

1. Афанасьева Н.И. Стратиграфия палеоценовых отложений Среднего Поволжья по диатомеям и силикофлагеллятам // Вопросы стратиграфии Поволжья и Прикаспия: Сб. науч. трудов / Под ред. А.В. Иванова, В.А. Мусатова. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 2004. С. 222–226.
2. Ахметьев М.А., Бенъямовский В.Н. Стратиграфическая схема морского палеогена юга Европейской России // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2003. Т. 78. В. 5. С. 40–51.
3. Глезер З.И. Комплексы диатомей и силикофлагеллят — показатели синхронности диатомитов Среднего Поволжья, Дании и океанических донных осадков нижнего палеогена // Современный и ископаемый микропланктон Мирового океана (Институт океанологии РАН). М., 1995. С. 57–63.
4. Мусатов В.А., Христенко Н.А. Граница верхнемеловых и палеоценовых отложений в Саратовском Поволжье // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2004. Т. 79. В. 4. С. 48–56.
5. Мусатов В.А., Музылев Н.Г., Ступин С.И. Палеоценовые отложения Поволжья и Северного Прикаспия: новые данные, событийный подход // Вопросы стратиграфии Поволжья и Прикаспия: Сб. науч. трудов / Под ред. А.В. Иванова, В.А. Мусатова. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 2004. С. 226–258.
6. Найдин Д.П. Эвстазия и эпиконтинентальные моря Восточно-Европейской платформы. Статья 2. Верхнемеловые секвенции платформы // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1995. Т. 70. В. 5. С. 49–65.
7. Зернецкий Б.Ф., Люльева С.А., Рябоконт Т.С. Значение Крымского стратотипа палеогена для межрегиональной корреляции осадков // Вопросы стратиграфии Поволжья и Прикаспия: Сб. науч. трудов / Под ред. А.В. Иванова, В.А. Мусатова. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 2004. С. 209–222.
8. Зорина С.О. К стратиграфии мезозоя востока Восточно-Европейской платформы: свитный, секвентный, событийный и хроностратиграфический подходы. Казань: ЦНИИгеолнеруд, 2005. 158 с.
9. Овечкина М.Н. Расчленение верхнемеловых отложений Саратовского Поволжья по известковому нанопланктону // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2004. Т. 79. В. 5. С. 69–81.
10. Олферьев А.Г., Алексеев А.С. Общая шкала верхнего отдела меловой системы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2002. Т. 10. № 3. С. 66–80.
11. Павлов А.П. О третичных отложениях Симбирской и Саратовской губерний // Бюлл. МОИП. 1896. № 4. С. 87–92.
12. Вурк Д. Coccolith and silicoflagellate stratigraphy, northwestern Pacific Ocean // Initial Reports of Deep Sea Drilling Project. 1975. V. 32. P. 677–701.
13. Gradstein, F.M., Ogg, J.G., et al. A Geologic Time Scale 2004. Cambridge University Press. Cambridge, 2004. 589 p.
14. Martini E. Neue Daten zum Paläozän und Unter-Eozän im südlichen Nordseebecken — Das Nordwestdeutsche Tertärbecken. Beitr. Newslett. Stratigr. 1977. Bd. 6(2). P. 97–105.
15. Perch-Nielsen K. Cenozoic calcareous nannofossils // Bolli H.M., Saunders J.B., Perch-Nielsen K. Plankton stratigraphy. Cambridge, 1985. P. 423–554.

ЦНИИгеолнеруд
Рецензент — А.Г. Олферьев

УДК: 551.736.1 (510)

И.И. ПОСПЕЛОВ, Э.Я. ЛЕВЕН, О.А. КОРЧАГИН, Т.А. ФИЛИМОНОВА

СТРОЕНИЕ И ВОЗРАСТ ПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ГОРНОГО МАССИВА БУЦИНШАНЬ (Восточный Куньлунь, Китай)

Офиолитовая зона Аньемачен (горный массив Буциншань на востоке Восточного Куньлуна) является частью трансевразийской сутуры палео-Тетиса. Ее нижнепермские комплексы сформировались в различных палеогеодинамических обстановках (с севера на юг): шельф и склон пассивной континентальной окраины краевого моря, энзиматическая островная дуга и ее аккреционно-субдукционный комплекс, склон островной дуги и глубоководный желоб. Аккреционно-субдукционные метаморфиты и вулканиты островной дуги с резким угловым несогласием перекрыты карбонатно-конгломератовым неоавтохтонным яхташ-болорского (артинско-кунгурского) возраста. Синхронными по отношению к этому неоавтохтону являются отложения северного шельфа и склона пассивной континентальной окраины краевого моря — раннепермского реликта палео-Тетиса. Впервые установлено, что начальные стадии закрытия палео-Тетиса на Восточном Куньлуне приходятся на рубеж сакмарского и яхташского (артинского) веков, тогда как на западе палео-Тетиса (Северный Памир) такое закрытие происходило раньше — в предпозднебашкирское время.

Восточный Куньлунь входил в состав глобального трансзиатского позднепалеозойско-ранне-мезозойского складчатого пояса, который прослеживается через Западный Гиндукуш, Северный Памир и Восточный Куньлунь и представляет собой узкую линейную, иногда ветвящуюся, коллизионную структуру. Данные о тектоническом строении Восточного Куньлуна, истории его геологического развития и о месте в структуре азиатско-китайской части палео-Тетиса приведены в [8, 11–17, 19]. В качестве восточно-куньлуньского реликта (сутуры) океана палео-Тетис обычно рассматривается офиолитовая зона Аньемачен, изуче-

ние которой необходимо для восстановления формационного выполнения палеоокеана и реконструкции основных этапов его развития. Офиолитовая зона Аньемачен протягивается вдоль одноименного хребта на востоке провинции Цинхай до излучины р. Хуанхэ в провинции Ганьсу (рис. 1) и является южной ветвью позднепалеозойской восточно-куньлуньской офиолитовой сутуры.

Исследования авторов основаны на материалах, полученных в результате совместных китайско-российских экспедиций, проведенных в 1999–2004 гг. Институтом геологии и геофизики АН КНР и Геологическим институтом РАН. Изуче-



Рис. 1. Схема расположения позднепалеозойских офиолитовых зон палео-Тетиса в восточном секторе Восточного Кунылуня: 1 — Восточно-Кунылуньская офиолитовая сутура (ВК), 2 — офиолитовая сутура Тосо (Т), 3 — офиолитовая зона Аньемачен (А), 4 — мезокайнозойские отложения Цайдамской впадины. Прямоугольник — район детальных исследований в горах Буциншань

ны распространенные в районе Аньемачен позднепалеозойские и раннемезозойские образования. Произведенные сборы микрофауны в нижнепермских отложениях этого региона позволили более детально их датировать и соотнести с ярусной шкалой пермской системы Тетиса [1, 2]. Сравнение полученных данных с материалами по Памиру [1, 3, 4], Каракоруму и Кунылуню [10, 18] позволило уточнить некоторые важные моменты эволюции палео-Тетиса в Восточном Кунылуне.

