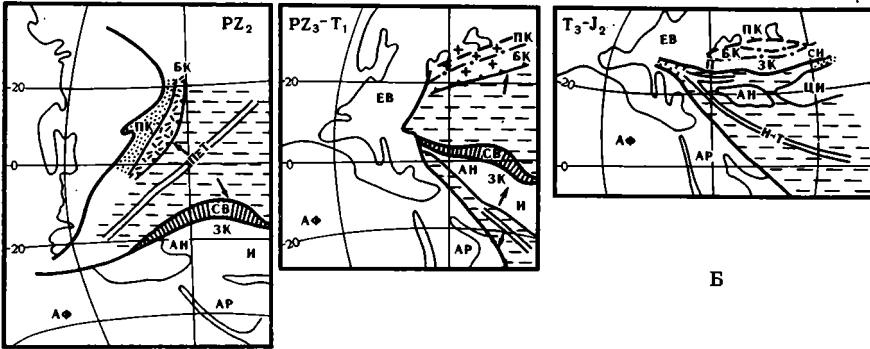
С девонского времени мобилистические реконструкции Кавказа начинают различаться. Так, ранне- и среднедевонский вулканизм Передового хребта Большого Кавказа относится Ш. А. Адамия и И. Д. Шавишвили [5] к интрадуговому типу, а зона Передового хребта для этого времени рассматривается как автохтон и как рифт, осложняющий Большокавказскую островную дугу. Критика этих представлений имеется в работе В. Л. Омельченко, автора и И. И. Грекова, несогласие с ними высказывали также Г. И. Баранов [6] и Е. В. Хаин. Действительно, вулканические и вулканогенно-осадочные толщи Передового хребта, находящиеся в аллохтонном залегании и образующие Зараусскую и Картджуртскую пластины Кизилкольского покрова, по составу вполне отвечают островодужному известково-щелочному вулканизму. На палеотектонической реконструкции они занимают зону, в 3—4 раза более широкую, чем их современные выходы, и образуют вулканическую энсиматическую островную дугу, а смежные сейчас с ним зоны Главного хребта и Бечасынская, также состоящие из ряда покровов, включающих лишь часть островодужных комплексов, не являются автохтонными бортами интрадугового рифта.

Г. И. Баранов и И. И. Греков [6], справедливо связывая развитие в пространстве и времени Большого Кавказа с Уралом, современную структуру Большого Кавказа объясняют коллизией Восточно-Европейской и гипотетической Макерской плит при изменении геодинамического режима сжатия в раннем карбоне с северо-запад — юго-восточного на субмеридиональное. Надо заметить, однако, что существование микроконтинента Главного хребта (Макерской плиты) ранее позднего девона пока не подтверждено никакими данными.

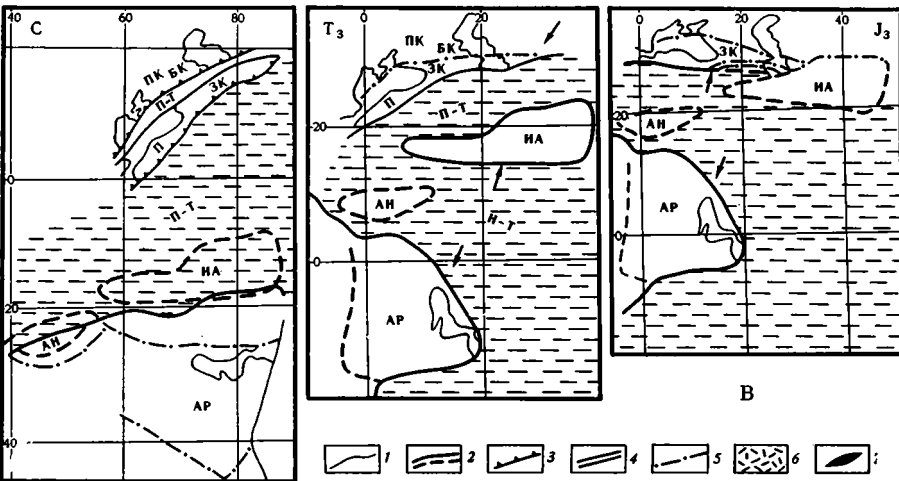
Главный спор, однако, происходит по поводу положения Закавказского массива. Ш. А. Адамия и И. Д. Шавишвили [5] примыкают его



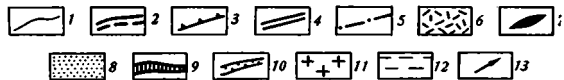
А



Б



В



Сравнение палеореконовструкций Кавказа и окружающих территорий для палеозоя и раннего мезозоя (А — по Ш. А. Адамия и др. [4], Б — по А. А. Белову, В — по И. П. Гамкрелидзе [9] с упрощениями и неприципиальными изменениями)

1 — огрубленные контуры современных материков, 2 — границы континентов и микроконтинентов, 3 — зоны субдукции, 4 — предполагаемые срединно-океанические хребты, 5 — сутуры, 6 — островные дуги, 7 — интрадуговые рифты, 8 — окраинные моря, 9 — континентальные склоны и подножия, 10 — окраинно-континентальные рифты, 11 — окраины андского типа, 12 — океанические бассейны, 13 — направления перемещения плит. ЕВ — Европа, АФ — Африка, АР — Аравия, АН — Анатолия, И — Иран, СИ — северный Иран, ЦИ — центральный Иран, ПК — Предкавказье, БК — Большой Кавказ, ЗК — Закавказье, П — Понт, ИА — Иран и Афганистан, П-Т — Палеотетис, Н-Т — Неотетис

к северному матерiku, от которого он отделяется малым океаническим бассейном. Считается, что офиолитовые аллохтоны Передового хребта произошли из этого бассейна. Основной ствол Палеотетиса по их реконструкции проходил к югу от Закавказского массива, а Севано-Акеринская зона является сутурой длительно существовавшего в течение палеозоя и мезозоя океана (рисунок).

А. А. Белов [7], не находя к югу от Большого Кавказа палеозойских офиолитов (о Дзирульском массиве поговорим позже) и непрерывных палеозойско-мезозойских разрезов в океанических фациях, помещает Закавказский массив на северном краю Гондваны и соответственно на южном краю Палеотетиса (см. рисунок). Сутуру последнего следует искать на Большом Кавказе. Уступку этой точке зрения со стороны грузинских исследователей представляет интерпретация истории иранского пересечения Средиземноморского пояса [4, 5]. Они полагают, что иранская часть Неотетиса образовалась из Загросского рифта в процессе его расширения в течение позднего палеозоя, раннего и среднего триаса, в то время как южнокаспийская ветвь Палеотетиса сужалась. Эта позиция предполагает, что унаследованная турецко-закавказская часть Неотетиса с триаса продолжалась новообразованной Загросской частью.

Промежуточный вариант принадлежит И. П. Гамкрелидзе [9], который представил Палеотетис в виде двух ветвей, разделенных Закавказским микроконтинентом (или островной дугой?). Северная ветвь Палеотетиса замкнулась, по его представлениям, в результате раннекаменноугольных сжатий. Следы ее в виде обдуцированных офиолитовых покровов остались в Передовом хребте и на Дзирульском массиве. С этого времени основная часть Закавказского массива присоединена к Восточно-Европейской платформе (см. рисунок). Южная ветвь Палеотетиса начала сужаться с карбона или с перми по мере отделения от Гондваны и северного дрейфа Ирано-Афганского микроконтинента, к югу от которого образовался Неотетис. Южная ветвь Палеотетиса замкнулась, по представлениям И. П. Гамкрелидзе, лишь в батскую фазу в средней юре. При этом на Кавказском перешейке от Ирано-Афганского микроконтинента в средней юре отделилась узкая пластина, прудрейфовавшая к северу и примкнувшая к материку, в ее тылу раскрылся малокавказский Мезотетис. Сутурная зона южной ветви Палеотетиса проводится непосредственно южнее Храмского выступа Закавказского массива, но конкретные сведения о ее строении не приводятся.

От помещения на реконструкции Закавказского массива зависит и положение Сванетской зоны с непрерывным преимущественно терригенным морским разрезом девона — триаса, который все исследователи интерпретируют как относительно глубоководные образования континентального склона и подножия. Положение Сванетской зоны на северном крае Закавказского массива сейчас никем не оспаривается, а подтверждается оно установлением южного источника сноса обломочного материала, в том числе сиалического состава. Однако на реконструкции А. А. Белова [7, 8] Сванетская зона находится у подножия Гондванского материка, отделяясь от Большого Кавказа главным пространством Палеотетиса, а на реконструкциях Ш. А. Адамия, И. Д. Шавишвили, М. Б. Абесадзе [1, 5] она составляет южный край малого океанического бассейна между Большекавказской и Понтийско-Закавказской незрелыми островными дугами. В реконструкции И. П. Гамкрелидзе сванетскому разрезу десской серии не придается большого значения. Метаморфизм и тектоно-магматические явления позднего палеозоя на Закавказском массиве к югу от предполагаемой сутуры Палеотетиса, по мнению А. А. Белова, могут быть объяснены тем, что тектонические движения в середине карбона были столь интенсивны, что затрагивали различные глубинные уровни в коре и мантии и при общем смещении масс с юга на север и расположении главной зоны субдукции вдоль северного края Палеотетиса могли привести к срывам верхних горизонтов коры и вдоль его южной, относительно пассивной окраины.

Сутурную зону Палеотетиса можно было бы проводить через Дзирульский выступ, где известны доюрские офиолиты и другие палеозойские породы; так поступили, например, французские исследователи [23]. За последние годы наши знания о доюрских комплексах Дзирульского выступа значительно пополнились [2, 10], однако, остаются недостаточными. Перечислим кратко основные сведения. Большая часть доюрского фундамента выступа сложена плагиогнейсами и кристаллическими

сланцами (РЄ?) и гранитами позднего палеозоя, сильно тектонизированными. Кроме того, имеется чиатурская толща кварцевых порфиров, условно относимая к верхнему палеозою, и узкая полоса (2 км) Чорчано — Уцлеви, в которой обнажаются субвертикальные тектонические линзы и пластины серпентинитов, милонитов, амфиболитов, габбро и габбродиабазов неизвестного возраста, кристаллических сланцев (РЄ?) и палеозойских пород. Среди последних к нижнему кембрию относятся филлиты, глинистые метаалевролиты и метапесчаники с линзами мраморов и кварциты, к верхнему силуру — девону — актинолитовые сланцы, метадиабазы и метапорфириты, основные метатUFFы и филлиты, к верхнему палеозою без фаунистических доказательств — метатUFFы кварцевых порфиров, метаконгломераты, метагравелиты и метапесчаники. В конгломератах содержится галька всех перечисленных перед этим пород, кроме серпентинитов. Обращает на себя внимание отсутствие нормальных контактов между всеми упомянутыми толщами, очень небольшие их мощности, в пределах 50—220 м, при общей видимой мощности не более 700 м, что свидетельствует об их сокращении в процессе тектонических перемещений, различная история метаморфических преобразований, отнесение габбро и диабазов в большинстве к дифференциатам известково-щелочного направления [10], отсутствие единого разреза офиолитовой ассоциации.

Все эти данные свидетельствуют о том, что разнообразные комплексы доюрских пород Дзирульского выступа относились скорее всего к разным палеотектоническим зонам и совмещены тектоническим путем. Их формационная принадлежность не очевидна, а возраст далеко не всегда доказан. Поэтому, основываясь на материалах Дзирульского выступа, можно развить несколько вариантов палеотектонических интерпретаций: 1) фундамент Дзирульского выступа герцинский, усложненный в альпийское время, офиолиты средне- или раннепалеозойские (И. П. Гамкрелидзе); 2) фундамент Дзирульского выступа раннекеммерийский с перемещением раннепалеозойских офиолитов и палеозойских комплексов с юга из близфронтальной части Понтийско-Закавказской островной дуги (Ш. А. Адамия, И. Д. Шавишвили и др.), 3) мне представляется, что есть все основания рассматривать возраст структурного становления фундамента Дзирульского выступа как раннекеммерийский (индосинийский) одновременно со складчатостью Сванетской зоны и закрытием Палеотетиса. Вместе с тем нет никаких данных о направлении переброса отдельных офиолитовых элементов и их возрасте, равно как и связи их между собой и с фаунистически охарактеризованными палеозойскими отложениями. Скорее всего их перемещение в современное положение произошло при участии крупных сдвигов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Весь имеющийся материал, в том числе и полученный за последние 3—4 года, показывает, что история тектонического развития Кавказа наиболее ярко и полно раскрывается при анализе ее в свете идей мобилизма. Почти общепризнанным представляется асимметричное строение Средиземноморского пояса и существование в палеозое океана Палеотетис. Северная часть Кавказа представляла его северную активную континентальную окраину: в среднем палеозое западнотихоокеанского, а в позднем палеозое андского типа. Южная часть Кавказа, Иран и почти вся Анатолия представляли собой в палеозое относительно пассивную окраину Гондваны. Эта часть в конце палеозоя — начале мезозоя (по некоторым представлениям, только Иранский блок) превратилась в микроконтинент в результате рифтинга и формирования новообразованного океанического бассейна Неотетис.

