

УДК 551.73

**Геологические события в палеозое
Алтае-Саянской складчатой области
и их отражение в палеогеографических
и седиментационных обстановках
и в палеобиотах**

Н.В. Сенников

Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск

E-mail: sennikovnv@uiggm.nsc.ru

Рассмотрены главные события в палеозойской истории развития геологических структур Алтае-Саянской складчатой области. Определена тесная взаимосвязь таких событий с изменениями очертаний палеобассейнов и рельефом их дна, а также с характером модификаций процессов осадконакопления. Показана прямая зависимость изменений состава и структуры, а также характера расселения фаунистических сообществ от палеогеографических перестроек и связанных с ними трансформаций фациальных обстановок осадконакопления.

Ключевые слова: палеозой, Алтае-Саянская складчатая область, этапы орогении, палеогеография, палеобиоты.

Алтае-Саянская складчатая область (АССО) представляет собой мозаично-блоковую структуру Центрально-Азиатского складчатого пояса и включает ряд крупных геологических структур, в строении которых участвуют палеозойские образования различного генезиса — Рудный Алтай, Горный Алтай, Салаир, Кузнецкий Алатау, Минуса, Западный Саян, Тува (рис. 1). Как считает большинство исследователей, современная структура АССО сформировалась в результате последовательного приращения к Сибирскому континенту разновозрастных орогенных поясов (Моссаковский и др., 1993; Берзин и др., 1994; Диденко и др., 1994; Шенгер и др., 1994; Добрецов, 2003).

Для раннего и среднего палеозоя АССО проведен цикл палеонтолого-стратиграфических работ (Елкин, Изох и др., 1994; Елкин, Сенников и др., 1994; Елкин и др., 1997; Елкин, Сенников, 1998; Сенников и др., 2000), установивший закономерности в распределении обстановок седиментации по исследуемой территории, характер цикличности осадконакопления, закономерность проявления глобальной трансгрессивно-регрессивной направленности, этапность в развитии органического мира и зависимость площадного распределения фаунистических сообществ от обстановок осадконакопления. Из всей перечисленной гаммы седиментологических и биотических параметров палеозойских

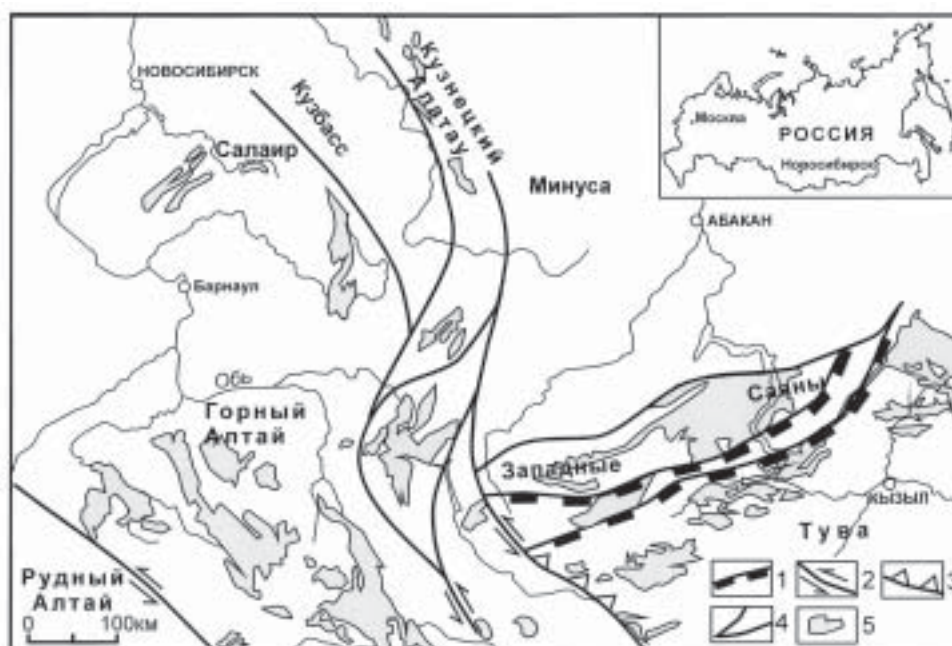


Рис. 1. Блоковое строение Алтае-Саянской складчатой области. 1–4 — глубинные разломы: 1 — сутурные зоны, 2 — зоны главных сдвигов, 3 — зоны сдвига-надвигов, 4 — границы крупных тектонических зон, 5 — поля выходов максимально развитых по площади ордовикских отложений.