Тектоническая зональность и нижнепермские образования

Офиолитовая зона Аньемачен в пределах гор Буциншань имеет ширину 18–20 км, с юга зона ограничена Южно-Кунылуньским разломом. Это современный активный левосторонний взброссдвиг. По нему офиолитовая зона граничит с системой северотибетских блоков гондванского происхождения, повсеместно перекрытых мелководными красно- и сероцветными нижнесреднетриасовыми отложениями [11]. Северная граница зоны Аньемачен — сейсмически активный левосторонний сдвиг Тосо, который отделяет блок Сялавэнь (Южно-Кунылуньская зона). Последний сложен нижнесреднепротерозойскими гранитизированными амфиболитами, кристаллическими сланцами и гнейсами, прорванными интрузиями раннетриасовых субщелочных гранитов, которые перекрываются нижнетриасовой континентальной молассой с горизонтами олистостромов.

В рассматриваемом районе в пределах зоны Аньемачен мы выделяем несколько структурно-формационных элементов (с севера на юг) (рис. 2): тектонический покров Буциншань, подзоны — Северный, Центральный, Южный Аньемачен [10].

Тектонический покров Буциншань. Установлено, что тектонический покров Буциншань (назван по одноименной горной вершине высотой 5041,7 м) образован пятью тектоническими пластинами, сложенными разновозрастными или близкими по возрасту, но различными по составу и строению породами (рис. 3, 4).

Верхняя (пятая) пластина с тектоническим контактом в подошве состоит из фациально изменчивых карбонатных и карбонатно-обломочных отложений, которые в поперечном сечении представляют собой шельфовую рифогенную постройку. Неслоистые и массивно-слоистые рифогенные известняки слагают вершину горы Буциншань. Видимая мощность рифогенных известняков достигает 260 м. На юге они переходят в грубообломочные, практически несортированные кальцирудиты — от глыбовых до гравийных, в которых обломки, как правило, неокатанные. В палеофациальном отношении это предрифовые отложения, которые могли формироваться в прибойной части рифа в области бровки шельфа при переходе в континентальный склон. В 6 м выше тектонического контакта на южном склоне горы Буциншань, где массивные рифогенные известняки переходят в предрифовые кальцирудиты, собраны фузулиниды (обр. 78-01-1) *Chalaroschwagerina* sp., *Pseudofusulina* cf. *dzhamantelmsis* (Leven).

На север рифогенные известняки постепенно переходят в светло-серые среднеслоистые известняки (мощность прослоев от 1,2 до 0,6 м), переслаивающиеся со слоистыми мелко- и грубозернистыми калькаренидами (0,1–0,35 м). Биолитокалькарениды почти на 100 % состоят из известняковых обломков и не содержат терригенной примеси. Эта толща формировалась в пределах довольно широкой лагунной впадины. Видимая мощность лагунных отложений достигает 400 м. Они согласно пе-

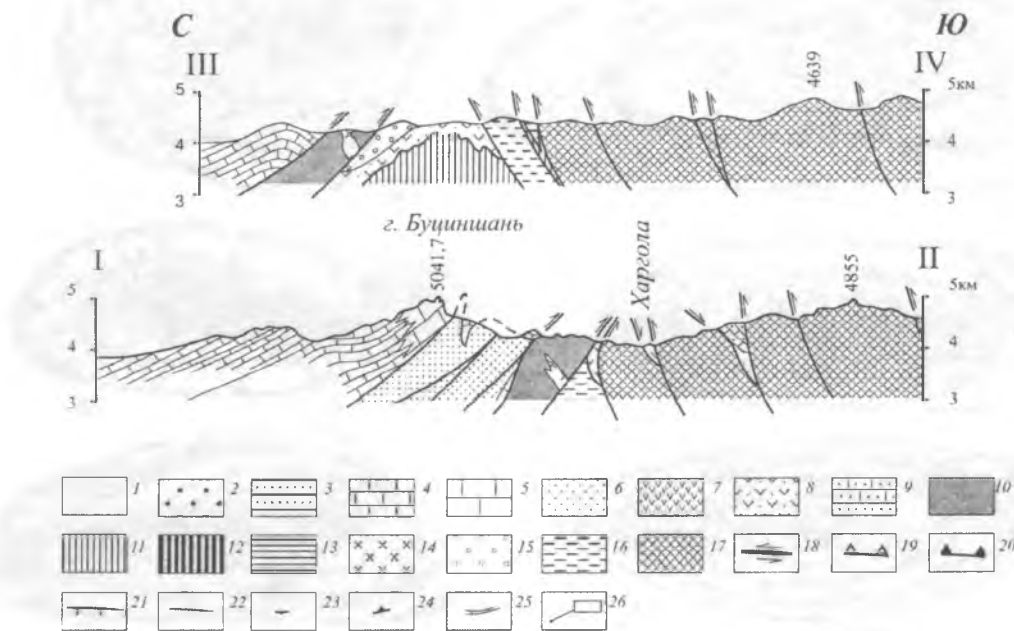
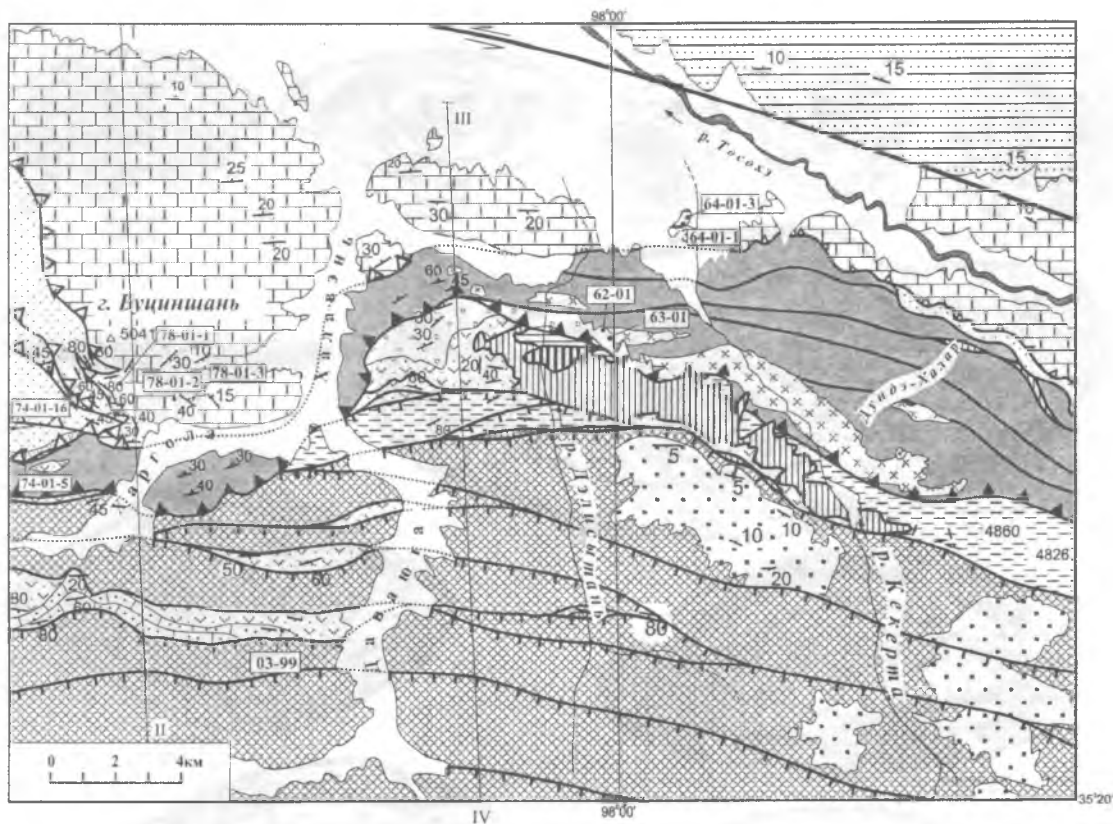