Значительные расхождения среди исследователей имеются по вопросам о положении сутуры Палеотетиса и времени его закрытия об интерпретации возраста офиолитов и соответствии их тем или иным структу-

рам с океанической корой, о положении и палеотектонической принадлежности Закавказского массива.

Для всех исследователей мобилистов остается недостаточно ясной ширина океанических бассейнов и степень их соответствия современным океанам.

Из этого следует необходимость продолжения исследований как традиционных геологических направлений, так и развития палеомагнитных и палеобиогеографических. Вместе с тем уже сейчас можно сделать вывод о различии между современной картиной лика Земли с его крупными океанами и континентами и теми же гомологичными структурами некоторых прошлых геологических веков. Это прежде всего касается Средиземноморского пояса, или области Тетиса, для которого С. Карамата выделил особый тип проявления тектоники плит, когда происходила относительно быстрая перестройка динамического режима, смена растяжений сжатиями и наоборот, в условиях ограниченного океанического пространства с большим количеством микроконтинентов. И в этой связи элементарные расчеты также противоречат концепции унаследованного Неотетиса, которая предполагает образование в течение 300 млн. лет (ордовик—юра) океана шириной 12 000 м при скорости спрединга 2 см/год. Даже значительное сокращение северной его половины за счет субдукции под Восточно-Европейскую плиту в течение палеозоя и раннего мезозоя никак не может сократить его южную половину, которая затем в позднем мезозое должна поглотиться с неправдоподобно большой скоростью. Между тем признание ограниченной субдукции вдоль южного края Палеотетиса, т. е. под Закавказский и Южно-Анатолийский массивы, в позднем палеозое и триасе значительно облегчит решение проблемы пространства средиземноморских палеоокеанов.

Заканчивая, мне хочется лишь повторить свои прежние выводы: «полной аналогии между современными океанами и их окраинами и условиями, существовавшими в Средиземноморском поясе в позднем докембрии и палеозое, не было. Можно думать, исходя из неравномерного расширения Земли или неравномерного дрейфа и из некоторых палеонтологических и геологических соображений, что домезозойские океанические бассейны были более узкими и более сложно устроенными в смысле морфологии и типа коры, чем Неотетис и современные вторичные океаны». Точнее говоря, в домезозойское время на Земле были более широко распространены области типа современных Индонезийской или Карибской. «...Эти соображения, так же как и намечающиеся различия между разными типами офиолитовых ассоциаций и соответствующими им океаническими бассейнами, принципиально не меняют фундаментального вывода о том, что история внутриконтинентальных складчатых поясов Земли по существу представляет собой историю открытия и закрытия бассейнов океанического типа за счет схождения и расхождения континентов» [7, с. 192].

Литература

1. Абесадзе М. Б., Кекелия М. А., Мгелишвили Т. Н., Цимакуридзе Г. К., Чхотуа Т. Г., Шавишвили И. Д. Доальпийское развитие Кавказской активной континентальной палеоокраины (магматизм и метаморфизм).— В кн.: Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982, с. 30—41.
2. Абесадзе М., Пландерова Е., Цимакуридзе Г. Новые данные о возрасте метаморфических сланцев Дзирульского массива (Грузия). Geol. pr., 1980, spr: 74, с. 137—143.
3. Агамалаян В. А., Асланян А. Т., Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х. Области ассинтской и герцинской консолидации в кристаллическом основании структурно-формационных зон территории Армянской ССР. Резюме докладов международной рабочей встречи участников проекта № 5 МПГК на Кавказе, 1982, с. 15—16.
4. Адамия Ш. А., Асанидзе Б. З., Печерский Д. М. Геодинамика Кавказа (опыт палинспастических реконструкций).— В кн.: Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982, с. 13—21.
5. Адамия Ш. А., Шавишвили И. Д. Модель тектонической эволюции земной коры Кавказа и сопредельных территорий (доальпийский этап).— Геотектоника, 1979, № 1, с. 77—84.

6. Баранов Г. И., Греков И. И. Геодинамическая модель Большого Кавказа.— В кн.: Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982, с. 51—59.
7. Белов А. А. Тектоническое развитие Альпийской складчатой области в палеозое. М.: Наука, 1981. 212 с.
8. Белов А. А., Моссаковский А. А., Соколов С. Д., Швольман В. А. Позднепалеозойско-раннемезозойское развитие Средиземноморско-Центрально-Азиатской ветви Тетиса (палинастические реконструкции).— В кн.: Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982, с. 21—30.
9. Гамкрелидзе И. П. Мобилизм и проблемы тектоники Кавказа.— В кн.: Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982, с. 4—8.
10. Гамкрелидзе И. П., Думбадзе Г. Д., Кекелия М. А., Хмаладзе И. И., Хуцишвили О. Д. Офиолиты Дзирульского массива и проблема Палеотетиса на Кавказе.— Геотектоника, 1981, № 5, с. 23—33.
11. Гасанов Т. Аб. О возрасте офиолитов и самостоятельности габбродиабазового комплекса Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа.— Геотектоника, 1979, № 5, с. 80—97.
12. Добржинецкая Л. Ф., Эз В. В. Метаморфические породы в меланже офиолитового пояса Малого Кавказа (урочище Аджарис).— Геотектоника, 1982, № 3, с. 70—81.
13. Книппер А. Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области. М.: Наука, 1975, с. 193.
14. Левен Э. Я., Щербович С. Ф. Фузулины и стратиграфия ассельского яруса Дарваза. М.: Наука, 1978. 183 с.
15. Лордкипанидзе М. Б. Альпийский вулканизм и геодинамика центрального сегмента Средиземноморского складчатого пояса. Тбилиси: Мецниереба, 1980. 162 с.
16. Лутц Б. Г., Книппер А. Л., Добржинецкая Л. Ф., Пополитов Э. И. Ксенолиты метаморфических пород в габброидах офиолитового комплекса Малого Кавказа.— Геотектоника, 1980, № 6, с. 49—61.
17. Пущаровский Ю. М., Руженцев С. В. Геологические особенности современных и древних океанов.— Докл. АН СССР, 1983, т. 270, № 2, с. 404—406.
18. Резанов И. А., Шевченко В. И. Строение и эволюция земной коры геосинклиналей. М.: Недра, 1978. 183 с.
19. Тимофеев П. П., Холодов В. Н., Хворова И. В. Эволюция процессов осадконакопления на континентах и в океанах.— Литология и полез. ископаемые, 1983, № 5, с. 3—23.
20. Чесноков С. В., Красивская И. С. Роль геосинклинального магматизма в создании гранитно-метаморфического слоя (на примере Передового хребта Большого Кавказа).— В кн.: Петрология и рудоносность индикаторных магматических формаций. М.: Наука, 1981, с. 257—289.
21. Шолпо В. Н. Альпийская геодинамика Большого Кавказа. М.: Недра, 1978. 176 с.
22. Baykal F. Explanatory text of the Geological map of Turkey. Sivas. Ankara: MTA, 1966. 106 p.
23. Bergougnan H., Fourquin C. Un ensemble d'éléments communs à une marge active alpine des Carpathes méridionales à Iran central: Le domaine irano-balkanique.— Bull. Soc. Geol. France, ser. 7, 1980, v. 22, № 1, p. 61—83.
24. Brinkmann R. Geology of Turkey. Amsterdam: Elsevier, 1976. 150 p.
25. Davies R. G., Jones C. R., Hamzepour B., Clark G. C. Geology of the Masuleh sheet 1: 100 000 Northwest Iran.— Geol. Surv. Iran, Rept., 1972, № 24. 330 p.
26. Jenny J., Stampfli G. Lithostratigraphie du permien de l'Elburz oriental en Iran.— Eclog. Geol. Helv., 1978, v. 71/3, p. 551—580.
27. Khain V. E. Critical comparison of mobilistic models of tectonic development of the Caucasus.— In: Structural history of the Mediterranean basins. P.: Editions techniq, 1977, p. 353—362.
28. Sengör A. M. C., Yilmaz Y., Ketin I. Remnants of pre-Late Jurassic Ocean in northern Turkey: Fragments of Permian-Triassic Paleo-Tethys? — Bull. Geol. Soc. Amer., 1980, v. 91, Pt. 1, № 10, p. 599—609.
29. Termier H., Termier G. Distribution des faunes marines dans le sud de la Téthys et sur la bordure septentrionale du Gondwana au cours du paléozoïque supérieur.— Annal. Soc. Geol. Belg., 1974, t. 97, № 2, p. 387—446.
30. Visscher H., Zwan C. J. van der. Palynology of the Circum-Mediterranean Triassic: phytogeographical and palaeoclimatological implications.— Geol. Rundschau, 1981, B. 70, H. 2, p. 625—634.
31. Yilmaz O. Etude pétrographique et geochronologique de la région de Casas (Partie meridionale au massif de Bitlis, Turquie): Thèse doct. Univ. sci. med. Grenoble, 1971, 208 p.
32. Bergougnan H., Fourquin C. Discussion: Sengör A. M. C., Yilmaz Y., Ketin I. Reply. Remnants of pre-Late Jurassic ocean in northern Turkey: Fragments of Permian-Triassic Paleo-Tethys? — Geol., Soc. Amer. Bull., 1982, v. 93, № 9, p. 929—936.
33. Yilmaz Y., Sengör A. M. C. Paleo-Tethyan ophiolites in northern Turkey: petrology and tectonic setting (In press. Submitted to „Ofioliti”).

УДК 551.242.21(910)

ЛЕВЧЕНКО О. В., МЕРКЛИН Л. Р., ШРЕЙДЕР А. А.

СТРУКТУРНО-ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ
ЗОНДСКОГО ЖЕЛОБА

Детально рассмотрены результаты анализа данных непрерывного сейсмического профилирования и геомагнитной съемки в глубоководном Зондском желобе в районе 6° ю. ш. Установлены два резких угловых несогласия в разрезе осадочной толщи, на основании чего сделано предположение о неравномерности поддвига океанической плиты. Анализируется возможная природа фундамента и положение по глубине кровли магнитоактивного слоя.

В 58-м рейсе НИС «Витязь» в 1976 г. в центральной части Зондского желоба к юго-западу от о-ва Энгано была выполнена комплексная геофизическая съемка на полигоне площадью $1 \times 1^\circ$ (рис. 1), включавшая непрерывное сейсмическое профилирование (НСП) и компонентные магнитные измерения [3, 4]. Непрерывное сейсмическое профилирование проводилось при скоростях 11—12 узлов, но на отдельных, наиболее интересных участках профилей скорость снижалась до 6—8 узлов. Оборудование НСП включало пневматический излучатель «Импульс» с объемом камеры 3 л, приемное устройство длиной 50 м с 36 пьезоприемниками ПДС-7 и аналоговые регистраторы типа РДД и ФАК-П с полосой пропускания 45—230 и 20—100 Гц и развертках 4 и 12 с соответственно. Несмотря на неблагоприятные гидрометеорологические условия качество материалов НСП было достаточно высоким, что позволило на всех профилях уверенно выделить поверхность фундамента не только в пределах собственно желоба и его океанического склона, но и проследить отражения от фундамента под островным склоном на расстояние 10—20 км (рис. 2). В процессе обработки данных НСП временные разрезы были перестроены в глубинные (принимая скорость в осадочной толще 2 км/с), и на их основе были построены схемы рельефа поверхности акустического фундамента (рис. 3) и мощности осадочной толщи, изогипсы на которых проведены через 200 м [4].