бассейнов АССО в настоящей работе рассмотрены только те, которые, по мнению автора, имеют региональную природу. Они являются отражением процессов возникновения и развития отдельных крупных геологических объектов (структур) (например, вулканических дуг и задуговых бассейнов), а также взаимодействия вулканических дуг, террейнов и микроконтинентов друг с другом и с Сибирским континентом.

При определении возраста всех литологических маркеров, установленных в палеозойских бассейнах АССО, использовались данные по ортостратиграфическим группам фауны. В результате многолетних исследований для территории АССО были разработаны автономные палеозойские зональные шкалы по конодонтам, граптолитам, трилобитам, хитинозоям и другим группам фауны (Фанерозой Сибири, 1984; Сенников, 1996; Yolkin, Izokh, 1999; Сенников, Обут, 2002; Изох и др., 2005) (для примера ордовикские шкалы; рис. 2). Такая точность датирования литологических маркеров до зональных подразделений позволила однозначно устанавливать синхронность геологических событий, вызвавших какой-либо седиментационный феномен и фиксировать длительность его проявления в литологической летописи и последствия таких событий в палеобиотах.

Следствием этапов орогенеза, подчеркиваемых синхронностью главных этапов формирования горных сооружений, являются «коррелянтные» грубообломочные толщи конгломератов и гравелитов. При выборе объектов исследования известные на территории АССО конгломератные толщи, повторяющие контуры береговой линии, характеризующие прибрежные экстремально мелководные части бассейнов и закономерно мигрирующие к центральным частям палеобассейнов при глобальных регрессиях моря, были исключены из рассмотрения. Анализировались так называемые базальные конгломераты, залегающие в основании ряда стратонов, нередко после перерывов в осадконакоплении и