Рис. 2. Геологическая карта офиолитовой зоны Аньемачен в горном массиве Буцинишань: 1 — четвертичные отложения; 2 — грубообломочная моласса с горизонтами олистостромов (Т₁₋₂); 3 — гравелиты, песчаники, алевролиты (Р₃-Т₁); 4-7 — тектонический покров Буцинишань; 4 — слоистые известняки (Р₁аг-к), 5 — рифогенные известняки (Р₁аг-к), 6 — конгломераты, гравелиты, песчано-алевролитовые флишоиды, калькарениты (Р₁), 7 — подушечные андезитобазальты и их туфы (Р₁аг-к); 8-15 — подзона Северный Аньемачен: 8 — базальты, андезитобазальты, туфы, вулканомиктовые породы, кремнистые аргиллиты и туффиты (С₁-Р₁ас-с), 9 — рифогенные известняки и калькарениты (Р₁ас-с), 10 — зеленосланцево-амфиболитовые метаморфиты (С₁?-Р₁), 11 — офиолитовый меланж Дэлисытань (гарцбургиты, дуниты, серпентиниты, пироксениты, габбро, диабазы), 12 — блоки габбро в меланже, 13 — блок ордовикских туффитов в меланже, 14 — интрузии гранодиорит-тоналитов, 15 — конгломераты с прослоями известняков в основании (Р₁аг-к); 16 — кремнисто-глинистые аргиллиты с пластовыми телами долеритов и диабазов (С₁?-С₂); 17 — песчаниково-алевролитовый и калькаренито-алевролитовый флиш (С₂-Р₁); 18-22 — разрывные нарушения: 18 — современный сейсмоактивный сдвиг Тосо, 19 — внутриформационные срывы тектонического покрова Буцинишань, 20 — палеосудбукционный надвиг, 21 — яньшаньские надвиги и взбросы, 22 — прочие разрывные нарушения; 23 — элементы залегания осадочных пород; 24 — элементы залегания метаморфических пород; 25 — прослои известняков; 26 — точки находок раннепермских фаунистических остатков

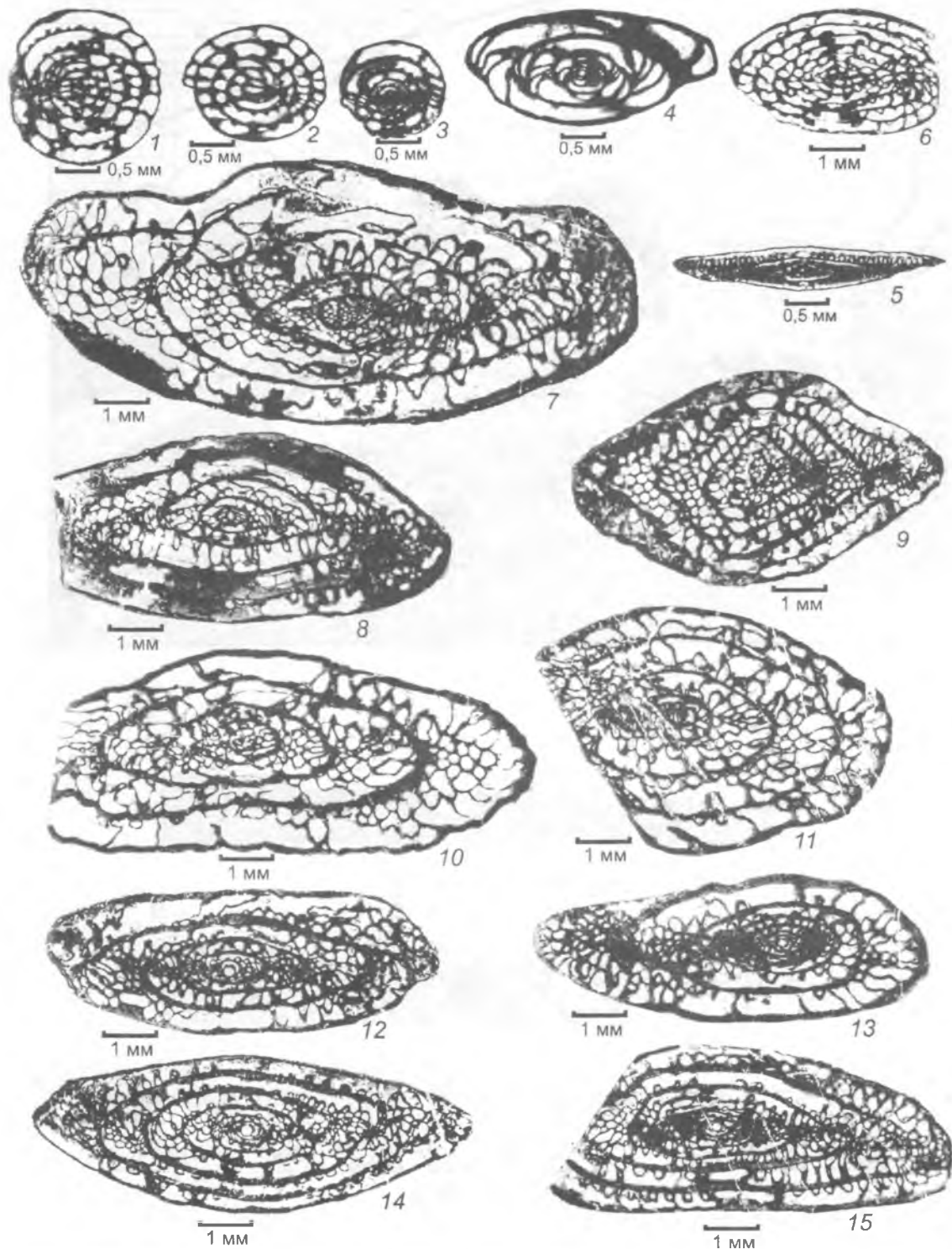


Рис. 3. Характерные представители фузулинид родов *Misellina*, *Toriyamaia*, *Darvasites*, *Chalaroschwagerina*, *Pseudofusulina*: 1 – *Misellina (Brevaxina) olgae* Leven, косое сечение, обр. 64-01-3; 2 – *Misellina (Misellina) parvicostata* (Deprat), косое сечение, обр. 63-01; 3 – *Misellina (Brevaxina) dyhrenfurthi* (Dutkevich), осевое сечение, обр. 64-01-2; 4 – *Toriyamaia laxiseptata* Kanmera, осевое сечение, обр. 64-01-2; 5 – *Minojapanella elongate* Fujimoto et Kanuma, осевое сечение, обр. 74-01-16; 6 – *Darvasites* ex gr. *ordinatus* (Chen), сечение, близкое к осевому, обр. 64-01-3; 8 – *Chalaroschwagerina solita* Skinner et Wilde, осевое сечение, обр. 78-01-1; 9 – *Chalaroschwagerina vulgarisiformis* (Morigawa), сечение, близкое к осевому, обр. 64-01-3; 10 – *Chalaroschwagerina* (?) sp, сечение, близкое к осевому, обр. 74-01-16; 12 – *Pseudofusulina incomparabilis* Leven, осевое сечение, обр. 74-01-5; 13 – *Pseudofusulina insignis* Leven, сечение, близкое к осевому, обр. 62-01; 14 – *Pseudofusulina crassispira* Chang, осевое сечение, обр. 74-01-5; 15 – *Pseudofusulina* ex gr. *crassispira* Chang, осевое сечение, обр. 74-01-5