Компонентная магнитная съемка проводилась с помощью квантового компонентного магнитометра КМ-3 в комплексе со спецпроцессом «Меридиан». Погрешность съемки, оцененная в местах пересечения галсов, после учета девиации оказалась равной по полю модуля вектора ± 10 нТ, по полю вертикальной и горизонтальной составляющих ± 30 нТ, по полю наклона ± 4 мин. Исключаемые значения нормальных полей рассчитывались для эпохи съемки в соответствии с моделью Гурвица. В результате геомагнитных исследований были построены карты аномалий в полях модуля полного вектора земного магнитного поля T и его составляющих [4]. Основной особенностью карт аномальных полей является наличие двух магнитных аномалий, простирающихся с запада на восток (рис. 4). Их амплитуда в полях модуля полного вектора и его горизонтальной составляющей близка к 400 нТ, в то время как в поле вертикальной составляющей она не превышает 350 нТ. Наконец, в поле наклона величина аномалий близка к 20 мин. Проведенная идентификация аномалий в поле T с геохронологической шкалой [4] позволяет отнести их к аномалиям 30 и 31 мировой последовательности магнитных аномалий. Согласно этой шкале, возраст коры под аномалиями должен составлять около 72 млн. лет. Сопоставление с рельефом дна показывает, что аномалии пересекают под углом ось желоба, имеющего здесь глубину до 6 км, и прослеживаются под ниж-

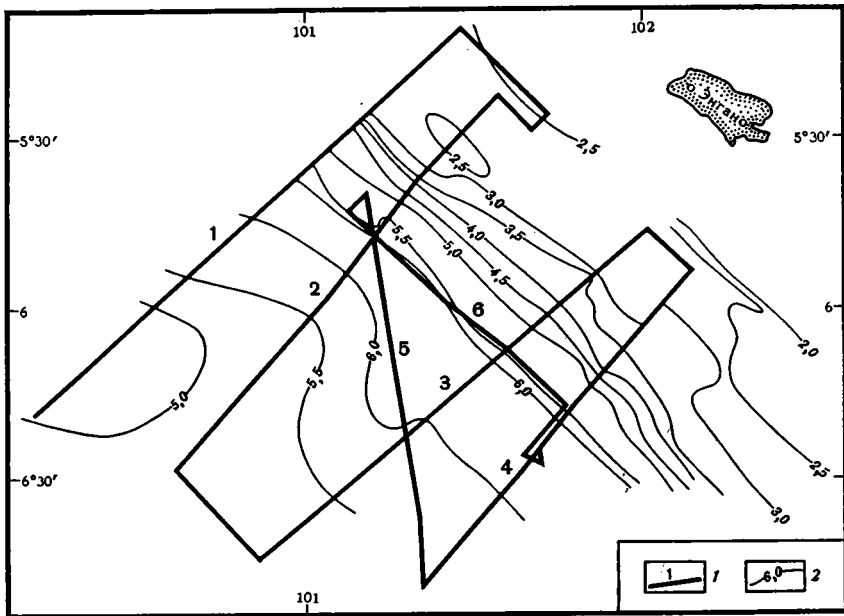


Рис. 1. Схема расположения профилей геофизической съемки на полигоне В-58-III

1 — профили геофизической съемки; 2 — изобаты, км

ней частью островного склона Индонезии, что для поля T было отмечено нами ранее [3]. При этом ось желоба в магнитном поле не выражена. Такое продолжение линейных магнитных аномалий в пределах островного склона, видимо, отражает явление «просвечивания» погружающейся океанической плиты через периферическую область континентальной коры или аккреционную призму.

Временные разрезы НСП (рис. 2, 5) и схема рельефа поверхности фундамента (см. рис. 3) показывают, что в целом фундамент испытывает погружение в северо-восточном направлении перпендикулярно простиранию желоба. Угол падения постепенно увеличивается от 1 до 2° в верхней части внешнего склона желоба до 4—5° близ оси. Видимое на отдельных профилях уменьшение угла падения этой поверхности под островным склоном желоба до 2—3° может быть кажущимся и объясняться наличием в основании островного склона осадков с повышенными значениями скорости сейсмических волн. Если при построении глубинных разрезов принять для этих участков значение скорости 3 км/с [6, 13], то не будет уменьшения угла падения.

Акустический фундамент не ровная, монотонно погружающаяся поверхность — его рельеф имеет довольно сложный характер. Как видно из рис. 3, в западной части полигона на фоне общего погружения наблюдается грядовое поднятие фундамента амплитудой до 1 км субширотного простирания, выраженное и в рельефе дна. Самый юг полигона характеризуется наличием мелких субмеридиональных форм. Следует отметить, что на профилях НСП (см. рис. 2) поверхность акустического фундамента обладает большей расчлененностью, чем это показано на рис. 3, и лишь редкая сеть профилей не позволила отразить в плане мелкие блоковые неоднородности. По той же причине нельзя трассировать уверенно многочисленные мелкие дизъюнктивные нарушения, выделяемые на профилях.

Визуально все нарушения, наблюдаемые на записях НСП, можно разделить на две группы: 1) выделяемые только внутри акустического фундамента, 2) отчетливо выраженные в строении осадочной толщи и рельефа дна (см. рис. 3). Нарушения первого типа наиболее хорошо прослеживаются в южной части участка детальных исследований. Зона этих нарушений, вероятно, имеет субширотное простирание. В строении

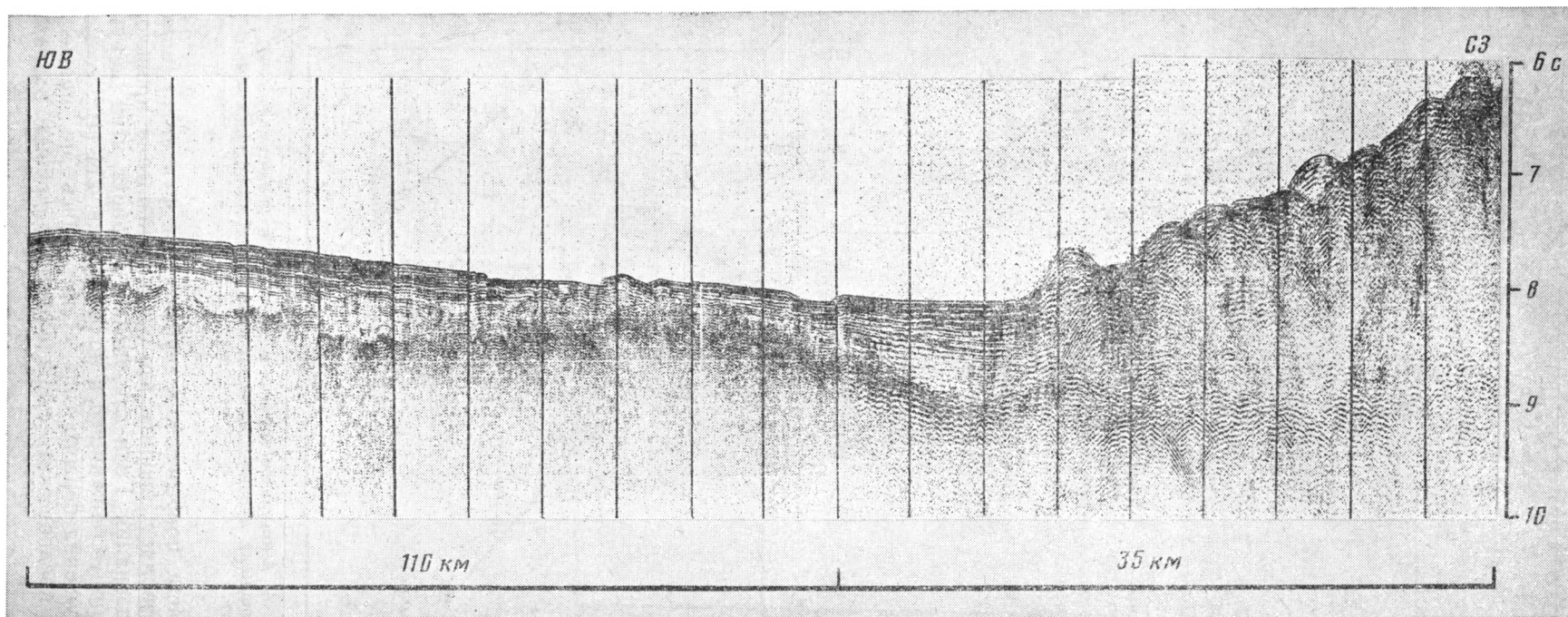


Рис. 2. Профиль НСП на полигоне В-58-III (профиль 5, см. рис. 1), показывающий продолжение акустического фундамента под островной склон Зондского желоба

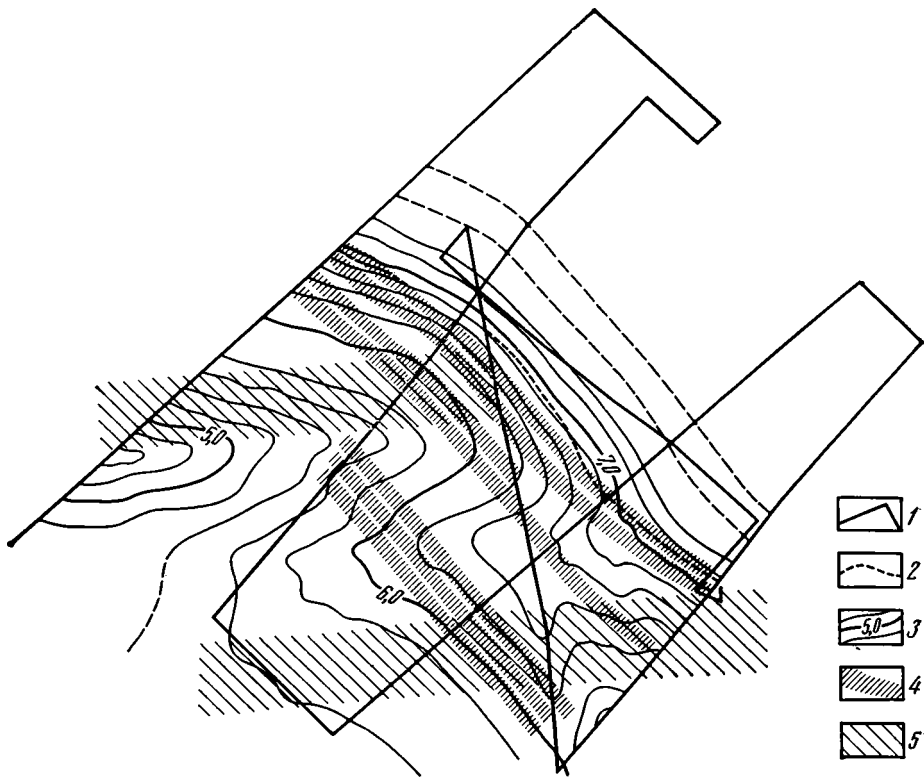


Рис. 3. Схема рельефа акустического фундамента по полигону В-58-III
 1 — линии профилей НСП; 2 — ось глубоководного желоба; 3 — изо глубины фундамента, км; 4 — молодые разломы; 5 — древние разломы фундамента

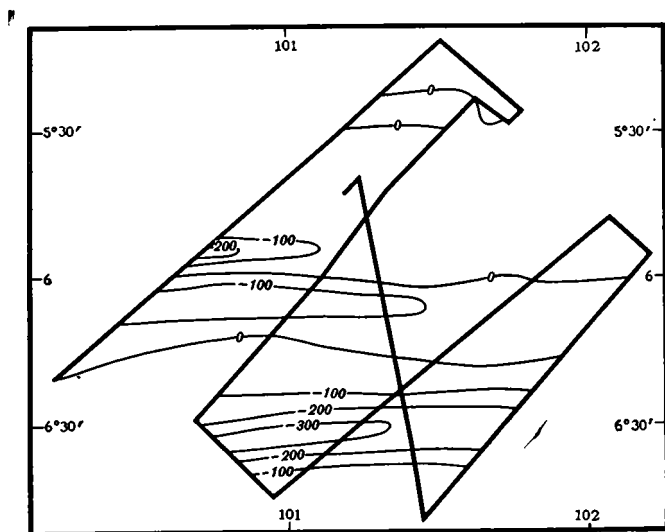


Рис. 4. Аномальное магнитное поле ΔT_a на полигоне В-58-III.
 Сплошными линиями показаны профили геомагнитной съемки;
 изодинамы в нТ

осадочной толщи, покрывающей акустический фундамент, они не выражены. Это позволяет говорить, что осадконакопление происходило уже после их образования. Если для оценки возраста этих нарушений использовать данные ближайшей к полигону скв. 211 [16], то можно считать, что нарушения первого типа образовались не позже позднего мела. Можно предположить существование подобных разломов вдоль

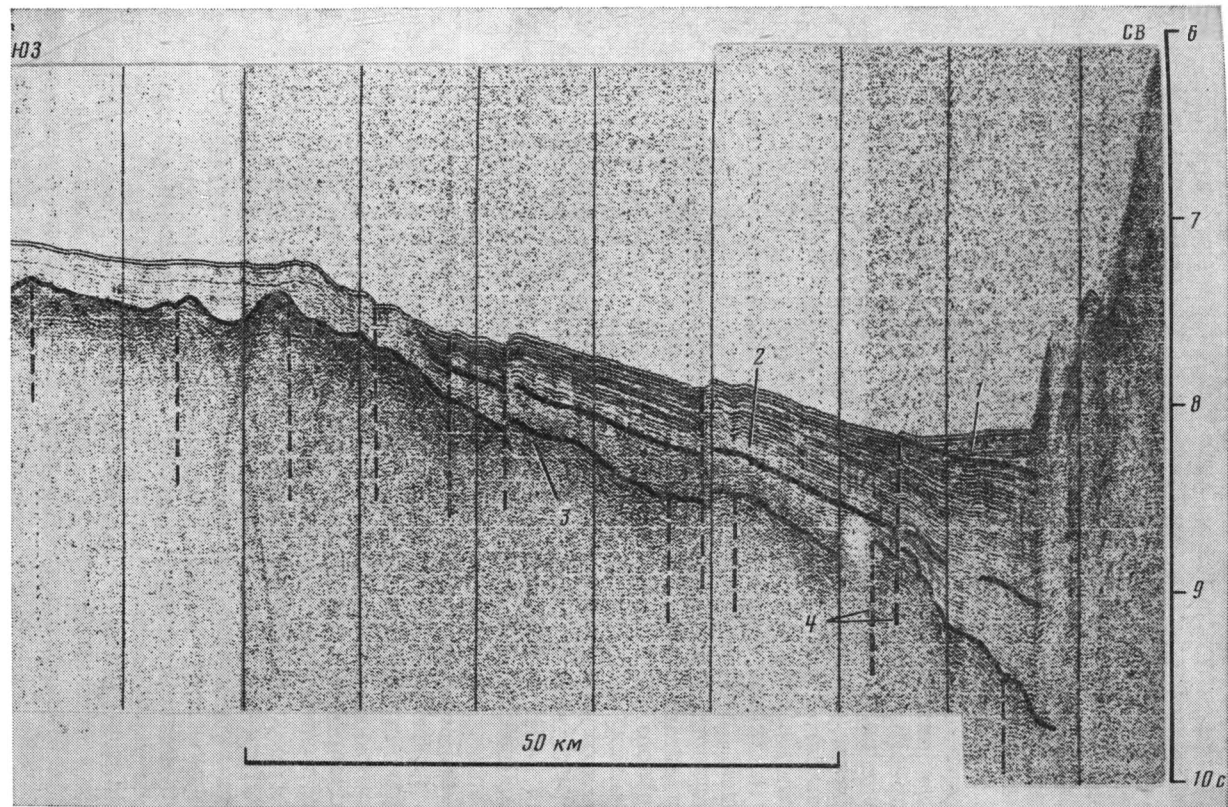


Рис. 5. Пример интерпретации данных НСП по профилю 3 на полигоне В-58-III (см. рис. 1)
 1 — граница между верхним и средним стратифицированными слоями; 2 — граница между средним стратифицированным и нижним акустически прозрачным слоями; 3 — поверхность акустического фундамента; 4 — разломы в осадочной толще и фундаменте

грядового поднятия в западной части полигона. Нарушения второго типа отмечены на всех профилях, пересекающих осевую часть желоба. Трассировать их можно гораздо увереннее. Они, по-видимому, имеют простирание, коллинеарное с осью желоба, и пронизывают всю осадочную толщу. Естественно предположить, что либо эти нарушения образовались в четвертичное время, либо они сохраняют активность, начиная с последнего этапа тектонической перестройки региона, т. е. с плиоцена. В карте магнитных аномалий эти нарушения не выражены.