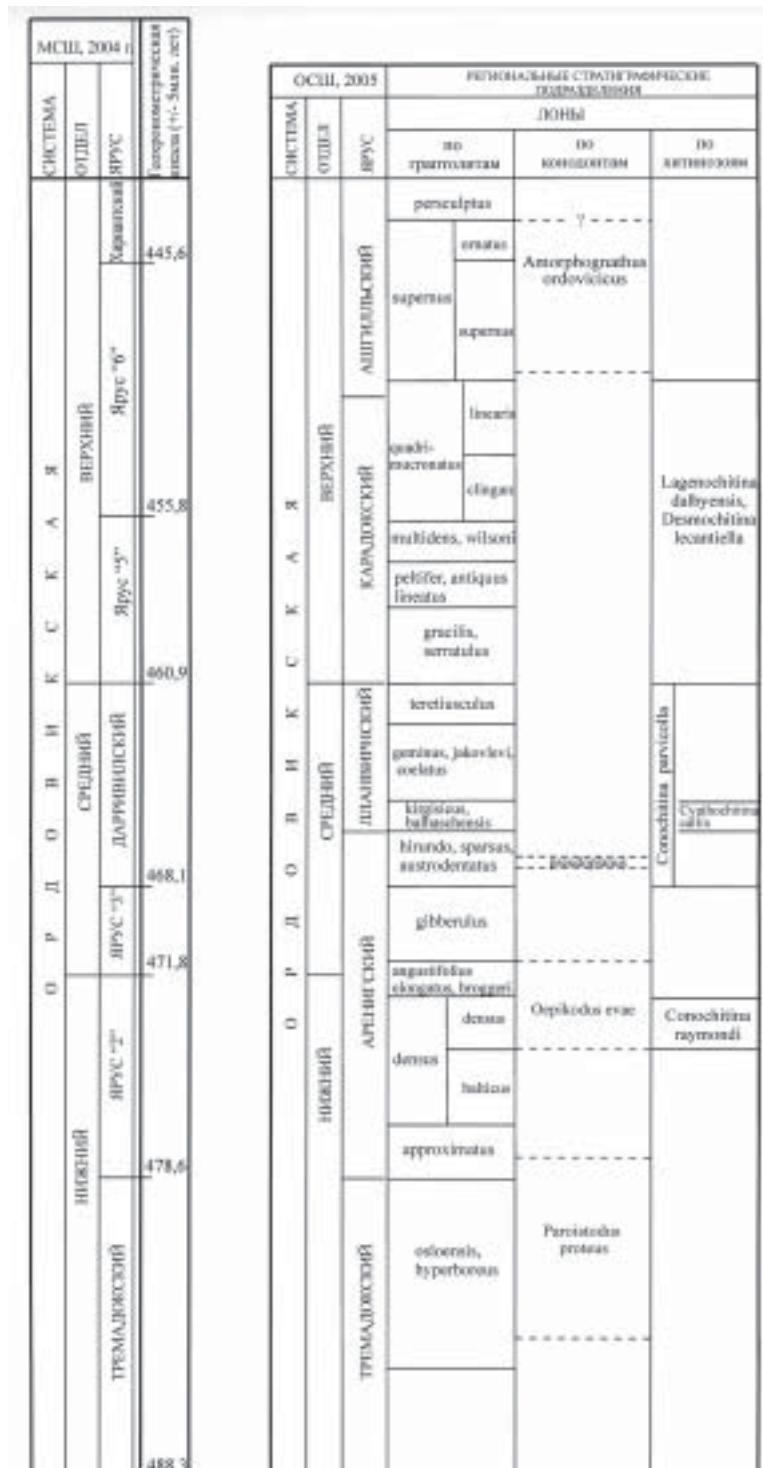


Рис. 2. Региональные зональные шкалы ордовика Алтае-Саянской складчатой области.

с угловыми несогласиями. Именно такие псефитовые пачки являются классическими литологическими маркерами процессов орогении. Кроме того, периоды активизации тектонических движений на обрамляющих палеобассейны участках суши отражались в появлении среди тонко-терригенного и тонко-терригенно-карбонатного разреза прослоев грубообломочных пород с обломками различного состава. При этом такие грубообломочные пачки охватывают значительные по площади участки палеобассейнов, располагающиеся как в средних частях палеобассейнов, так и во внутренних их частях, заведомо далеко удаленных от суши. Перекрывают такие грубообломочные слои, как правило, достаточно тонкообломочные терригенные пачки.

Для «взаимоувязки» выявленных таким образом региональных седиментационных событий (как правило, со скачкообразным изменением параметров) с синхронными (или псевдогетерохронными) им биотическими событиями (скачкообразное изменение состава и структуры фаунистических сообществ) был использован следующий фильтр. Из сферы рассмотрения были исключены: 1) общие филогенетические тенденции в развитии различных групп организмов, 2) изменения состава и структуры морских палеозойских сообществ АССО, для которых была выявлена прямая связь с эволюцией климата на Земле и глобальными эвстатическими событиями, например, глобальное похолодание в конце ордовика (Сенников, 1998) и последующая раннесилурийская трансгрессия. Следует подчеркнуть, что пришлось учитывать и псевдогетерохронность окончания геологического события, фиксируемого, с одной стороны, в литологической летописи, а с другой — наблюдаемого в составах и структурах сообществ. Морские фаунистические сообщества в большинстве случаев достаточно консервативны и, практически синхронно с изменениями обстановок осадконакопления в палеобассейне реагируя на какие-либо геологические события, заведомо медленнее возвращаются в «первоначально-стабильное» состояние, чем стабилизируются (восстанавливаются) «исходные» условия среды.

В результате проведенных исследований представилась возможность отождествить ряд седиментационных и синхронных с ними биотических феноменов с главными, признаваемыми большинством исследователей, событиями в эволюции крупных геологических структур АССО. Среди них можно отметить следующие.