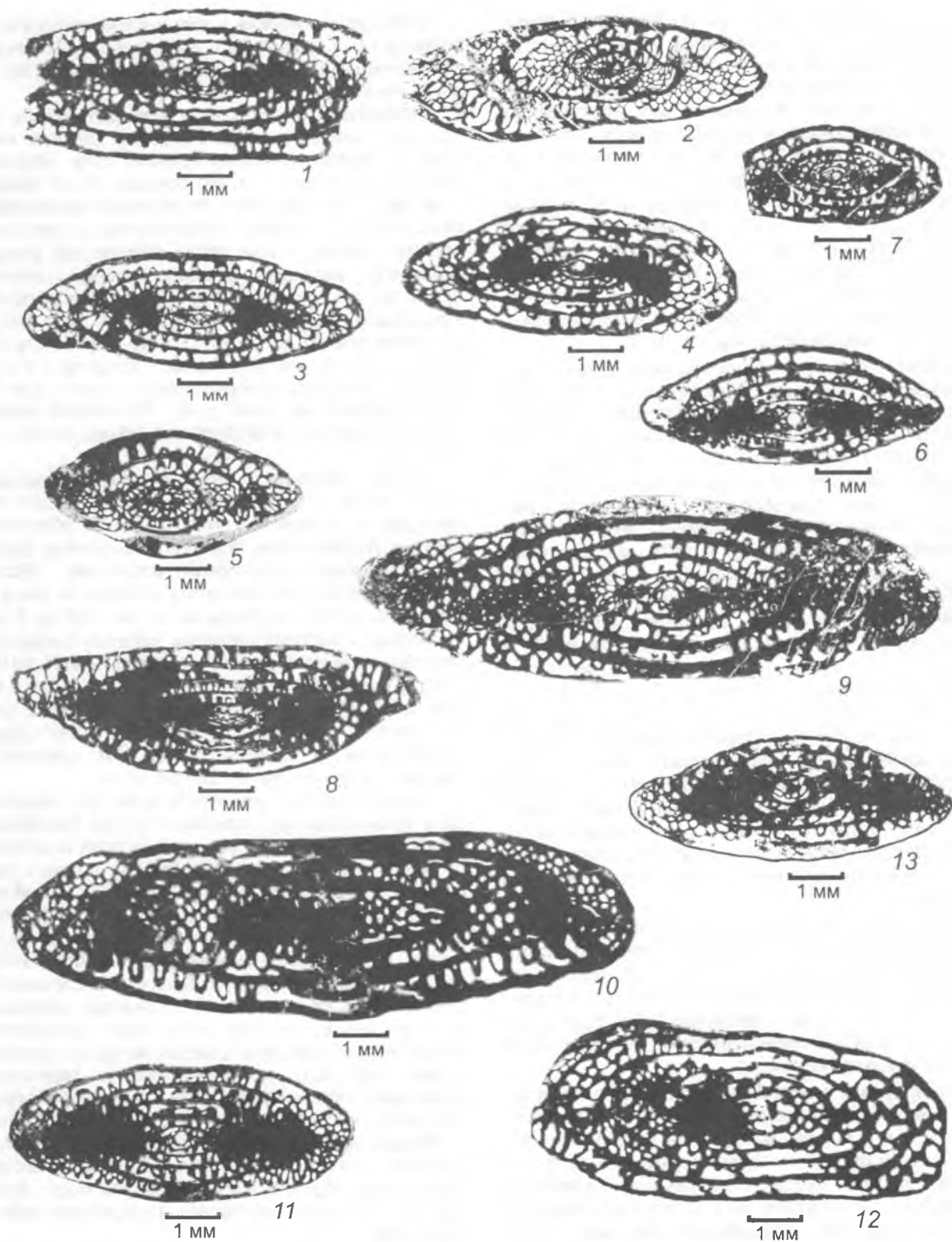


Рис. 4. Характерные представители фузулинид родов *Leeina*, *Dutkevitchia*, *Pseudofusulina*: 1 – *Leeina fukasensis* (Suyari), осевое сечение, обр. 64-01-3; 2 – *Dutkevitchia jipuensis* (Nie et Song), косое сечение, обр. 74-01-16; 3, 4 – *Pseudofusulina* (?) *edelshteini* Калмыкова, осевое сечение, обр. 78-01-1; 5 – *Pseudofusulina* (?) *kueichihensis* (Chen), осевое сечение, обр. 64-01-2; 6 – *Pseudofusulina* (?) aff. *regularis* Chen, осевое сечение, обр. 74-01-5; 7 – *Pseudofusulina* (?) aff. *exiqua* Schellwien et Dyhrenfurth), сечение, близкое к осевому, обр. 74-01-5; 8 – *Pseudofusulina* (?) *pavlovi* Leven, сечение, близкое к осевому, обр. 64-01-2; 9 – *Pseudofusulina* aff. *procera* Leven, осевое сечение, обр. 63-01; 10 – *Pseudofusulina* cf. *dzhamantakensis* (Leven), продольное сечение, обр. 78-01-1; 11 – *Leeina* (?) *nalivkini* (Leven), осевое сечение, обр. 78-01-1; 12 – *Leeina kraffii* (Schellwien et Dyhrenfurth), косое сечение, обр. 64-01-2; 13 – *Leeina* cf. *fusiformis* (Schellwien et Dyhrenfurth), сечение, близкое к осевому, обр. 64-01-3

рекрыты слоистыми (0,05—0,2 м) желтовато-серыми глинистыми калькаренидами — от грубо- до мелкозернистых (вплоть до кальцилютитов), они также могут рассматриваться как лагунные отложения. Максимальной мощности они достигают в ядре брахисинклинали к востоку от вершины горы Буциншань, на левом борту долины Сялавэньвэнь. Здесь в лагунных известняках под глинистыми калькаренидами собраны *Leeina* sp. (в 45 м ниже контакта, обр. 78-01-2) и *Pseudofusulina exiqua* (Schellwien et Dyhrenfurth), *Leeina* cf. *fusiformis* (Schellwien et Dyhrenfurth) (в 24 м ниже контакта, обр. 78-01-3). Эти лагунные известняки с фузулинидами залегают стратиграфически выше отложений, из которых отобран обр. 78-01-1.

Наиболее высокие части разреза шельфовых комплексов отложений обнажены в отдельных сопках среди четвертичных отложений в нижнем течении р. Кекерта (рис. 2). Здесь лагунные фации представлены преимущественно калькаренидами и кальцирудитами (от мелкогравийных до мелкогалечных) с редкими прослоями фузулиновых известняков (1,6—6 м) и темно-зеленых глинисто-калькаренитовых пород (0,4—0,7 м). В известняках обнаружены *Misellina* (*Brevaxina*) *olgae* Leven, *Darvasites ordinatus* (Chen), *Chalartoschwagerina vulgarisiformis* (Morikawa), *Leeina* cf. *fusiformis* (Schellwien et Dyhrenfurth), *L. fukasensis* (Suyari) (обр. 64-01-3). В 8 м выше по разрезу в фузулиновых известняках встречены *Misellina* (*Brevaxina*) *dyhrenfurthi* (Dutkevich), *Mesoschubertella* sp., *Toriyamaia laxiseptata* Kanmera, *Darvasites* sp., *Chalartoschwagerina* aff. *vulgaris* (Schellwien et Dyhrenfurth), *Leeina krafftii* (Schellwien et Dyhrenfurth) (обр. 64-01-2). Данная часть разреза принадлежит исключительно болорскому ярусу нижней перми, о чем прежде всего свидетельствует присутствие *Misellina*; сопутствующий комплекс фузулинид также характерен для этого яруса.