В более ранних работах на основании полученных здесь в 54-м и 58-м рейсах НИС «Витязь» данных НСП уже отмечалось, что покрывающая акустический фундамент осадочная толща, мощностью 1,0—1,5 км разделяется на три структурных этажа: верхний — горизонтально-слоистый, средний — с наклонными отражающими границами и нижний — без протяженных отражающих границ [2, 3]. Тогда авторы ограничились простой констатацией этого факта. На разрезах НСП (см. рис. 5) хорошо видно, что осадки выделенного нижнего структурного этажа непрерывно прослеживаются в область распространения акустически прозрачных осадков внешнего вала желоба. Последние, по-видимому, представлены глинами и глинистыми илами, аналогичными пробуренным в скв. 211 [16], и образовались в пелагических условиях.

По своему генезису от них заметно отличаются сильно стратифицированные осадки двух верхних структурных этажей. Изучение образцов четвертичных отложений, собранных в Зондском желобе в рейсах НИС «Витязь», показало, что здесь преимущественно отлагаются терригенные турбидиты, местами переслаивающиеся с гемипелагическими глинами. Перенос терригенного материала осуществляется суспензионными (мутьевыми) потоками с севера, возможно, из Бенгальского залива [1, 5]. Еще одним источником терригенного материала, поступающего в желоб, являются острова Суматра, Ява и др. Хотя в общих чертах наблюдаемая картина хорошо укладывается в рамки модели распределения осадочных фаций в современных глубоководных желобах [7, 8], детальное рассмотрение профилей НСП показывает резкое угловое несогласие между верхним и средним структурными этажами [4]. Для сравнения на профилях НСП, пересекающих Алеутский, Курило-Камчатский и Вашингтонско-Орегонский, Перуанско-Чилийский желоба, хорошо видно, что весь турбидитовый клин сложен горизонтальными слоями [7, 8, 17]. Напротив, только самая верхняя часть (100—250 м) турбидитового заполнения Зондского желоба горизонтально-слоистая, а остальная его толща (700—900 м) имеет ярко выраженную наклоненную в сторону суши слоистость. Углы наклона этих границ меньше, чем для поверхности акустического фундамента, а в среднем структурном этаже совпадают с наклоном дна внешнего склона желоба.

Рассмотрим некоторые особенности тектоники исследуемого района, которые могут объяснить наблюдаемые факты. Представляется вероятным, что по мере движения к зоне субдукции в океанской литосфере наращивались напряжения, которые релаксировались в виде дизъюнктивных нарушений еще вне пределов желоба. Это нарушения первого типа, пронизывающие базальтовый фундамент. Поддвиг в зоне желоба приводит к изгибанию погружающейся океанской плиты, под действием которого происходит нарастание напряжений растяжения [17]. Когда эти напряжения превысили предел упругости плиты, произошел ее раскол. Ось раскола («шарнир») располагалась в области внешнего вала желоба. В результате скачкообразного погружения плиты накопившиеся горизонтально залегающие стратифицированные терригенные осадки верхнего структурного этажа приобрели наклон в сторону островной дуги. Часть этой осадочной толщи была срезана, смята в складки, раздроблена и причленена к островному склону.

После резкого погружения участка литосферной плиты произошла разгрузка напряжений. Скорость поддвига заметно уменьшилась или он даже прекратился, и опять началось относительно спокойное накопление в желобе осадков нового верхнего структурного этажа. При этом

снова происходит нарастание напряжений сжатия, возникающих при столкновении блоков океанской плиты и стабилизированных континентальных блоков. Разгрузка этих напряжений находит свое отражение в многочисленных разломах, пронизывающих всю осадочную толщу, — нарушениях второго типа. При этом на соседних профилях НСП наблюдаются различные виды нарушений. Здесь мы видим и характерные для Курило-Камчатского желоба взбросы и нормальные ступенчатые сбросы, формирующие горсто-грабенную структуру Центрально-Американского, Японского и Перуанско-Чилийского желобов [6—8, 17]. По-видимому, наблюдаемая в Зондском желобе картина говорит о существенной гетерогенности океанской плиты, что и объясняет различный тип вертикальных движений по разломам в фундаменте. Естественно предположить, что большая часть этих нарушений вторична, они заложены в наиболее ослабленных участках океанской плиты.

Таким образом, можно говорить о стадийности, цикличности тектонической жизни Зондского желоба в исследуемом районе, когда долгие этапы спокойного осадконакопления могут сменяться короткими периодами катаклизмов. Интересно было бы попытаться определить время таких катаклизмов по возрасту основных несогласий в осадочной толще. Ввиду отсутствия глубоководного бурения истинные скорости заполнения Зондского желоба осадками неизвестны. Для приблизительных оценок можно воспользоваться данными ближайшей скв. 211 в Кокосовой котловине, в разрезе которой последнее резкое изменение литологии (от турбидитов к пелагическим акустически прозрачным осадкам) произошло в позднем плиоцене [16]. Следовательно, верхнее несогласие между двумя слоями турбидитов в осадочной толще Зондского желоба может иметь позднеплиоценовый возраст. Именно в это время должен был произойти последний раскол подвигающейся плиты, при котором образовались многочисленные разрывные нарушения в пределах внешнего склона Зондского желоба, коллинеарные его оси.

Нижнее несогласие больше похоже на частично конседиментационный переход от акустически прозрачных пелагических осадков к стратифицированным турбидитам, который мог произойти, вероятнее всего, в позднем миоцене — во время наибольшей тектонической активности региона [1, 9]. Более наглядно все отмеченные выше структурно-тектонические особенности Зондского желоба видны на схематизированном сейсмогеологическом разрезе, построенном на основании полученных на полигоне профилей НСП и литературных данных (рис. 6).

На всех профилях НСП, пересекающих желоб и уходящих в котловину (в том числе и на проходящем через скв. 211), акустический фундамент следует непрерывно, без каких-либо видимых изменений, что позволяет предполагать его одинаковую природу. Для суждения о вещественном составе пород акустического фундамента в Зондском желобе и их физических свойствах мы будем экстраполировать полученные в котловине данные глубоководного бурения (скважины 211, 212, 260 и 261) и драгирования. Во всех скважинах поверхность выделяемого на профилях НСП акустического фундамента коррелируется с контактом осадки/базальт.

Базальты представлены пиллоу-лавами и залегают в виде силов, ниже которых могут находиться осадки неопределенной мощности. Возраст базальтов оценивается как граница раннего и позднего мела (примерно 100 млн. лет) [16]. По другим оценкам, их излияние произошло в поздней юре — раннем мелу [15]. В работе Н. И. Кристенсена приводятся результаты определения физических свойств в образцах коренных пород, полученных при глубоководном бурении в Индийском океане [10]. В 27 скважинах из 30 они представлены базальтами и только в трех — андезитом, известняком и вулканическим осадком. Скорости в базальтах, измеренные в лабораторных условиях, хорошо совпадают со скоростями, определенными при сейсмических исследованиях для слоя 2 (например, для скв. 211—5,21 и 5,37 км/с соответственно). Отмечается более высокое значение скоростей, измеренных в образцах,

что может свидетельствовать о трещиноватости базальтов в естественном их залегании (или об их переслаивании с низкоскоростными осадками). Средняя плотность базальтов составляет $2,67 \text{ г/см}^3$. Имеется сообщение о выходе на поверхность дна в пределах абиссальной равнины Арго слоя обломочных пород базальтового состава (гиалокластит), характеризующегося скоростями $4,4 \text{ км/с}$ (слой 2) [11]. На основании всего вышеизложенного нельзя согласиться с интерпретацией пород акустического фундамента в Зондском желобе как пелагических осадков (например, [12]). Мы считаем, что породы, формирующие слой 2, в исследуемом районе представлены базальтовыми лавами толеитового состава, которые, по-видимому, переслаиваются с осадочными и вулканогенно-осадочными породами.

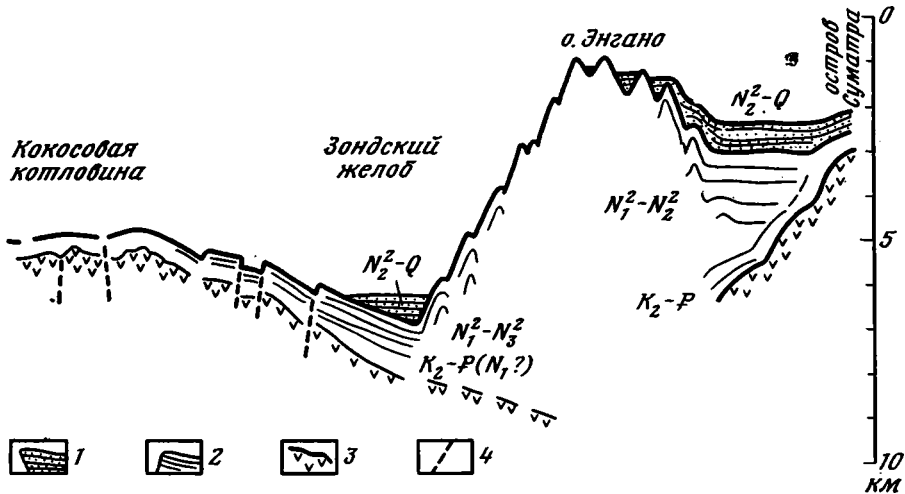


Рис. 6. Схематизированный сейсмогеологический разрез через Зондский желоб
 1 — верхний (горизонтально-слоистый) структурный этаж; 2 — средний структурный этаж с наклонными отражающими границами; 3 — фундамент; 4 — дизъюнктивные нарушения

Если связывать поверхность фундамента с верхней границей магнитоактивного слоя, то погружение фундамента под приостровную склон при неизменной мощности магнитоактивного слоя должно бы привести к затуханию амплитуды аномалий в полях модуля вектора и его составляющих при движении к оси желоба и уменьшению их градиентов. Для проверки этого был проведен расчет в рамках модели спрединга с использованием шкалы палеомагнитных аномалий [14]. При расчетах предполагалось, что верхняя граница магнитоактивного слоя совпадает с поверхностью акустического фундамента, а мощность слоя принималась: 0,5; 2; 3; 4 км. Результаты модельных расчетов показывают, что затухание аномалий для мощности слоя, меньшей 3 км, должно составлять 30%, в то время как из реальных измерений видно, что оно не превосходит величины 20%. Данное обстоятельство может быть объяснено либо принятием меньшей по сравнению с реальной мощностью магнитного слоя, либо тем, что поверхность магнитного слоя может лежать глубже и отвечать уже более монолитным базальтам.

Таким образом, в результате проведенных исследований в Зондском желобе устанавливаются два угловых несогласия в разрезе осадочной толщи, что приводит к выводу о неравномерности поддвига океанской плиты в зоне желоба. Внешний вал желоба рассматривается в качестве «шарнира», на котором время от времени происходит разламывание подвигающейся плиты. Последнее такое разламывание, по имеющимся данным, произошло в позднем плиоцене. Ось желоба является морфологической единицей и не имеет выражения в глубинной структуре осадков, акустического фундамента, магнитном поле.

Природа акустического фундамента связана скорее всего с комплексом вулканогенно-осадочных пород. Если с фундаментом связана и кровля магнитного слоя, то эффективная мощность последнего, вероятно, превышает 2 км, а сам слой может иметь сложную вертикальную структуру.