1. В конце атдабанского — начале ботомского веков раннего кембрия примитивные вулканические дуги сменились на зрелые (normal) вулканические дуги и сопровождающие их задуговые бассейны (Горный Алтай, Салаир, Кузнецкий Алатау) (рис. 3, 4). Впервые в западной части АССО сформировались устойчивые бассейны седиментации, в которых наряду с ранее доминировавшими продуктами вулканической деятельности стали накапливаться сложно-построенные кремнисто-терригенно-карбонатные (шашкунарская, убинская, сийская, мрасская свиты), терригенные (полтавская свита) и карбонатные (чеповская, мазасская свиты) толщи. Среди фаунистических сообществ, которые на этапе примитивных вулканических дуг имели дискретный тип поселений (только в ограниченном числе фациальных обстановок) и примитивную (не более 2 групп фауны) структуру, стали возникать сообщества различных (не менее 3–5) групп фауны (археоциаты, трилобиты, брахиоподы, гастроподы, радиолярии, кремневые губки и др.), мозаично заселявшие разнообразные вышеперечисленные фациальные обстановки (Зыбин и др., 2000). Наряду с этим резко увеличилась численность палеопопуляций (особенно трилобитов), изменилось их таксономическое разнообразие, причем, число таксонов археоциат уменьшилось, а трилобитов — увеличилось. Плотность палеопопуляций имела средние значения.

2. Майский век среднего кембрия отмечен локальной орогенией, связанной с коллизией палеокеанических островов с вулканической дугой (Горный Алтай) и зарождением Кузнецко-Салаирской вулканической дуги, окончательно сформированной в середине

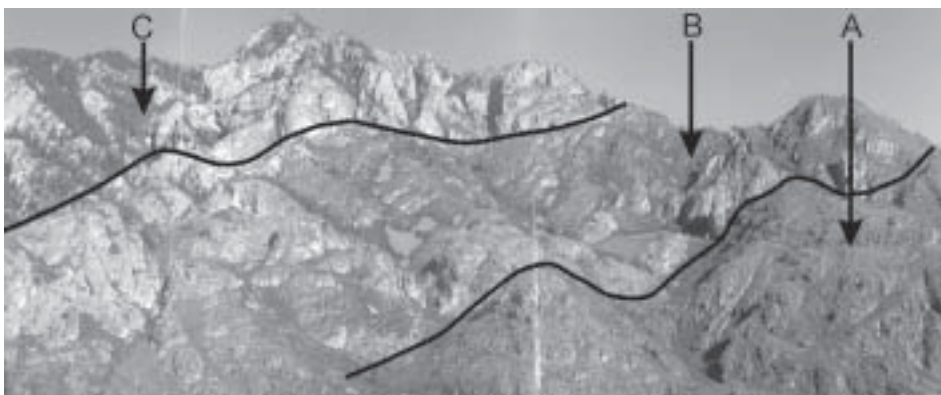


Рис. 3. Раннекембрийское событие смены примитивных вулканических дуг на зрелые вулканические дуги и сопровождающие их задуговые бассейны (Горный Алтай, разрез Каспа).

А — Примитивная вулканическая дуга (манжерокская кремнисто-вулканогенная свита), В, С — задуговой бассейн зрелой вулканической дуги (В — шашкунарская кремнисто-терригенно-карбонатная свита, С — чепошская карбонатная свита).

позднего кембрия (см. рис. 4). В западной части АССО практически нет ни одного разреза с постепенным переходом от амгинского к майскому ярусу. Поля их выходов разобщены, а площади распространения майских отложений в несколько раз меньше площадей выходов пород амгинского возраста. Это свидетельствует о том, что на фоне сокращения площадей палеобассейна изменялось положение наиболее прогибающихся его частей, заполнявшихся осадками. Если в амгинском веке в Кузнецком Алатау, на Горном Алтае и Салаире были распространены многочисленные фациальные обстановки седиментации — вулканогенно-осадочные (мундыбашская, большесийская свиты), терригенные грубо и тонкообломочные (борсукская, бачатская свиты), терригенно-карбонатные (толчинская свита), карбонатные (эльдахская свита), то в майском веке известны только два типа фаций: смешанный терригенно-карбонатный (еландинская, большеишинская свиты) и тонкотерригенный (тандошинская, ыныргинская свиты). Только к концу майского века сумели выйти из кризиса и развиваться относительно таксономически богатые трилобитовые и брахиоподовые сообщества, при средних показателях численности и плотности их палеопопуляций.