По комплексу фузулинид возраст лагунных, рифовых и предрифовых отложений тектонического покрова Буциншань соответствует дарвазскому отделу нижней перми (яхташский и болорский ярусы) [1, 2], что не противоречит общепринятым представлениям о раннепермском возрасте этих карбонатных отложений.

В структурном отношении верхняя пластина залегают в виде моноклинали с устойчивыми падениями на север и северо-восток под углами 15—30°, осложненной простыми брахиформными складками. Эта пластина входит в состав тектонического покрова Хуашися-Буциншань, который маркирует северный край офиолитовой зоны Аньемачен. Покров протягивается более чем на 400 км от оз. Алаколь на западе до излучины р. Хуанхэ на востоке. В отдельных местах в составе покрова известны верхнекаменноугольные карбонатные отложения, однако средне- и верхнепермские породы не встречены [11]. Направление перемещения карбонатных комплексов при формировании тектонического покрова Буциншань установлено однозначно — южное [12, 15].

Четвертая, третья и вторая пластины покрова Буциншань сложены исключительно ритмичными терригенными отложениями, в которых не найдены органические остатки.

Четвертая пластина включает ритмичное чередование галечных конгломератов (иногда валунных) с мелкогалечными гравелитами. Мощность ритмов от 0,8 до 3,5 м. По составу среди обломочной части преобладают различные метаморфические породы (гнейсы, гранитогнейсы, кристаллические сланцы, в том числе слюдистые, реже амфиболиты, кварциты, яшмы), а также граниты и др. Судя по составу, формирование ритмичных комплексов пород происходило за счет размыта древнего докембрийского (ранне-, среднепротерозойского ?) основания блока Сялавэнь (в современной структуре севернее сдвига Тосо), или Южно-Куньлуньской зоны [12]. Мощность тектонической пластины изменяется с севера на юг от 280 до 20 м.

Третья пластина — это ритмичное переслаивание гравелитов и песчаников, реже алевролитов. Мощность ритмов 0,2—0,6 м. Состав обломочной части в терригенных породах аналогичен породам перекрывающей (четвертой) пластины. Следствие тектонического срезания мощности здесь также уменьшается с севера на юг (от 120 до 0 м).

Вторая пластина сложена песчано-алевролитовым флишем с мощностью ритмов от 0,06 до 0,2 м. Состав песчаников практически тот же, что в верхних пластинах; из минералов преобладает кварц, что придает породам олигомиктовый или субаркозовый характер. Мощность пластины изменяется в южном направлении от 220 до 35 м.

Таким образом, мощность всех трех пластин за счет тектонического срезания резко уменьшается на юг. Не исключено, что все три типа терригенного ритмично построенного разреза связаны одним формационным рядом и представляет собой отложения континентального склона: 1) грубообломочные ритмично слоистые толщи — проксимальная часть, 2) гравийно-песчаные ритмично-слоистые толщи — средняя часть, 3) песчано-алевролитовый флиш — дистальная часть склоновых отложений. К сожалению, полное отсутствие органических остатков не позволяет соотнести время формирования карбонатных шельфовых и терригенных склоновых образований, хотя мы и допускаем, что они могут быть в большей части синхронными.

Разрез нижней (первой) пластины отличается от разрезов вышележащих тектонических пластин и наилучшим образом изучен на левом борту долины Харгола, в 3 км к юго-западу от вершины горы Буциншань.

Здесь выше метаамфиболитов, зеленых сланцев и metabазальтов, прорванных малыми телами гранодиорит-тоналитов, с тектонических контактом залегают:

1. Темно-зеленые подушечные миндалекаменные базальты с известково-туфовым материалом в межподушечных интерстициях — 40 м.

2. Темно-зеленые слоистые кремнистые туффиты — 8 м.

3. Подушечные миндалекаменные базальты, аналогичные таковым в слое — 22 м.

4. Пестрые псаммитовые и лапиллиевые туфы базальтов с тонкими прослойками темно-зеленых кремнистых туффитов — 5,5 м.

5. Серые и темно-серые массивные битуминозные водорослево-фузулиновые биомикритовые и биоспаритовые известняки с инкрустационным кальцитовым цементом. В известняках встречены (обр. 74-01-5) *Schubertella giraudi* (Deprat), *Chalaroschwagerina tibetica* Nie et Song, *Pseudofusulina crassispira* Chang, *Ps. incomparabilis* Leven, *Ps. (?) pavlovi* Leven, *Ps. (?) aff. regularis* Chen, *Ps. (?) aff. exiqua* (Schellwien et Dyhrenfurth), *Praeskinnerella* sp., *Nodosinelloides* sp., *Tetrataxis irregularis* Morozova — 3,2 м.

6. Бурые тонкослоистые известковистые песчаники и алевролиты — 4,0 м.

7. Темно-серые тонкоплитчатые алевролиты — 8,0 м.

8. Серые битуминозные комковатые неслоистые органогенные известняки и кальцирудиты — 1,2 м.

9. Серые алевролиты — 4,0 м.

10. Серые битуминозные глинистые известняки и кальцирудиты — 1,8 м.

11. Бурые известковистые песчаники и калькаренины с обломками полимиктовых песчаников — 8,0 м.

12. Кальцирудиты из смешанных известняков (обломки светло-серых, серых и темно-серых, почти черных искристых известняков) — 2,3 м.

13. Бурые известковистые песчаники — 2,2 м.

14. Пестрые мелкогалечные кальцирудиты и калькаренины — 1,8 м.

15. Темно-серые песчанистые калькаренины, бессистемно переслаивающиеся с кальцирудитами, черными известковисто-углистыми алевролитами и аргиллитами, черными битуминозными калькаренинами — 45 м.

16. Серые органогенные среднеслоистые биомикритовые известняки, в основании слоя кальцирудиты. Здесь в известняках собраны (обр. 74-01-16) *Minojapanella elongata* Fujimoto et Kanuma, *Chalaroschwagerina tibetica* Nie et Song, *Ch. ngariensis* Nie et Song, *Dutkevitchia jipuensis* Nie et Song, *Pseudofusulina cf. crassispira* Chang, *Leeina* sp., *Palaeotextularia* sp. — 8—20 м.

17. Желтовато-бурые известковистые песчаники, переходящие в черные аргиллиты и алевролиты, в верхней части слоя по контакту с перекрывающей тектонической пластиной — более 40 м.

Видимая мощность приведенной части разреза 220 м.

Рассматриваемая пластина, как и все верхние, залегает моноклиально с падениями на север под углами 30—50°. На южном склоне горы Буциншань моноклиаль полностью срезается вышележащими пластинами (рис. 2). На восток мощность пластины увеличивается до 350 м. Горизонт известняков с фузулидами (слой 16) является маркирующим и хорошо прослеживается на всей протяженности пластины.