Литература

1. Керри Дж., Мур Д. Осадочные и тектонические процессы в Бенгальском глубоководном конусе выноса и Бенгальской геосинклинали.— В кн.: Геология континентальных окраин. Т. 2. М.: Мир, 1978, с. 327—339.
2. Непрочнов Ю. П., Москаленко В. Н., Семенов Г. А. и др. Новые данные о строении дна восточной части Индийского океана.— Докл. АН СССР, 1975, т. 220, № 5, с. 1190—1193.
3. Непрочнов Ю. П., Мерклин Л. Р., Шрейдер А. А. Новые данные о строении и геомагнитном поле Зондского желоба.— Океанология, 1979, т. XIX, вып. 3, с. 427—430.
4. Геология и геофизика дна восточной части Индийского океана. М.: Наука, 1981. 255 с.
5. Свальнов В. Н., Беляева Н. В., Демиденко Е. Л. и др. Комплексное исследование турбидитов в восточной части Индийского океана.— В кн.: Морская микропалеонтология. М.: Наука, 1978, с. 100—126.
6. Сили Д. Р., Вейль П. Р., Уолтон Дж. Дж. Модель внутреннего склона глубоководного желоба.— В кн.: Геология континентальных окраин. Т. 1. М.: Мир, 1978, с. 276—290.
7. Фон Хюне Р. Осадки современных глубоководных желобов.— В кн.: Геология континентальных окраин. Т. 1. М.: Мир, 1978, с. 232—238.
8. Шолл Д. Осадочные толщи в глубоководных желобах северной части Тихого океана.— В кн.: Геология континентальных окраин. Т. 2. М.: Мир, 1978, с. 192—206.
9. Bowles F. A., Ruddiman W. F., Jahn W. H. Acoustic stratigraphy, structure and depositional history of the Nicobar Fan, eastern Indian Ocean.— *Marine Geol.*, 1978, v. 26, № 2, p. 269—288.
10. Christensen N. I. Seismic velocities and elastic modulus of igneous and metamorphic rocks from the Indian Ocean.— In: *Indian Ocean Geology and Biostratigraphy*, Wash.: AGU, 1977, p. 279—299.
11. Cook P. T., Veevers J. J., Heirtzler T. R., Cameron P. T. The sediments of the Argo Abyssal Plain and adjacent areas, north-east Indian Ocean.— *BMR J. Austr. Geol. Geophys.*, 1978, v. 3, p. 113—124.
12. Curray T. R., Moore D. G. Growth of the Bengal Deep-Sea Fan and denudation in the Himalayas.— *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1971, v. 82, p. 563—572.
13. Curray T. R., Shor G. G., Raitt R. W., Henry M. Seismic refraction and reflection studies of crustal structure of the Eastern Sunda and Western Banda Arcs.— *J. Geophys. Res.*, 1977, v. 82, № 17, p. 2419—2489.
14. Lowrie W., Alvarez W. One hundred million years of geomagnetic polarity history.— *Geology*, 1981, № 9, p. 392—397.
15. Veevers J. J., Heirtzler J. R. et al. Initial Reports of the DSDP. V. 27. Wash.: US. Gov. Pr. Office, 1974. 1060 p.
16. Von der Borch C. C., Sclater J. G. et al. Initial Reports of the DSDP. V. 22. Wash.: US. Gov. Pr. Office, 1974. 890 p.
17. Schweller W., Kulm L. D. Extensional rupture of oceanic crust in the Chile Trench.— *Marine Geol.*, 1978, v. 28, p. 271—291.

Институт океанологии АН СССР
им. П. П. Ширшова

Поступила в редакцию
23.V.1984

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 551.243.4(235.223)

ИЛЬИН А. В.

О МАЛОЙ ВЕРОЯТНОСТИ ПOKPOBHOГO СТРОЕНИЯ
ВОСТОЧНОГО САЯНА *

В статье Н. Л. Добрецова излагаются новые представления о тектонике юго-восточной части Восточного Саяна и утверждается, что этот район «характеризуется наиболее отчетливым покровным строением с широким участием офиолитовых покровов» (с. 49). В покровном бескорневом залегании на юго-востоке Саяна, по представлениям автора, находятся не только гипербазиты Харанурского, Китойского-Оспинского массивов и сопутствующие им разнообразные магматические породы основного состава, но и карбонатные толщи боксонской серии, вулканиты и терригенные породы сархойской свиты, а также вышележащие отложения, для которых предполагается раннепалеозойский возраст. Более того, в соответствии с новыми идеями о тектонике района пересматриваются давно сложившиеся представления о стратиграфической последовательности, формационной принадлежности и возрасте позднедокембрийских и раннепалеозойских отложений. Совершенно в новом свете трактуются и такие практически значимые вопросы, как стратиграфическое положение и возраст фосфоритовых отложений, структура бокситовых и фосфоритовых месторождений района.

Несомненно, что статья Н. Л. Добрецова живо заинтересует стратиграфов, магматистов, тектонистов, геологов-разведчиков, работающих на юго-востоке Саяна, равно как и специалистов по геологии соседних районов постольку, поскольку автор ее пишет «о применимости данной схемы для остальной части Восточного Саяна и прилегающих районов Монголии» (с. 39).

Необходимо сразу же подчеркнуть, что новые представления о тектонике юго-востока Саяна совершенно определенным образом перекликаются с наметившимся за последние годы пересмотром стратиграфии верхнедокембрийских — нижнепалеозойских отложений этого района, который до недавнего времени считался одним из опорных для стратиграфии древних отложений Сибири. Основанием для такого пересмотра послужили находки среди отложений, считавшихся верхнедокембрийскими либо нижнекембрийскими, микроскопических остатков хитинозой, граптолитов, конодонтов, чешуй рыб, обломков мшанок и губок, относящихся к ордовику, силуру и девону. Эти находки, несомненно, свидетельствуют о присутствии на юго-востоке Саяна отложений указанного возрастного интервала. С другой стороны, как показал В. В. Хоментовский, во многих случаях они связаны «с заносом микроскопической органики в древние толщи» (Геология и геофизика, 1985, № 1, с. 11). Такого рода случаи, детально проанализированные В. В. Хоментовским, привели его к выводу о том, что «было бы опрометчивым на основании отдельных находок микроскопических остатков органики отказываться от стратиграфических схем, основанных на данных геологического картирования среднего и детального масштаба» (там же, с. 11).

Между тем именно на такого рода опрометчивых выводах о стратиграфическом положении и возрасте древних толщ базируется, если не вся схема покровной тектоники Н. Л. Добрецова, то отдельные ее компоненты. Основной ее предпосылкой служит залегание отложений с найденными остатками палеозойских микроорганизмов структурно ниже относительно докембрийских, вендских или кембрийских, как, например, это изображено на разрезах через Харанурское фосфоритовое месторождение. «Покровная» интерпретация структуры района месторождения неизбежно приводит автора статьи к выводу о том, что «продуктивная пачка Харанурского месторождения не входит в состав боксонской серии, а значительно моложе» (с. 48), из чего, естественно, вытекает следующий вывод о наличии «нового ордовикского уровня промышленной фосфатности», что «увеличивает перспективы региона на фосфориты» (с. 48).

Наличие на юго-востоке Саяна мощной карбонатной фосфоритовосной ордовикской толщи, либо в инситном залегании, либо перемещенной откуда-то в виде покрова, как это показано на рис. 3, чрезвычайно мало вероятно. Как показали детальные исследо-

* К статье Н. Л. Добрецова. О покровной тектонике Восточного Саяна.— Геотектоника, 1985, № 1.

вания Хубсугульского фосфоритоносного бассейна, северным продолжением которого являются пласты фосфоритов Харанурского месторождения, продуктивные отложения в этом бассейне, при всем их фаціальном разнообразии, сосредоточены на одном стратиграфическом уровне, приуроченном к «нижней» дотрилобитовой части разреза нижнего кембрия. Детальное изучение целого ряда месторождений фосфоритов бассейна, как на территории МНР, так и на юго-востоке Саяна (Боксонское, Ухагольское), обнародованных, кстади сказать, несравненно лучше, чем Харанурское, позволяет уверенно говорить о том, что накопление шельфовых карбонатных фосфоритоносных отложений по юго-западной окраине Сибирского континента завершилось к середине кембрия, и об отсутствии здесь фосфоритоносных отложений ордовикского возраста. Заметим, что такое же стратиграфическое положение и возраст имеют фосфориты и во многих других древних фосфоритоносных бассейнах мира, как это было установлено в результате исследований международного коллектива геологов-фосфатчиков, одним из объектов которых был Хубсугульский бассейн. Все это в сочетании с данными В. В. Хоментовского непосредственно по поводу возраста харанурских фосфоритов указывает на ошибочность интерпретации структуры данного участка как покровной и на инситный характер залегания карбонатных фосфоритоносных отложений.

Еще одной существенной предпосылкой для представлений о покровной тектонике района послужили недавние находки Ю. П. Бутова остатков ордовикских и силурийских организмов в составе сархойской свиты, которая структурно повсюду лежит также ниже вендско-кембрийских боксонских отложений. Интерпретируя эти находки, Н. Л. Добрецов допускает два варианта: 1) раннепалеозойский (ордовикский?) возраст всей сархойской свиты и 2) ордовикский возраст лишь ее разрезов, которые содержат соответствующие остатки, и принадлежность «преобладающей части отложений, относимых к сархойской серии... к рифейской формации островодужного типа» (с. 47). Оба варианта, естественно, гармонируют с выдвигаемой новой тектонической концепцией, однако оба они находятся в противоречии с известными данными по возрасту, составу и генетической принадлежности сархойских отложений. Последние развиты практически лишь на западной окраине рассматриваемого Н. Л. Добрецовым района, откуда непрерывно прослеживаются в соседние районы Северной Монголии. Сархойская свита — это характерный красноцветный комплекс аркозовых песчаников и гравелитов, содержащих вулканиты бимодальной ассоциации, лежащих в перерывом и угловым несогласием на более древние породы. В базальных конгломератах свиты изобилуют гальки гранитов с абсолютным возрастом 823 млн. лет, а малые тела субшелочных гранитов, комагматичных сархойским вулканитам, датируются 742 млн. лет. Разрезы сархойских отложений надежно коррелируются друг с другом на обширных территориях, отвечая по возрасту самым верхам рифея — венду. Соответственно они древнее боксонских отложений по возрасту и ниже по структурному положению. Литологически, а также по геохимическим характеристикам красноцветные аркозы и бимодальные вулканиты не имеют ничего общего с формациями островодужного типа. На Боксонском, Ухагольском месторождениях и других участках района, показанного на тектонической схеме в статье, не говоря уже о соседних районах Монголии, известно и описано различными исследователями (Н. С. Ильина, В. П. Арсентьев, Б. Г. Гуревич и др.) множество конкретных разрезов, в которых боксонские карбонатные отложения вниз по разрезу сменяются сархойскими красноцветными, а еще ниже — более древними докембрийскими образованиями. В этих инситных разрезах, лишенных гипербазитовых пластин и каких бы то ни было других признаков, которые могли бы наводить на мысль о покровной тектонике, наблюдаются такие структурные соотношения между указанными отложениями, которые соответствуют их возрастному положению. Следовательно, оба варианта интерпретации структурного положения и возраста сархойской свиты, предложенные Н. Л. Добрецовым, нельзя признать приемлемыми.

Рассмотрим еще один существенный элемент новой концепции о тектонике юго-востока Саяна, касающийся магматических пород базитового состава, широко и разнообразно представленных в районе. Все эти образования включаются Н. Л. Добрецовым в офиолитовую ассоциацию и изображаются в составе бескорневых покровов. К числу этих пород относятся габброиды Денжегурского массива в районе Боксонского месторождения, щелочные габброиды истоков Дибя, Забита и Хоре, дифференцированные габброиды на границе с МНР, в истоках Тенгсин-Гола. Одни из них состоят из клинопироксенитов, обладающих полосчатым сложением, особенно характерным для периферических частей, где появляются косытей — сидеронитовые оливинсодержащие пироксениты, на 20—25% состоящие из вкрапленников и шпиров титаномагнетита, который образует также протяженные линзовидные залежи массивных руд. Другие базитовые массивы сложены дифференцированными щелочными габброидами, отличающимися высокими содержаниями апатита, а иногда присутствием магнетитовых и титаномагнетитовых залежей. Эти массивы обладают секущей конфигурацией по отношению к вмещающим породам, округлыми очертаниями в плане, небольшими размерами. Они никогда не сопровождаются ультраосновными дифференциатами, детально описаны в работах многих исследователей юго-востока Саяна и характеризуются значениями абсолютного возраста от 850 до 600 млн. лет. Подобного рода базитовые интрузии чрезвычайно широко распространены и детально изучены геохимически и петрологически в соседнем Прихубсугулье, на северо-востоке Тувы и других районах, составляющих окраину позднекембрийского Сибирского континента. Они близки по возрасту к отложениям сархойской свиты, обнаруживают отчетливую приуроченность к древним (позднерифейским) рифтам, раскрывающим эту окраину, и перекрываются карбонатными шельфовыми отложениями боксонской серии. Автор рассматриваемой статьи исключил из поля своего зрения эти характерные магматические образования — показатели дли-

тельного «периода созревания» (по выражению Е. Е. Милановского) внутриконтинентальных рифтов либо включил их, очевидно, ошибочно, в офиолитовый комплекс, с которыми они не имеют ничего общего ни геохимически, ни генетически.