3. В самом конце батырбайского — начале тремадокского веков произошло отмирание части позднекембрийско-раннеордовикской вулканической дуги на Салаире, а затем отмирание всей Кузнецко-Салаирской вулканической дуги (см. рис. 4). Отмирание этой дуги на Салаире привело к возникновению линейно вытянутой серии подводных поднятий, на которых стали формироваться небольшие бескаркасные водорослевые рифоидные массивы (толсточихинская свита) (рис. 5, 6). С момента образования таких сооружений палеобассейны Алтая и Салаира стали переходить к развитию в режиме пассивной окраины Сибирского континента. Палеобиота Алтае-Салаирского палеобассейна на этом рубеже не претерпела каких-либо коренных изменений. Высокие показатели численности палеопопуляций, их значительные плотности и высокое таксономическое разнообразие (особенно среди трилобитов) скорее свидетельствуют о стабильных благоприятных условиях для развития палеобиоты, чем о ее реакции на какое-то геологическое и палеогеографическое событие.

4. Два этапа орогении, случившиеся во второй половине тремадока — начале аренига и в раннем лланвирне, были связаны с процессом причленения вулканической дуги к

Общая стратиграфическая шкала			Алтае - Саяно - Кузнецкий палеобассейн				Тувинский палеобассейн									
Система	Отдел	Ярус	Региональные события			Широко развитые по площади следифациальные обстановки и биоты	Региональные события			Региональная смена биоты						
			Орогенез	Вулканизм	Рифтогенная система		Орогенез	Вулканизм	Рифтогенная система							
Каменно-угольная		Башкирский	~		~											
		Серпуховский														
		Визейский														
		Турнейский														
Девонская	Верхний	Фаменский	~	☀	~											
		Франский														
	Средний	Живетский								~	~	~	~			
		Эйфельский														
		Эмсонский														
	Нижний	Пражский								~	~	~	~			
		Локвасский														
		Локвасский														
Силурийская	Верхний	Придольский	~		~											
		Лудловский														
	Нижний	Вентосский														
		Лландоверрийский														
Ордовикская	Верхний	Ашгиллский	~		~											
		Карадокский														
	Средний	Лланвирский														
		Аренгский														
		Трематосский														
Кембрийская	Верхний	Батырбайский	~	☀	~											
		Ахсайский														
		Сакский														
		Аюсуканский														
	Средний	Майский														
		Амгинский														
		Нижний								Тайонский						
										Ботомский						
Агдабанский																
Томмотский																

Рис. 4. Уровни проявления региональных геологических событий и смен палеобиот в палеозое Алтае-Саянской складчатой области.