Особенности строения и состава пород нижней пластины позволяют предположить, что толща существенно карбонатно-обломочных пород (преимущественно калькаренинов) с прослоями песчаников и алевролитов и с подушечными базальтами в основании формировалась у подножья континентального склона на достаточно удаленном расстоянии от шельфа. В палеотектоническом смысле это может быть зона перехода от континентальной коры блока Сялавэнь (Южно-Кунылуьнский блок) к коре краевого моря в структуре раннепермского палео-Тетиса. Латеральная последовательность смены обстановок осадконакопления в пределах этой зоны в яхташском и болорском веках была следующей (с севера на юг): 1) шельф, в пределах которого накапливались лагунные, рифовые и предрифовые отложения; 2) континентальный склон, отложения которого представлены терригенными ритмично слоистыми породами от грубых проксимальных до тонких дистальных; 3) океаническое дно, на базальтовом основании которого формировались преимущественно калькаренины, алевролиты и аргиллиты с редкими прослоями известняков.

Подзона Северный Аньемачен сложена системой относительно узких и протяженных тектонических чешуй, расчлененных тектоническими линзами серпентинитов и серпентинизированных гарцбургитов (рис. 2). В целом подзона имеет веерообразную структуру с падением северных чешуй на юг (70—80°) и южных на север (45—60°), резко discordантных моноклиальной структуре тектонических покровов Буциншань. Общее представление о строении подзоны дает пересечение в нижней части долины р. Кекерта. Здесь из-под калькаренино-известняковой нижнепермской толщи тектонического покрова Буциншань обнажаются (с севера на юг) следующие тектонические чешуи:

1. Терригенный песчано-алевролитовый флиш, интенсивно дислоцированный. Песчаники превращены в светло-серые серицитизированные кварциты, а алевролиты в хлорит-серицит-кварцевые сланцы. Ширина выхода 600—800 м.

2. Темно-серые, почти черные, метаамфиболиты по базальтам и диабазам(?), 300—350 м.

3. Серпентинитовый меланж с блоками габбро, амфиболитов и диабазов, интенсивно перемятый, 120 м.

4. Эпивулканогенные зеленые сланцы преимущественно по туфам базальтов и андезитобазальтов, в меньшей степени по лавам и туффитам, > 1000 м.

5. Зеленые сланцы по туфам и туффитам с редкими прослоями и линзами мраморизованных известняков, содержащих мелкие перекристаллизованные фузулиды, 800 м.

6. Черные и темно-серые серицитизированные сланцы по алевролитам и аргиллитам с тонкими прослойками серых микрокварцитов, до 1500 м.

Все эти тектонические чешуи, а в большинстве случаев и контакты между ними, прорваны интрузиями гранодиорит-тоналитов, сформированными, судя по петрохимическим данным, в острово-

дужных условиях [5]. По типу формационных комплексов, слагающих тектонические чешуи, особенностям структуры и метаморфизма данная подзона представляет собой систему аккреционных клиньев, сформировавшихся в зоне субдукции в пределах энсиматической островной дуги, отделявшей океанический бассейн Аньемачен в системе палео-Тетиса на юге от расположенного севернее краевого бассейна. Последний на севере переходил в континентальные окраины, отраженные в современной структуре в покровах Буциншань.

Метаморфиты и гранодиорит-тоналиты подзоны с резким угловым несогласием перекрыты толщей конгломератов с горизонтом известняков в основании, о которой будет идти речь ниже.

Подзона Центральный Аньемачен представляет собой систему тектонических пластин, центральным и самым нижним структурными элементами которых является офиолитовый меланж Дэлисытань, основание которого не вскрыто. Помимо блоков габбро, диабазов, габбро-диабазов, и амфиболитов, этот меланж включает разновозрастные блоки кремнисто-туффито-аргиллитовых пород. В одних блоках (по долине р. Дэлисытань) из кремнистых пород выделены ордовикские акритархи [7], а в аналогичном меланже в горах Муяншань (30 км восточнее) — раннекаменноугольные радиолярии *Callela parvispinus?* Won, *Entactinia variospina?* Won [6].

Офиолитовый меланж Дэлисытань образует линейную антиформу (протяженность 12 км при максимальной ширине 1,8 км). Ее восточная периклиналь перекрыта тонкослоистыми кремнисто-глинистыми породами с многочисленными силлами и пластовыми телами долеритов и диабазовых порфиритов. В долине р. Дэлисытань на южном крыле антиформы в них обнаружены нижнекаменноугольные радиолярии *Entactinia variospina?* Won [6]. Таким образом, и в меланже в виде блоков, и в тектонических покровах, перекрывающих меланж, могут присутствовать разновозрастные и аналогичные по составу осадочные пород. Западная периклиналь антиформы офиолитового меланжа между долинами Сялавэньвэнь и Делистань перекрыта толщей лав андезитобазальтов и их туфов. Восстановить полный разрез вулканогенной серии можно только по фрагментам тектонического покрова между долинами Харгола и Даваюга. Он расчленен на несколько изолированных блоков в результате мезозойского (яньшаньского) ретрошарьирования. Здесь по трем фрагментам единого позднепалеозойского тектонического покрова общий вулканогенный разрез может быть реконструирован в следующем виде (снизу вверх):

1. Черные и черно-зеленые подушечные афировые базальты с темно-зеленым кремнисто-туффитовым материалом в межподушечном пространстве, > 60 м.

Разрыв между блоками и в разрезе.

2. Пестрые темно-зеленые и бордовые подушечные афировые базальты (диаметр подушек достигает 1—1,2 м) и агломераты, 45—50 м.

3. Темно-красные и бордовые костыльчатые и игольчатые туфогенные аргиллиты и туфоалевролиты, 38—40 м.

4. Эксплозивная часть разреза: неравномерное чередование пестрых (зеленых и бордовых) миндалекаменных пиллоу-лав андезитобазальтов, их агломератов, неслоистых туфов (от бомбовых до псаммитовых) с маломощными прослоями темно-серых аргиллитов и алевролитов, > 90 м.

Разрыв между блоками и в разрезе.

5. Фациально изменчивая толща чередующихся зеленых и бордовых пиллоу-лав андезитов и андезитобазальтов, агломератов, туфов (от бомбовых до пепловых), вулканомиктовых пород (от валунных конгломератов до песчаников), лахаровых несортированных конглобрекций, отдельных линзовидных прослоев розовых калькаренитов с примесью вулканомиктового материала. Последние также выполняют цемент в туфах и межподушечные интерстиции в пиллоу-лавах. Мощность 400 м.

6. Светло-серые калькарениты с линзовидными прослоями литобиокластических кальцирудитов. Стратиграфический контакт с подстилающими вулканитами резкий. Выше контакта калькарениты включают редкие линзообразные горизонты лавобрекций и туфов. Здесь из кальцирудитов определены многочисленные конодонты *Mesogondolella* ex gr. *bisselli* (Clark et Behnken) позднеассельско-сакмарского возраста, а из калькаренитов выделены мелкие обломки конодонтов семейства гондолеллид. Максимальная мощность 1200 м.

Данный разрез относится к последовательно дифференцированной серии с повышением коэффициента эксплозивности вверх по разрезу, формировался в пределах геоморфологически выраженного вулканического поднятия в пределах энсиматической островной дуги. Во всяком случае, это относится к части разреза выше горизонта темно-красных туфогенных аргиллитов. Последние вместе с подстилающими подушечными базальтами могут рассматриваться как океанический фундамент, на котором возникло вулканическое поднятие. Для этих базальтов по долине р. Дэлисытань был получен Rb-Sr изохронный возраст $340,3 \pm 11,6$ млн. лет [5], что соответствует визейскому веку раннего карбона.