Наконец, о самих «офиолитах» юго-востока Саяна. Мне пришлось видеть одними глазами и описать, с одной стороны, офиолиты Тувы и Джидинской зоны, а с другой — многочисленные гипербазитовые «массивы», встречающиеся во внутренних и периферических частях Тувино-Монгольского массива, в том числе и на юго-востоке Саяна. В первом случае полные разрезы офиолитовых комплексов практически нигде не наблюдаются, однако их можно «собрать» из тектонически разъединенных фрагментов и реконструкции офиолитов такого рода не вызывают сомнений. Совершенно иная картина имеет место в Тувино-Монгольском массиве, где необходимых для реконструкции фрагментов или «деталей» просто нет. Здесь наблюдаются серпентинитовые массивы, в среднем значительно более крупные, чем в Туве и на Джиде, обычно не сопровождающиеся другими необходимыми компонентами офиолитовых комплексов. Они отличаются от гипербазитов соседних областей, имеющих океаническую природу на диаграмме $Fe^*/(Mg+Fe^*)$, по величине отношения Cr/Al в хромитах, а самое главное — своей локализацией в пределах Тувино-Монгольского массива — структуры, в которой континентальная сиалическая кора была сформирована в докембрии и которая к началу фанерозоя была спаяна с Сибирской платформой. Природа таких гипербазитов остается предметом разнообразных предположений, на которых вряд ли здесь следует останавливаться.

И последнее, покровы, как таковые, на юго-востоке Саяна не наблюдаются, и подшва их изображается автором статьи на месте крутых, обычно субвертикальных, тектонических контактов. Это обстоятельство и другие, приведенные выше, в сочетании с тем, что новая концепция излагается без анализа геолого-исторических предпосылок и вне регионального тектонического фона подрывает доверие к ней.

В заключение можно лишь согласиться с Н. Л. Добрецовым, что «необходимы структурные, метаморфогенно-петрологические и геофизические исследования для создания глубинной модели района» (с. 50).

Институт литосферы
АН СССР

Поступила в редакцию
22.III.1985



АЛЕКСАНДР ВОЛЬДЕМАРОВИЧ ПЕЙВЕ
(1909—1985)

21 декабря 1985 г. скончался Герой Социалистического Труда, директор Геологического института АН СССР, выдающийся геолог нашего времени академик Александр Вольдемарович Пейве. Он принадлежал славному поколению советских ученых-геологов, которые не только выяснили главные особенности геологического строения огромной территории нашей страны, но и выдвинули ряд новых направлений в науках о Земле, получивших мировое признание.

А. В. Пейве родился 9 февраля 1909 г. в крестьянской семье, в селе Семенцево Торопецкого уезда Псковской губернии (ныне Калининской обл.). В 1926 г. в городе Торопце он окончил среднюю школу и в том же году поступил учиться в 1-й Московский государственный университет на почвенно-геологическое отделение. В связи с реорганизацией некоторых высших учебных заведений Москвы в 1929 г. студенты-геологи университета были переведены во вновь организованный Московский геологоразведочный институт, который Александр Вольдемарович окончил в 1930 г. Весной 1929 г. он был принят на работу в Научный институт по удобрениям, где его трудовая деятельность продолжалась до 1935 г.

Ранние научные работы А. В. Пейве посвящены изучению фосфоритов и калийных солей в кайнозойских и мезозойских отложениях Средней Азии. Проведенный им палеогеографический анализ позволил высказать предположение о нахождении промышленных залежей в Ферганской котловине и в Таджикистане. Этот прогноз очень скоро был подтвержден открытием месторождения фосфоритов близ г. Каратага (Таджикистан). Столь же плодотворными были исследования А. В. Пейве по геологии месторождений калийных солей, приуроченных к верхнеюрским отложениям Туркмении и сопредельных районов Узбекистана и Таджикистана.

В 1935 г. акад. А. Д. Архангельский пригласил А. В. Пейве в Геологический институт АН СССР, где он без перерыва работал до конца жизни, будучи последние 25 лет его директором. Первые исследования, выполненные им в институте, были связаны с изучением бокситоносности каменноугольных отложений Средней Азии. Он выяснил, что бокситы, диаспоро-каолинитовые породы и фациально их замещающие железные руды образуют выдержанный горизонт, залегающий в основании известняков среднего карбона на размытой поверхности известняков визейского яруса. Рудоносный горизонт с перерывами был прослежен вдоль северных склонов Туркестанского и Алайского хребтов на протяжении более 300 км, причем были открыты Андаракское, Сохское и Ворухское месторождения. В обобщающей работе «Проблема поисков бокситов в Тянь-Шане» (1937) А. В. Пейве рассмотрел перспективы поисков бокситов в геосинклинальных морских отложениях, а также в континентальных образованиях юры. Эти его исследования сыграли большую роль при оценке возможного нахождения геосинклинальных бокситов не только в Тянь-Шане, но и в складчатых сооружениях других регионов. Многолетние работы в Тянь-Шане позволили произвести анализ палеогеографических и тектонических связей между различными структурно-фациальными зонами и пересмотреть установленные ранее взгляды на тектоническое районирование территории Средней Азии и историко-геологическое значение выделявшихся границ. Александр Вольдемарович пришел к выводу, что границы как между Северным и Южным Тянь-Шанем, так и между составляющими их зонами характеризуются переходными фациями. В противоположность высказываниям о пересечениях разновозрастных складчато-

стей он обосновал отсутствие этого явления и указал большую роль виргаций и Тала-со-Ферганского разлома в образовании всей палеозойской структуры Средней Азии.

В 1939—1940 гг. А. В. Пейве изучал тектонику Главного Кавказского хребта. В результате он пришел к заключению, что структура хребта на протяжении всего мезозоя и кайнозоя представляла собой унаследованное геосинклинальное поднятие и, следовательно, «закон частной инверсии» в том виде, как он впервые был сформулирован, в природе не существует.

В начале Великой Отечественной войны Александр Вольдемарович был откомандирован на бокситовые рудники восточного склона Северного Урала, где проработал до осени 1944 г. Здесь его исследования были направлены на обеспечение прироста запасов и повышение добычи руды для производства алюминия. За работы, способствовавшие расширению минерально-сырьевой базы нашей страны, А. В. Пейве в 1946 г. в числе других ученых был удостоен Государственной премии СССР.

В 1945 г. вышла в свет широко известная его работа «Глубинные разломы в геосинклинальных областях», которая внесла изменения во многие научные положения геотектоники и принесла ее автору мировую известность. Впервые выделенные в этой работе глубинные разломы принадлежат к особой категории структур. Они проникают на большие глубины, существуют и возникают в любые стадии как геосинклинального, так и платформенного развития. Многие типы глубинных разломов являются носителями вулканических аппаратов и местом локализации разнообразных интрузий, а также проявлений гидротермальных растворов и пневматолитических эманаций. Эти их геологические особенности определяют размещение вдоль них широкого спектра различных полезных ископаемых. Изучение глубинных разломов оформилось не только в новое научное направление в геотектонике, но и в самостоятельное учение. Глубинные разломы лежат в основе многих карт прогноза поисков металлических и неметаллических полезных ископаемых. Учение о глубинных разломах вошло во все курсы геотектоники высших учебных заведений.

В 1946 г. А. В. Пейве закончил монографию «Тектоника Северо-Уральского бокситового пояса» (1947), которую в том же году защитил в качестве докторской диссертации (ученая степень кандидата была присуждена ему без защиты диссертации в 1936 г.). В этой монографии впервые была подробно описана внутренняя структура зеленокаменной полосы Северного Урала и шаг за шагом прослежена история ее формирования в течение силурийского и девонского периодов. Особенно большое значение имели выделенные дорудные сбросы, которые в значительной мере определяли локализацию бокситовых месторождений в карбонатных отложениях девона. А. В. Пейве считал, что образование залежей бокситов было связано с поступлением в морской бассейн растворов свободного глинозема эндогенного происхождения.

В конце 40-х и в 50-х годах Александр Вольдемарович продолжал свои исследования в различных районах палеозойд западной части азиатской части территории СССР. Изучая эвгеосинклинальные зоны палеозойд, он пришел к выводу, что внутренние поднятия и прогибы геосинклинальных систем всегда асимметричны и отделяются друг от друга глубинными разломами. Идея об асимметрии крупных поднятий и прогибов лежит в основе представлений А. В. Пейве о том, что сущность развития структуры геосинклинальных областей выражается не в волнообразных, а в складчато-глыбовых деформациях. Продолжая разрабатывать теорию геосинклиналей, он впервые применил метод структурно-формационного анализа к длительно развивающимся структурам геосинклинальных областей (1948). Так, например, для внутренних геосинклиналей (прогибов) он выделил следующий вертикальный ряд геологических формаций (снизу): 1) спилито-кератофировая, 2) яшмовая, 3) сероцветных терригенных отложений, 4) рифовая и пелитоморфных известняков, 5) флишевая, 6) молассовая. Другие ряды формаций были выделены для геосинклиналей, брахигеосинклиналей и краевых прогибов. Несмотря на то что со дня выхода в свет рассматриваемой работы прошло почти 40 лет и в течение этого времени учение о геологических формациях сделало большой шаг вперед, выделенные вертикальные ряды формации изменились главным образом на сторону более дробных подразделений и их более подробной характеристики.

Разработка учения о геосинклиналях выразилась в создании оригинальной концепции развития этой важнейшей категории тектонических структур. В совместной с В. М. Силиным работе «Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях» (1950) были сформулированы главные положения новых идей в области теоретической тектоники. Все геосинклинальные системы верхнего протерозоя (рифей) и фанерозоя авторы разделили на три группы: 1) первичные геосинклинальные системы, 2) вторичные геосинклинальные системы и 3) остаточные геосинклинальные системы. По их мнению, в пределах континентов до позднего протерозоя существовала «панплатформа», которая в одних местах в рифее, а в других — в разные периоды фанерозоя подвергалась раздроблению сетью глубинных разломов, что каждый раз приводило к образованию первичных геосинклинальных систем. К наиболее крупным обломкам «панплатформы» принадлежат срединные массивы. Вторичные геосинклинальные системы развиваются на территориях, уже прошедших стадию формирования первичных систем, а во время существования остаточных систем происходит угасание геосинклинального режима.

В 1950 г. Александр Вольдемарович был назначен начальником комплексной Казахстанской экспедиции АН СССР, а в 1952 г. он стал заместителем директора Института геологических наук АН СССР по научной части. В 1953 г. А. В. Пейве вступил в ряды Коммунистической партии Советского Союза.

Вскоре после окончания Великой Отечественной войны Н. С. Шатский начал работу по составлению «Тектонической карты СССР масштаба 1 : 4 000 000». К этой ра-

боте он привлек большой коллектив геологов, среди которых одним из ведущих был А. В. Пейве. «Тектоническая карта СССР» выдержала два издания — в 1953 и 1956 г. В обоих изданиях А. В. Пейве участвовал и как составитель отдельных макетов и как ответственный редактор всех показанных на картах разрывных нарушений.

Одновременно с составлением тектонических карт он продолжал разрабатывать учение о глубинных разломах. На этот раз он главное внимание обратил на закономерности проявления вдоль разных классов глубинных разломов разнообразного магматизма и различных генетических типов полезных ископаемых.

Выдающиеся заслуги А. В. Пейве в разработке теоретических вопросов геологии и большие достижения в поисках различных полезных ископаемых были отмечены избранием его в 1958 г. членом-корреспондентом АН СССР. В конце 1960 г. он был назначен директором Геологического института АН СССР, сменив на этом посту скончавшегося акад. Н. С. Шатского.

С конца 50-х годов и до конца жизни Александр Вольдемарович выступал как представитель нашей страны во многих международных геологических организациях, знакомая зарубежным ученым с достижениями советской науки. Его доклады неизменно встречали положительный отклик в широких кругах иностранных ученых. Большинство поездок он использовал также для проведения полевых наблюдений в самых разнообразных структурных зонах почти всех континентов мира. Особенно ценные материалы были собраны им по тектоническому строению альпийских складчатых сооружений Европы, которые он видел собственными глазами от Альп на западе до Ирана на востоке. Среди этих материалов наиболее важными были данные о покровных структурах. Принимая во внимание эти материалы и хорошо зная геологическое строение нашей страны, А. В. Пейве коренным образом пересмотрел ряд положений проблемы тектонических движений и возродил идею о ведущей роли мобилизма в создании структуры земной коры. Однако он совершенно по-новому подошел к раскрытию закономерностей проявления горизонтальных движений. Согласно его взглядам, различные по толщине, протяженности и ширине блоки горных пород, ограниченные глубинными разломами разного типа, с неодинаковой скоростью, часто автономно, перемещаются в латеральном направлении, образуя весь сложный структурный рисунок складчатых сооружений любого возраста.