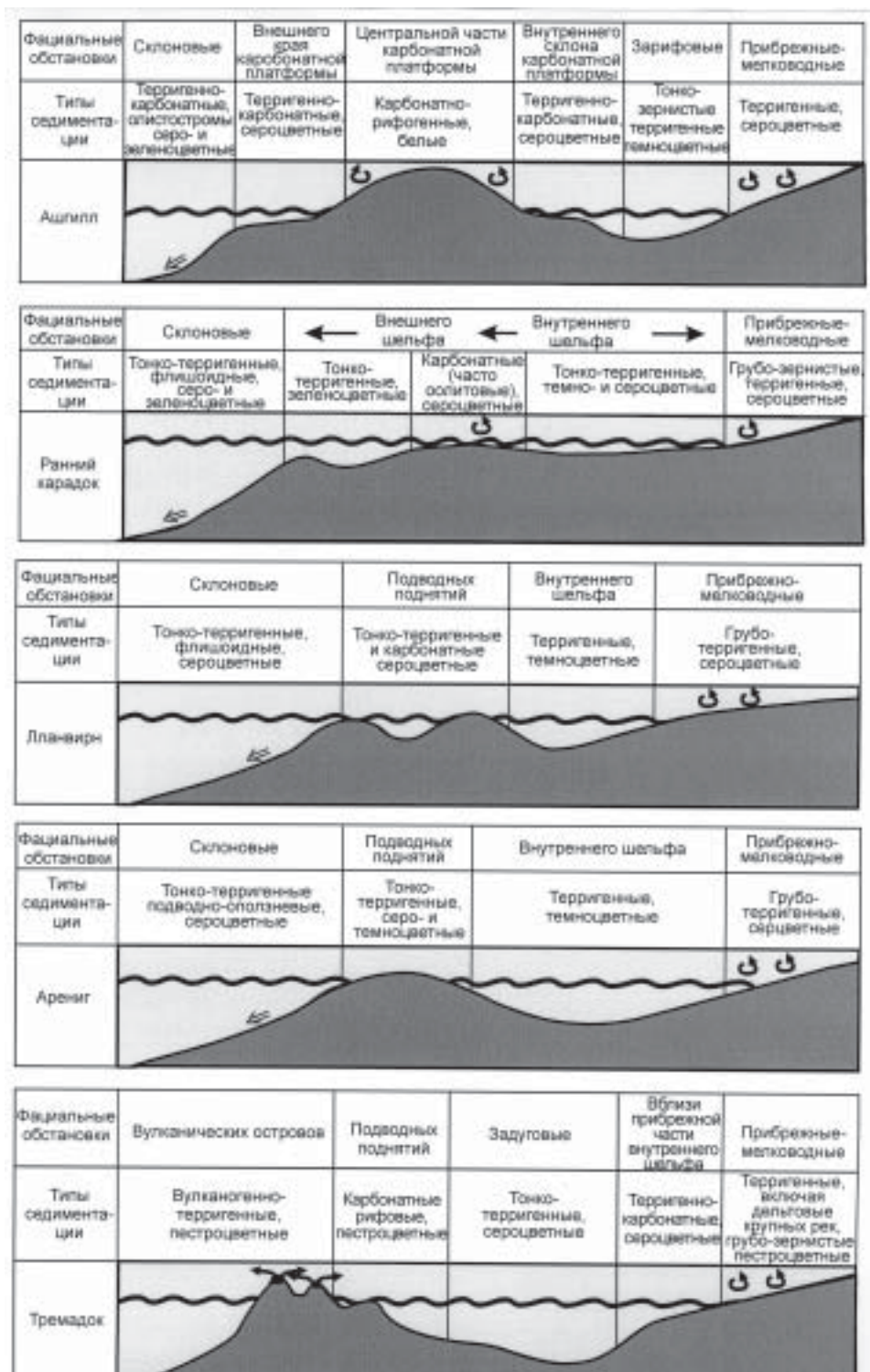


Рис. 5. Модель строения Алтае-Салаирского ордовикского бассейна.