Активный островодужный вулканизм завершился в начале ранней перми, а в позднеассельско-сакмарское время вокруг вулканической постройки формировался рифо-лагунный атолл.

Покровно-надвиговая структура Центрального Аньемачена, как и Северного, также с резким угловым несогласием перекрывается толщей конгломератов. Наиболее мощный выход этой толщи обнажен у западной периклинали антиформы офиолитового меланжа Дэлисытань между долинами Сялавэньвэнь и Дэлисытань. Здесь конгломератовая толща ложится на подушечные лавы и бомбово-лапиллиевые туфы андезитобазальтов и андезитов.

Подзона Южный Аньемачен. Тектонические покровы, сложенные вулканогенно-осадочными комплексами Центрального Аньемачена, перекрывают флишевые отложения подзоны Южного Ань-

емачена. Его современная общая структура представляет собой систему взбросо-надвиговых чешуй, сформировавшихся в яньшаньское время, когда была существенно переработана позднепалеозойская структура. Более северные чешуи сложены ритмичными мезомиктово-полимиктовыми полевошпат-кварцевыми песчаниками (реже гравелитами) с примесью тефрогенного материала среднего и кислого составов. В кремнистых аргиллитах из флишевой толщи в верховьях долины р. Дэлисытань выделены позднекаменноугольные радиолярии: *Albaillella amplificata* Nazarov et Ormiston, *Camptoolatus* cf. *benignus* Nazarov, *Camptoolatus* sp. [6]. Нередко встречаются горизонты ритмично слоистых калькарениито-терригенных отложений, а иногда и довольно мощные линзы (до 12 м) калькарениитов и мелкообломочных кальцирудитов. В обломках последних часто сохраняются фрагменты раковин фузулинид раннепермского облика. По всей вероятности, данные ритмично слоистые комплексы пород накапливались на склоне островодужных поднятий за счет размыва вулканических и рифовых построек.

Более южные тектонические чешуи, примыкающие к Южно-Куныльскому разлому, имеют выдержанный состав — тонкослоистые ритмично слоистые песчаники и алевролиты, как правило, метаморфизованные в зеленосланцевой фации. Следов карбонатно-обломочных образований здесь не найдено. Однако полимиктовые песчаники и алевролиты более чем на 60% состоят из вулканомиктового (базальт-андезитового) материала, по которым в основном и формировались зеленые динамосланцы. Мы допускаем, что накопление подобного флиша происходило у подножья островодужных вулканических построек или даже во впадине надсубдукционного желоба в относительно глубоководных условиях. Не исключено, что формирование вулканогенно-осадочных образований островодужной системы и накопление ритмично слоистых пород на склоне и у подножья вулканических построек и глубоководном желобе (?) происходило одновременно и охватывало период с позднего (конца раннего?) карбона до начала ранней перми.

Нижнепермский неавтохтон. Рассматривая структурное положение конгломератовой толщи, ее распространение и состав, можно однозначно утверждать, что она накапливалась после формирования покровно-надвиговой структуры, образованной субдукционно-аккреционными метаморфитами (Северный Аньемачен) и островодужными вулканогенно-осадочными породами (Центральный Аньемачен). Вероятно, эта толща является неавтохтоном. Обычно она рассматривалась как верхнепермская моласса, а ее возраст определялся по единственной находке радиолярий *Latentibifistula* sp. в гальке кремней [6] конгломератов на водоразделе Дэлисытань—Харгола. Позднепермский возраст этой молассы показывался на всех геологических картах масштаба от 1:200 000 до 1:1 000 000, включающих район гор Бучиншань.

Наши исследования позволили впервые определить достаточно точно возраст конгломератовой толщи и представить палеотектонические условия ее формирования. Одно из лучших обнажений, где вскрыта подошва конгломератовой толщи, расположено на водоразделе между нижними частями долин рек Дэлисытань и Кекерта, в 16 км строго на восток (азимут 90°) от вершины горы Бучиншань (обр. 62 и 63). Здесь на гранодиорит-тоналитах, прорывающих амфиболиты и рассланцованные туфы базальтоидов, с резким угловым несогласием (70—90°) залегают:

1. Желтовато-бурые и белесые плотные неслоистые глинистые образования, представляющие собой поверхность выветривания или маломощную кору выветривания, 0,8—1,5 см.

2. Серые пелитоморфные органогенные известняки с большим количеством крупных фузулинид, а также остатками кораллов и водорослей. Среди фузулинид определены *Pseudofusulina* aff. *incomparabilis* Leven (обр. 62-01), 40 см.

3. Пестроцветный полимиктово-известняковый гравелит; известняковые обломки составляют до 50% объема породы, 22—25 см.

4. Известняковый валунник; известняки в обломках соответствуют известнякам слоя 2 и также содержат большое количество фузулинид. Цемент гравийно-песчаный полимиктовый, как в слое 3. Обломки известняков плохо окатанные, уплощенные, достигают длины 0,8 м и толщины до 0,3 м; 0,8—2,5 м.

5. Пудинговые рассеянные полимиктовые конгломераты — обломки серых фузулинидовых известняков (10—30 см в диаметре) среди относительно сортированной пестроцветной полимиктовой мелкогалечно-гравийной основной массы (обломки до 5 см в диаметре). В цементе преобладают различные метаморфические породы (амфиболиты и зеленые сланцы), кремнистые породы (черные и серые кремни, красные яшмы, кварц, кварциты и халцедон). Значительную роль играют гранодиориты, часто фельдшпатизированные, в различной степени измененные диабазы и плагиопорфиры, до 40 м.

6. Полимиктовые грубослоистые конгломераты и гравелиты. Известняков в обломках практически нет. Галечная часть представлена такими же породами, что и в слое 5. Встречены единичные обломки офиолитового габбро и серпентинизированных гарцбургитов (?), 60 м.

На конгломераты слоя 6 по более позднему (яньшаньскому) ретрошарьяжу надвинуты серпентиниты офиолитового меланжа Дэлисытань. В 120 м восточнее в базальных песчанистых известняках и кварцевых песчаниках с карбонатными и биогенными интракластами (мощность 28 см) собраны фузулиниды: (обр. 63-01) *Misellina* (*Misellina*) *parvicostata* (Deprat), *Darvasites* sp., *Pseudofusulina* aff. *siarykensis* Leven.

Таким образом, возраст описанных отложений не древнее болорского. Состав обломочной части конгломератов свидетельствует, что размывались почти исключительно метаморфические породы с

гранодиорит-тоналитами Южного Аньемачена (субдукционно-аккреционные комплексы) и вулканогенно-осадочные серии и офиолиты Центрального Аньемачена (комплексы обломочного поднятия). Интересно, что среди обломков практически нет отложений из ритмично слоистых комплексов пород. Залегающая с резким угловым несогласием толща конгломератов запечатывает сложную покровно-надвиговую структуру. Это произошло в конце ранней перми, на что указывает болорский возраст базальных известняков.

Можно предполагать, что по геодинамической природе рассматриваемая конгломератовая толща — неоавтохтон, сформировавшийся на ранних этапах закрытия палео-Тетиса. Возникновение покровно-надвиговой структуры привело к росту субаэрального линейного поднятия, служившего источником огромных масс обломочного материала. Там, где закончилась интенсивная эрозия, стали накапливаться мелководные органогенные известняки. Не исключено, что неоавтохтон имел довольно ограниченный район распространения и накапливался только над зоной палеосубдукции, т. е. фактически в условиях эпиколлизионного бассейна. Таким образом, в пределах блока Баянкала севернее озер Нгоринг-Цо и Гьяринг-Цо и уездного центра Мадо в тектонических клиньях из-под сероцветного триасового флиша известны только мелководные шельфовые карбонатные отложения яхташского (артинского) яруса [11]. По-видимому, структура в пределах которой накапливалась конгломератовая толща, продолжала оставаться тектонически активной.