В 1963 г. Александр Вольдемарович вместе со своими учениками опубликовал книгу «Разломы и горизонтальные движения земной коры», в которой детально и полно освещены многообразные методы, позволяющие определять тип того или другого разрыва, направление происходившего по нему движения и его амплитуду. В этой же книге обстоятельно обрисованы движения по сдвигам и проанализированы закономерности образования различных структурных парагенезов.

Выдающиеся заслуги А. В. Пейве в создании и разработке новых научных направлений в геологии были высоко оценены Общим собранием АН СССР, избравшим его в 1964 г. действительным членом АН СССР. В 1969 г. за составление «Тектонической карты Евразии масштаба 1 : 5 000 000» и объяснительной записки к ней А. В. Пейве в числе других участников коллектива составителей был удостоен Государственной премии СССР.

Многолетние исследования в Альпийско-Гималайском поясе привели А. В. Пейве к очень важному выводу, существенно изменившему все представления геологов о геосинклинальном процессе. В работе «Океаническая кора геологического прошлого» (1969) он показал, что все эвгеосинклинальные зоны мезозойско-кайнозойского возраста развивались на коре океанического типа. Для разреза океанической коры характерны офиолиты, нижняя часть которых представлена гипербазитами, габброидами и метаморфизованными основными эффузивами, а верхняя — основными вулканитами, радиоляритами, кремнистыми сланцами и нередко пелагическими известняками. Этот повсеместно распространенный разрез Александр Вольдемарович сопоставил с разрезом коры современных океанов и обосновал их большое сходство. Латеральное перемещение крупных блоков океанической коры приводит к явлениям скучивания горных пород и таким путем подготавливает обстановку для формирования гранитно-метаморфического слоя.

В начале 70-х годов А. В. Пейве создает большой коллектив из сотрудников Геологического института АН СССР, исследования которого были направлены на всестороннее изучение строения офиолитов и их роли в образовании различных структур в процессе формирования земной коры. Он организовал экспедиции на Урале, в Средней Азии, на Кавказе и много лично участвовал в полевых работах. Оказалось, что первично офиолиты повсеместно залегают в основании разрезов эвгеосинклинальных зон любого возраста. Однако в современной структуре складчатых сооружений офиолиты очень часто образуют аллохтоны на миеосинклинальных отложениях континентальной коры или на островодужных сериях коры переходного типа — от океанической к континентальной.

Выделение в геологическом прошлом коры океанического типа является выдающейся заслугой А. В. Пейве и важным вкладом в наши знания в науках о Земле.

На основе этих новых открытий под руководством Александра Вольдемаровича в Геологическом институте АН СССР была составлена «Тектоническая карта Северной Евразии масштаба 1 : 5 000 000» (1979). Главный принцип составления этой карты заключался в стремлении отразить на ней в исторической последовательности возраст формирования различных слоев земной коры и образуемую ими структуру. В связи с этим была разработана оригинальная легенда, еще не встречавшаяся в практике тектонического картографирования. Основными категориями легенды являются образования океанической, переходной и континентальной стадий развития коры, которые выделены на карте разными цветами для каждого определенного геохронологического этапа. По

этому же принципу расчленены и складчатые сооружения фундаментов древних платформ, но, разумеется, с другими — докембрийскими геохронологическими границами.

Вскоре после выхода в свет «Тектонической черты Северной Евразии» и «Тектонической карты Урала» за рубежом стали появляться карты, составленные в очень близкой, иногда почти тождественной легенде.

В 1979 г. Александр Вольдемарович Пейве за выдающиеся заслуги перед советской наукой был удостоен высокого звания Героя Социалистического Труда.

В последние годы жизни А. В. Пейве много внимания уделял выдвинутому им новому направлению — горизонтальному тектоническому расслаиванию литосферы. Согласно его идеям, во всех оболочках коры и в верхней мантии в процессе геологической эволюции нашей планеты постоянно возникают горизонтальные и субгоризонтальные поверхности, по которым происходят латеральные перемещения горных масс в условиях пластического течения вещества, а иногда и его расплава, генерируя материал для магматических очагов. Горизонтальное тектоническое расслаивание охватывает все крупнейшие структурные категории Земли — древние и молодые платформы, развивающиеся геосинклинальные области и океаны. Когда движения по рассматриваемым поверхностям не приводят к расплавлению вещества, вдоль них возникают разнообразные деформации горных пород, происходящие в глубинных условиях и сопровождающиеся явлениями метаморфизма.

Свои теоретические исследования Александр Вольдемарович совмещал с изучением вопросов истории науки, с выступлениями в научно-популярных журналах, а также с огромной научно-организационной деятельностью. Находясь 25 лет на посту директора Геологического института АН СССР, он с большим организаторским талантом направлял и постоянно улучшал сложный процесс научного творчества большого коллектива ученых. Он стремился всемерно развивать исследования по фундаментальным наукам — стратиграфии, литологии и тектонике, организуя новые лаборатории, отвечающие требованиям общего прогресса наук.

Многогранная деятельность А. В. Пейве распространялась и на редакторскую работу. Много лет он являлся главным редактором Трудов Геологического института АН СССР, членом редколлегии ведущих геологических журналов — «Известия АН СССР, серия геологическая», «Геотектоника», «Советская геология» и журнала «Доклады АН СССР». В круг научно-организационных обязанностей Александра Вольдемаровича входила работа в руководящих организациях, межведомственных комитетах и комиссиях. Он был членом бюро Отделения наук о Земле, теперь Отделения геологии, геофизики, геохимии и горных наук АН СССР, с 1961 по 1965 г. он был членом экспертной комиссии ВАК, а в 1961—1964 гг. возглавлял экспертную комиссию по геолого-географическим наукам Комитета по Ленинским премиям в области науки и техники при Совете Министров СССР.

Большой международный авторитет А. В. Пейве был высоко оценен геологической общественностью — избранном его президентом подкомиссии Международного союза по тектонической карте Мира, председателем Советского комитета по международной программе геологической корреляции и руководителем советской части Комиссии по сотрудничеству Академии наук СССР с академиями наук социалистических стран в области геологии.

А. В. Пейве состоял членом Московского общества испытателей природы, Сербского геологического общества, Французского геологического общества, Геологического общества Болгарии и почетным членом Американского геологического общества.

Советское правительство высоко оценило научную и научно-организационную деятельность А. В. Пейве, удостоив его званием Героя Социалистического Труда и наградив тремя орденами Ленина, двумя орденами Трудового Красного Знамени, орденом «Знак Почета» и медалями. Ему дважды была присуждена Государственная премия СССР.

Светлая память об Александре Вольдемаровиче надолго сохранится в сердцах советских геологов и геологов всего мира.

*Межведомственный тектонический
комитет
Редколлегия журнала «Геотектоника»*

ХРОНИКА

УДК 551.24

ВОПРОСЫ ТЕКТониКИ НА 5-й ГЕНЕРАЛЬНОЙ АССАМБЛЕЕ МАГА

С 5 по 17 августа 1985 г. в Праге проходила 5-я ассамблея Международной ассоциации геомагнетизма и аэрономии, собравшая около 1000 участников из всех ведущих лабораторий мира. На нескольких симпозиумах затрагивались проблемы тектоники, которые могут представить интерес для читателей «Геотектоники».

На симпозиуме «Магнитные аномалии над окраинами континентов и литосферных плит» были доложены некоторые новые результаты, касающиеся как пассивных континентальных окраин, так и расходящихся краев литосферных плит в пределах срединно-океанических хребтов.

Вдоль многих пассивных окраин в океане протягиваются резко выраженные магнитные аномалии с амплитудой до 1500 нТ. Они приурочены либо к шельфовой полосе, либо находятся вблизи бровки континентального склона. Такие аномалии откартированы по обеим сторонам Атлантического океана между Северной Америкой и Африкой: это аномалия Восточного побережья (East Coast Anomaly) вблизи Северной Америки и Склоновая аномалия (Slope Anomaly) у Марокканского побережья Африки. Подобная аномалия выявлена на крошке шельфа у северо-западного побережья Австралии, здесь она названа аномалией КОБ (Continent/Ocean Boundary). Природа этих краевых аномалий рассматривалась в четырех докладах (М. Тальвани, США; Г. Рёзера, ФРГ; Л. Ланцеротти, США; Д. Джонсона, Австралия). Аномалии, конечно, объясняются присутствием высокомагнитных пород. Большинство исследователей приходит к выводу, что магнитное тело, вызывающее аномалию, возникло в период рифтинга, приведшего к расколу и последующему разделению континентов. Однако существуют два разных подхода. Австралийские геофизики полагают, что такое тело образовано многочисленными дайками, внедренными в кору континентов. Близко к этому представлению М. Тальвани для объяснения природы аномалии Восточного побережья. Вместе с тем Г. Рёзер привел для Склоновой аномалии вблизи Африки данные по сейсмическому профилированию методом преломленных волн, которые указывают на присутствие под Склоновой аномалией субгоризонтального тела со скоростью 6,8—7 км/с, ограниченного сверху и снизу четкими поверхностями раздела. Мощность этого тела составляет 5—6 км, под ним на глубине 18 км находится поверхность Мохо. Г. Рёзер истолковал это тело, как образованное мощными базальтовыми излияниями, возможно, такого типа, как трапповые поля. При любой интерпретации краевые магнитные аномалии примерно отмечают положение границы между континентальной и океанической корой. Не случайно эти аномалии были в ряде работ использованы для совмещения краев континентов и получения реконструкции первичного расположения Северной Африки и Африки до их раскола в мезозое. Заслуживают упоминания результаты электромагнитного зондирования в районе аномалии Восточного побережья. Это зондирование было проведено при прокладке трансатлантического кабеля. Оно обнаружило, что магнитное тело, подстилающее аномалию Восточного побережья, обладает повышенной электропроводностью, что свидетельствует о возможной циркуляции расплавов или воды вдоль этого тела.

С. Холл (США) сообщил результаты детальных аэромагнитных исследований восточной окраины Красного моря вблизи Аравии между 15 и 18° с. ш. Этот район имеет большое значение для понимания ранней истории раскрытия Красного моря, в отношении которой существуют разногласия: был ли это рассеянный спрединг, приведший к утонению коры, либо это был организованный спрединг, создавший в раннюю фазу раздвижения Аравии и Африки океаническую кору на всю ширину Красного моря. Аэромагнитная съемка выявила линейные аномалии небольшой амплитуды (100—200 нТ), хорошо коррелируемые по простиранию и местами смещенные поперечными, северо-восточными разломами. Крайне любопытно, что ранее откартированные системы таких же низкоамплитудных аномалий по западной окраине Красного моря к югу от Дахлакского архипелага прекрасно совмещаются с аномалиями восточного борта, что указывает на их одинаковую природу. Автор доклада рассмотрел разные варианты природы этих аномалий и склоняется к тому, что они определяются, как он говорит, супрафундаментом, т. е. близповерхностными источниками, которые могут быть как океаническими, так и континентальными, но скорее всего — океаническими. Следовательно, полученные данные говорят скорее в пользу организованного спрединга, хотя никакой попытки идентификации аномалий для установления их возраста в докладе сделано не было.

П. Худ из Канады продемонстрировал прекрасную карту магнитных аномалий Канады в масштабе 1 : 1 000 000 с сечением аномального поля через 25 нТ. Карта превосходно передает крупные и мелкие детали строения Канадского щита. На ней легко читаются главные докембрийские провинции: Невольничье озеро, Черчилл, Верхнего

озера, Лабрадорская, Гренвиллский фронт и др. Очень хорошо видны многие региональные разломы. Он же доложил о результатах аэромагнитной съемки в проливе Нэйри между Гренландией и землей Эллсмита. Этот пролив совпадает с так называемой линией Вегенера — разломом, по которому при совмещении континентов в Пангею Гренландия должна переместиться на юго-запад для закрытия Лабрадорского моря. В последние 5 лет появились работы (и даже был проведен специальный симпозиум), в которых демонстрировалась как будто бы непрерывности геологических структур Канадского щита и Иннуитского складчатого пояса при переходе с Земли Эллсмита к Северной Гренландии и тем самым отрицалась возможность значительных горизонтальных перемещений вдоль линии Вегенера. Аэромагнитная съемка выявила разлом, очень четко выраженный в магнитных аномалиях и прослеживающийся строго вдоль пролива Нэйри. Автор доклада убедительно показал, что геофизические поля, рельеф и геологические структуры прерываются этим разломом и не прослеживаются с одного берега пролива на другой. Он пришел к твердому выводу о правомерности прежних представлений о горизонтальных перемещениях вдоль линии Вегенера. Общая амплитуда смещений оценивается в 200 км.