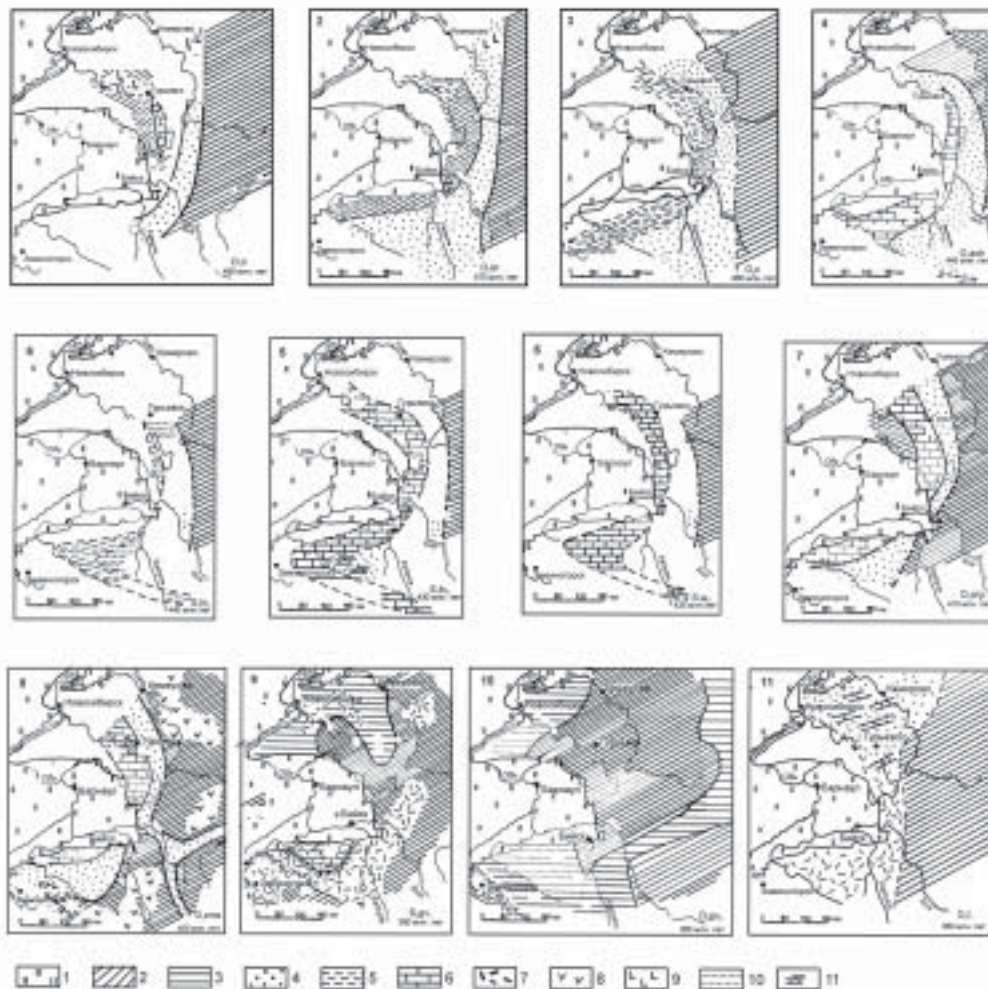


Рис. 6. Палеогеографические обстановки ордовикско-силурийско-девонского осадконакопления в западной части Алтае-Саянской складчатой области (по Елкину и др., 1994, с изменениями и дополнениями).

1 — мезо-кайнозойский чехол, 2 — области континентальной денудации, 3 — области морской седиментации, 4 — области внутреннего шельфа, 5 — области внешнего шельфа, 6 — области карбонатной платформы, 7–9 — области эффузивной деятельности (7 — кислого, 8 — среднего и 9 — основного состава), 10 — районы внутреннего шельфа с преимущественно алевритовой седиментацией, 11 — районы внутреннего шельфа с широким развитием карбонатной седиментации.

Сибирскому континенту (Горный Алтай, Салаир, Кузнецкий Алатау) (см. рис. 4). Первый из двух отмеченных этапов был продолжительным — он занял весь поздний тремадок. Начальный эпизод орогении первого этапа фиксируется в нижнем тремадоке (основание верхней подсвиты камлакской и основание верхней подсвиты агайринской свит, средняя часть ишпинской свиты на Горном Алтае, средняя часть чупинской и нижняя часть краснянской свит на Салаире, основание верхней подсвиты алгаинской свиты и основание тайменской свиты в Кузнецком Алатау). Подтверждением первого эпизода орогении служат базальные конгломераты с галькой интрузивных пород, а также

изменение положения и ориентации впадин. При завершении первого этапа произошла его реактивация, что ярко проявилось как заключительный эпизод орогении на границе тремадока и аренига (базальные слои воскресенской и тулойской свит Горного Алтая, алзасской свиты Кузнецкого Алатау и иловатской свиты Салаира) (Петрунина и др., 1984). Литологические и палеогеографические свидетельства заключительного эпизода орогении на границе тремадока и аренига выражены базальными полимиктовыми конгломератами с галькой интрузивных пород, азимутальными и угловыми несогласиями, модификацией общей конфигурации палеобассейна, изменением положения и ориентации впадин, увеличением глубин впадин и углов наклона их склонов, появлением подводных поднятий и др. (см. рис. 5, 6).