Заключение

В поперечном сечении офиолитовой зоны Аньемачен для горного массива Буциншань установлены четыре комплекса образований пермского возраста (с севера на юг): 1) карбонатный шельфовый (по данным геологической съемки масштаба 1 : 200 000 его основание имеет позднекаменноугольный возраст, а верхняя часть включает мидийский ярус); 2) карбонатно-обломочный комплекс подножья континентального склона или чехла краевого моря; 3) субдукционно-островодужный неоавтохтон или эпиколлизионная локальная кон-

гломератовая моласса; 4) мелководный шельфовый карбонатный комплекс отложений тибетского континентального блока Баянкала.

Можно предполагать, что сокращение палео-Тетиса в Восточном Куньлуне началось в конце раннего—начале позднего карбона и сопровождалось формированием энсиматической островодужной системы над зоной субдукции с северным погружением океанической литосферы. Возник следующий ряд палеоструктур (с севера на юг как в современных координатах, так и в палеокоординатах): континентальный блок Сялавэнь как крупный микроконтинент в составе палео-Тетиса (Южно-Куньлунская зона) — краевое море — энсиматическая островная дуга — океанический бассейн Аньемачен — континентальный блок Баянкала. Этот латеральный ряд структур сохранялся по сакмарский век ранней перми, когда затухла вулканическая деятельность в островной дуге, а субаэральные вулканические постройки обрастали карбонатными рифогенными образованиями.

Рубеж сакмарского и яхташского (артинского) веков является наиболее важным в процессе закрытия океанического бассейна Аньемачен. В это время произошла коллизия островодужной системы и северной пассивной континентальной окраины блока Баянкала. Возникли линейное субаэральное поднятие и смежный эпиколлизионный бассейн, в котором начинала накапливаться конгломератовая болорская (кунгурская) толща. От океанического бассейна Аньемачен осталось только северное краевое море, в пределах которого на его северном шельфе и в котловине продолжали накапливаться преимущественно карбонатные и карбонатно-обломочные отложения того же, яхташско-болорского, возраста. Окончательно закрытие Аньемачена с формированием позднепалеозойской линейной офиолитовой зоны приходится на рубеж перми и триаса. Это фиксируется аллювиально-мелководной молассой формации Янцю, возраст которой уверенно датируется только с начала среднего триаса, хотя и допускается раннетриасовый возраст нижней части формации [9].

Работа выполнена при поддержке гранта Президента РФ «Научные школы» (НШ-7559.2006.5) и грантов РФФИ № 05-05-64949, 06-05-65201, 06-05-39020-ГФЕН-а.

ЛИТЕРАТУРА

1. Левен Э.Я. Стратиграфия и фузулиды пермских отложений Памира. // Тр. ГИН. В. 167. М.: Наука, 1967. 224 с.
2. Левен Э.Я. Фузулиды и пермская шкала Тетиса // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12. № 2. С. 33–47.
3. Поспелов И.И. Формации и тектоническое развитие поздних варисцид Южного Тянь-Шаня и Северного Памира // Раннегеосинклинальные формации и структуры. М.: Наука, 1987. С. 149–178.
4. Руженцев С.В., Поспелов И.И., Сухов А.Н. Тектоника Калайхумб-Сауксайской зоны Северного Памира // Геотектоника. 1977. № 4. С. 68–80.
5. Bian Q., Luo X., Chen H., Zhao D., Xu G., Chang Ch. Petrochemistry and Zircon U-Pb Age of Granodiorite-Tonalite in the A'nyemagen Ophiolitic Belt and its Tectonic Significance // Scientia Geologica Sinica. 1999. V. 8. N 3, P. 375–381.
6. Bian Q., Luo X., Li H., Chen H., Zhao D., Li D. Discovery of Early Paleozoic and Early Carboniferous — Early Permian Ophiolites in the A'nyemagen Mts., Qinghai Province, China // Scientia Geologica Sinica (Notes). 1999. V. 8. N 3. P. 437–438.
7. Bian Q., Yin L., Sun Sh., Luo X., Pospelov I., Astrakhansev O., Chamon N. Discovery of Ordovician acritarchs in Buqingshan ophiolite complex, East Kunlun Mountains and its significance // Chinese Science Bulletin. 2001. V. 46. N 2. P. 167–171.
8. Huang J., Chen B. The Evolution of the Tethys in China and Adjacent Regions. Beijing: Geol. Publ. House, 1987. 110 p.
9. Luo M., Zhang K., Wang G., Liang B., Yu J., Bai Y. New Knowledge about the Age of the Yangqu Formation in Tatuo, Eastern Kunlun Orogenic belt // J. of Stratigraphy. 2001. V. 25. N 1. P. 24–28.

10. Pospelov I. I., Leven E. J., Qiantao Bian, Aristov V. A., Korchagin O. A. Lower Permian formations of the Buqingshan Mountains in the A'nyemagen ophiolitic zone (Eastern Kunlun, Qinghai Province, China): On the beginning of the Paleotethys closure // Russian Journal of Earth Sciences. 2005. V.7. N.2. P. 1-13.
11. Regional geology of Qinghai Province. Geological Memoires, Ser. 1. N 24. Beijing: Geol. Publ. House, 1991. 664 p.
12. Yin Hong fu, Zhang Kexing. Characteristics of the Kunlun Orogenic Belt // Earth Science — Journal of China University of Geoscience. 1997. V. 22. N 4. P. 339–342.
13. Ren J., Wang Z., Chen B., Jiang Ch., Niu B., Xie G., He Zh., Liu Zh. The Tectonics of China from a Global View (A Guide to the Tectonic Map of China and Adjacent Regions). Beijing: Geol. Publ. House, 1999. 32 p.
14. Wang G., Zhang K., Liang B., Zhang Zh. Texture and Tectonic Slices of the Eastern Kunlun Orogenic belt // Earth Science — Journal of China University of Geoscience. 1997. V. 22., N 4. P. 352–356.
15. Wang Y., Huang J., Luo M., Tian J., Bai Y. Paleoocean Evolution of the Southern Eastern Kunlun Orogenic Belt during Hercy — Early Indosinian // Earth Science. 1997. V. 22. N 4. P. 369–372.
16. Wu G. Main tectonic units and geological evolution in South China and its environs: in the light of Gondwana Dispersion and Asian Accretion // Gondwana Dispersion and Asian Accretion: IGCP 321 Final Results Volume. Rotterdam: Brookfield, 1999. P. 315–340.
17. Yin H., Zhang K. Characteristics of the Kunlun Orogenic Belt // Earth Science — Journal of China University of Geoscience. 1997. V. 22. N 4. P. 339–342 (in Chinese with English abstract).
18. Zhang L. Fusulinids from Karakorum and Kunlun Regions // Palaeontology of the Karakorum-Kunlun Mountains. 1998. P. 57–71.
19. Zhong D. et al. Paleotethysides in West Yunan and Sichuan, China/ Beijing, New York: Science Press, 2000. 248 p.

Геологический институт РАН
Рецензент — В.М.Цейслер