Группа магнитологов из Калифорнийского университета (доклады С. Миллера и Ж. Семпере) представила новейшие результаты исследования магнитного поля океанического дна вблизи спрединговых центров. Эти исследования были выполнены с придонных буксирных аппаратов (deep tow) в Красном море, в хр. Рейкьянес, в районе Фамоус в Атлантике и в Восточно-Тихоокеанском подняттии в районе 21° с. ш. Очень впечатляющими были результаты измерений аномального магнитного поля *in situ* с подводного аппарата «Алвин». Магнитометр помещался в корзину аппарата. Такие измерения были поставлены впервые. Они позволили с большой точностью и с большой надежностью в привязке к геологической структуре выявлять тонкую структуру магнитного поля на дне. Им удалось откартировать на местности, на дне, на глубине около 3000 м базальты, имеющие прямую и обратную магнитную полярность, и тем самым отбить границу Брюнесс/Матуяма в наложении лавовых потоков. Любопытно, что местами смена полярности обнаруживается по простиранию одного и того же пакета лавовых потоков. Граница Брюнесс/Матуяма, откартированная *in situ*, примерно, но не точно, совпадает с той же границей, выявленной при буксировании магнитометра вдоль дна. При анализе магнитного поля эта группа использовала преобразования поля для получения картины в трех измерениях. Это дало им возможность связать особенности магнитных аномалий с деятельностью магматической камеры. В случае стационарной камеры, как под высокоспрединговыми хребтами, такими, как ВТП, магнитное поле оказывается менее амплитудным, более растянутым в пространстве и более осложненным за счет появления дополнительных вулканов на склонах хребта, чем в низкоспрединговых хребтах, как, например, в Красном море или в Атлантике, где присутствует нестационарный очаг, где излияния долгое время сконцентрированы в одном месте и где из-за этого осяевая магнитная аномалия отличается высокой интенсивностью.

Серия докладов была посвящена анализу региональных магнитных аномалий и аномалий, полученных со спутника «Магсат». Д. Аркани-Хамед из Торонтского университета (Канада) попытался сопоставить аномалии Магсат, полученные на рассвете и при вечерних сумерках, выделяя те из них, которые связаны с влиянием магнитных тел земной коры (по его мнению — нижних частей континентальной коры), и пришел к выводу, что зоны столкновения континентов, такие, как Загрос или Урал, хорошо выявляются полосами положительных аномалий Магсат. Та же идея о том, что аномалии Магсат отражают намагниченность нижних частей земной коры, прозвучала и в других докладах, в особенности австралийских магнитологов. Д. Фон Фриз такого рода аномалии сопоставил с реконструкцией Пангеи и обнаружил, что аномалии южных континентов очень хорошо совмещаются между собой, тем самым свидетельствуя об их древности и континентальной природе. М. Мэйхью на примере Австралии рассмотрел магнитные аномалии Магсат, которые, как оказалось, тесно связаны с щитами, где обнажаются древние докембрийские породы. По его мнению, источником аномалий являются гранулиты — наиболее магнитные породы в континентальной земной коре. Отсюда следовал тот вывод, что магнетизм связан с метаморфизмом, а поскольку неизменные мантийные породы немагнитны, то можно, по мнению М. Мэйхью, ввести понятие о магнитном Мохо.

Несколько докладов касалось региональных магнитных аномалий. Г. Хенкель из Швеции привел хорошие данные о поясе высокомагнитных гранитов, связанных с готской орогенной, которые, по его заключению, внедрились вдоль границы плит андийского типа на краю Свеко-Карельского блока. Этот блок своей высокой намагниченностью резко отделяется от расположенного к западу Свеко-Норвежского блока.

У. Хайнц из США по магнитным данным трассировал Нью-Йоркско-Алабамский линеймент вдоль западного края Аппалачского пояса. Он полагает, что этот линеймент маркирует край Северо-Американского континента, возникший при раскрытии Протоатлантики. Этот же исследователь проследил по магнитным аномалиям Гренвиллский фронт от района Великих озер до Техаса под чехлом платформенных отложений Северо-Американской платформы. С. Ривс из Голландии привел результаты аэромагнитной съемки Кении. Трог Анза, протягивающийся через Кению в юго-восточном направлении в сторону Индийского океана и выполненный мощной толщей верхнеюрских и меловых отложений, он сопоставил с грабеном Бенуэ на атлантической стороне Африки. Как и этот последний, трог Анза рассматривается С. Ривсом в виде одной из ветвей трехлучевого рифта, существовавшего здесь в позднем мезозое при начальном расколе Гондваны и отодвижении Мадагаскара от Африки.

Для понимания процессов, протекающих на границе ядро — мантия, важное значение имеет изучение вариаций магнитного поля в течение первых десятков лет. В обзорном докладе Э. Бентона (США), сделанном на симпозиуме «Магнитные и скоростные поля на границе ядро — мантия», было показано, что скорость перемещения жидкого вещества ядра вблизи границы с мантией составляет в среднем 16 км/год, но в ряде случаев возрастает до 40 и даже 80 км/год. Существует преобладающий дрейф в западном направлении вдоль экватора и несколько вихрей. Наиболее крупные вихри вырываются под Тихим океаном — по часовой стрелке, и в районе южных частей Индийского и Атлантического океанов — против часовой стрелки. В докладе подчеркивалось, что такие быстрые перемещения вещества в ядре могут быть ответственны за механизм движения литосферных плит и за образование мантийных струй и горячих точек.

Специальный симпозиум был посвящен выяснению структуры намагниченности горных пород, в частности магнитной анизотропии. Доклады, сделанные на этом симпозиуме, наглядно продемонстрировали, что структура намагниченности прямо отражает петроструктуру: деформации сжатия или растяжения, движение тектонических покровов, перемещения вдоль сдвигов. Из материалов симпозиума следует, что изучение структуры намагниченности горных пород должно быть важным дополнением при детальных структурных исследованиях.

На симпозиуме «Исследование электромагнитной индукции» были показаны результаты электромагнитных зондирований различных регионов. Высокопроводящие слои, обнаруживаемые при таких зондированиях, часто связываются с зонами разломов, насыщенных водой. Особый интерес представило зондирование границ литосферных плит, в частности по западной окраине Северной Америки, где, например, под о-вом Ванкувер электромагнитными методами была трассирована современная зона субдукции, падающая под континент (доклад Р. Куртца, Канада). П. Таритс из Франции привел данные о присутствии под грабеном Альтипано в Андах двух слоев повышенной проводимости на глубинах 50 и 100 км. Они совпадают с зонами пониженной сейсмической добротности. Появление слоев повышенной проводимости объясняется как следствие частичного плавления под действием тепла и флюидов, поднимающихся от зоны субдукции. Тот же П. Таритс показал профиль через литосферу Тихого океана от Восточно-Тихоокеанского поднятия до Гавайских островов. Повсюду в подошве литосферы зафиксирована повышенная проводимость, которая отмечает переход к астеносфере. Увеличение проводимости связывается с частичным плавлением (до 1%) и обязательным присутствием флюидов (от 0,1 до 1%). Мощность литосферы, определенная по электропроводности, закономерно возрастает от 25 км в районе с океанической корой с возрастом 1 млн. лет примерно до 50 км для коры с возрастом 30 млн. лет и до 70—80 км для коры с возрастом 70 млн. лет.

На ассамблее работал специальный симпозиум, касающийся приложения палеомагнетизма к тектонике, — «Палеомагнетизм и тектоника Лавразии». Наибольшее количество докладов на этом симпозиуме касалось интерпретации тектонической истории конкретных регионов с точки зрения палеомагнитных результатов, в особенности выяснения движения отдельных блоков внутри складчатых поясов. В докладах М. Макэллини (Австралия), Д. Кента (США), Н. Опдайка (США) рассматривалось разрастание Юго-Восточной Азии за счет последовательного приращения к Сибири в раннем мезозое континентальных блоков Китая и Индокитая. Главным результатом следует считать вывод о том, что Северо-Китайская платформа и блок Янцзы были еще в перми разобщены друг от друга и находились в северной тропической зоне, тогда как Сибирь была в это время на 50° с. ш. Следовательно, расстояние между ними было не менее чем на 3000 км больше современного. В дискуссии шла речь, что необходимо иметь между Сибирью и Китайским континентами раннемезозойскую шовную зону, по которой происходило бы столкновение и спаивание этих масс. Лучшим кандидатом на такой шов является, по-видимому, Монголо-Охотский складчатый пояс. В этом плане необходимо привлечь внимание советских геологов для изучения этого пояса как следа закрытия позднепалеозойского и раннемезозойского океанического бассейна, располагавшегося между Сибирским и Китайским континентами.

В нескольких докладах было показано перемещение малых континентальных блоков внутри Средиземноморского пояса. Палеомагнитное изучение Субнелогонской зоны Греции (Э. Тернелл, Англия) выявило, что эта зона в раннем мезозое входила в окраину Гондваны, примыкая к Африке, и отделилась от нее в средней юре. Г. Мауритш (Австрия) сделал сводку палеомагнитных определений по Восточным Альпам, Истрии и Апеннинскому полуострову, т. е. по районам, образующим Адриатический выступ, или Апулийский микроконтинент. По его данным (как и по более ранним), этот микроконтинент в начале мезозоя был вместе с Африкой, в поздней юре отделился от нее и после этого, до эоцена, испытал вращение против часовой стрелки на 45°. С этим движением было связано, с одной стороны, раскрытие Ионического океанического бассейна к югу от Апулии и, с другой — складчатость и образование Альпийской складчатой системы к северу от Апулии. В докладе А. С. Монины и др. была продемонстрирована первая серия позднекембрийских палеотектонических реконструкций, составленных для 1000, 900, 800, 700, 650 и 600 млн. лет назад. Как вытекает из реконструкций, 1000 млн. лет назад существовал суперконтинент, который распался 800 млн. лет назад, а к началу кембрия отдельные фрагменты южных континентов собрались вместе, образовав Гондвану. В целом данный симпозиум показал необходимость все более массовых палеомагнитных определений в пределах складчатых поясов и малых континентальных блоков для получения количественной информации о перемещениях этих блоков и, следовательно, о связанных с ними тектонических деформациях.

Л. П. Зоненшайн

Редакционная коллегия

Главный редактор Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ

Зам. главного редактора М. С. МАРКОВ

Ответственный секретарь А. А. МОССАКОВСКИЙ

**В. В. БЕЛОУСОВ, Р. Г. ГАРЕЦКИЙ, В. И. КОВАЛЕНКО,
Ю. А. КОСЫГИН, Л. И. КРАСНЫЙ, П. Н. КРОПОТКИН, Е. Е. МИЛАНОВСКИЙ,
А. В. ПЕЙВЁ, В. Е. ХАИН, Н. А. ШТРЕЙС, А. Л. ЯНШИН**

Адрес редакции

109017, Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7, Геологический институт АН СССР

Телефон 230-81-77

Зав. редакцией Б. Д. Гриль

Технический редактор Т. М. Кроткова

Сдано в набор 07.03.86 Подписано к печати 21.04.86 Т-03563 Формат бумаги 70×108^{1/16}
Высокая печать Усл. печ. л. 9,8 Усл. кр.-отг. 16,7 тыс. Уч.-изд. листов 11,3 Бум. л. 3,5
Тираж 1678 экз. Зак. 4793

Ордена Трудового Красного Знамени издательство «Наука»,
103717, ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография издательства «Наука», 121099, Москва, Шубинский пер., 6

В-437

ОСТРОВИТЯНОВА 17-1-116

БАЛУЕВОЙ В С

70228

Цена 1 р. 40 к.

Т Индекс 70228

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НАУКА»

готовятся к печати:

Муратов М. В. ИЗБРАННЫЕ ТРУДЫ. ТЕКТОНИКА И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ И СКЛАДЧАТЫХ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ПОЯСОВ. 38 л. 6 р. 20 к.

Книга охватывает широкий круг проблем. В первом разделе рассмотрены типы структур древних платформ и их эволюция, особенности строения и эволюция складчатых поясов, роль срединных массивов в строении геосинклинальных поясов, особенности геосинклинального и орогенного магматизма. Во втором разделе приведены работы по региональной геологии и тектонике различных областей СССР (Казахстан, Восточные Карпаты, Крым, Кавказ и др.).

Издание представит интерес для геологов, стратиграфов.

Николаев В. Г. ПАННОНСКИЙ БАССЕЙН. СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА И РАЗВИТИЕ. (Труды Геологического института. Вып. 406). 12 л. 1 р. 80 к.

Книга — сводка по геологическому строению Паннонского бассейна, одной из своеобразных нефтегазоносных структур. Миоценовый этап развития бассейна характеризуется линейными структурными формами. С ним связаны нижний и средний вулканические комплексы. На паннонско-антропогеновом этапе образовался собственно Паннонский бассейн как единая структура. К этому времени относится формирование базальтов верхнего комплекса. Земная кора региона утончалась в паннонско-антропогеновое время.

Работа предназначена для геологов-тектонистов, нефтяников.

Заказы просим направлять по одному из перечисленных адресов магазинов «Книга — почтой» «Академкнига»:

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, 5, Коммунистическая ул., 51; 690088 Владивосток, Океанский проспект, 140; 320093 Днепрпетровск, проспект Ю. Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 277012 Кишинев, проспект Ленина, 148; 343900 Краматорск, Донецкой области, ул. Марата, 1; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7; 220012 Минск, Ленинский проспект, 72; 117192 Москва, В-192, Мичуринский проспект, 12; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700185 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, 59, ул. Р. Зорге, 10; 720000 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»