5. Арениг — переходный интервал развития от режима активной окраины континента к режиму пассивной континентальной окраины (Горный Алтай, Салаир, Кузнецкий Алатау). Аренигский век можно рассматривать как переходный по характеру и площадному распространению отдельных фациальных комплексов различного генезиса (табл. 1).

Таблица 1. Фациальные обстановки осадконакопления и состав биот в Алтае-Салаирском ордовикско-девонском бассейне (для этапа развития в режиме пассивной окраины Сибирского кратона)

Зоны седиментации	Континентальный склон	Внешний шельф (карбонатная платформа)			Внутренний шельф	
		Внешнего края карбонатной платформы	Центральной части карбонатной платформы	Внутреннего склона карбонатной платформы	Зарифовые	Прибрежно-мелководные
Литологический состав	Алевролиты, аргиллиты редко известняки (часто олистостромовые), подводно-оползневые песчано-алевритовые «закрутыши», «борозды выпашивания» (terple mark), кремни	Слоистые преимущественно обломочные известняки, с редкими прослоями алевролитов и аргиллитов	Массивные рифогенные известняки, реже в межрифовых мульдях слоистые известняки, алевролиты и аргиллиты	Слоистые, часто обломочные, редко глинистые известняки, с редкими прослоями алевролитов и аргиллитов	Переслаивание слоистых преимущественно глинистых и песчаных известняков, аргиллитов, алевролитов, реже песчанников	Песчаники, гравелиты, реже конгломераты, редко прослои алевролитов
Группы фауны и флоры	Радиолярии, граптолиты, конодонты, крайне редко брахиоподы, остракоды	Водоросли, табуляты, ругозы, криноидеи, строматопораты, мшанки, реже остракоды, брахиоподы, гастроподы	Водоросли, табуляты, ругозы, криноидеи, сфинктозойные губки (афросальпингиды), гидронды (фистулеллы), строматопораты, мшанки, брахиоподы, трилобиты, гониатиты, гастроподы, фораминиферы, тентакулиты, ихтиофауна, редко конодонты, граптолиты	Водоросли, табуляты, ругозы, криноидеи, строматопораты, мшанки, реже остракоды, брахиоподы, трилобиты, гониатиты, гастроподы	Трилобиты, брахиоподы, остракоды, граптолиты, хитинозои, полихеты, конодонты, криноидеи, наутилоидеи, гониатиты, ихтиофауна, водоросли	Ихтиофауна, ихнофоссилии, гастроподы, двустворки, беззамковые брахиоподы, растительные остатки

ты

С одной стороны, в некоторых районах, например, в Кузнецком Алатау, сохранялись условия активной окраины и продолжалась вулканическая деятельность (алзасская свита), а с другой — на всей территории Горного Алтая и Салаира (воскресенская, тулойская, иловатская, изыракская свиты) сложился единый шельфовый амагматичный палеобассейн. В этом палеобассейне фациальные обстановки осадконакопления располагались не мозаично, как в предшествующих палеобассейнах, а линейно, закономерно протягиваясь субпараллельными поясными зонами и повторяя контуры береговой линии (см. рис. 6). Общая площадь аренигской морской акватории Горного Алтая и Салаира была меньше площади более молодого, среднеордовикского бассейна. Это свидетельствует о том, что начало и конец переходного аренигского этапа ознаменовались отмеченными выше двумя событиями орогенеза.

Аренигский век был переходным и в истории развития алтае-салаирских фаунистических сообществ. В это время палеобассейн населяли, главным образом, пелагические сообщества граптолитов и хитинозой. Многочисленные сообщества граптолитов были представлены таксономически богатыми палеопопуляциями со значительной численностью экземпляров. Хитинозой встречались спорадически и их комплексы состояли из единичных таксонов. Бентосные сообщества были немногочисленны, с малой плотностью палеопопуляций и включали относительно небогатые сообщества трилобитов (обычно 3–5 таксонов) и брахиопод (2–3 таксона).

6. Второй этап ордовикской орогенеза в западной части АССО совпал с ранним лланвирном (нижняя часть бугрышихинской свиты и основание карасинской свиты на Горном Алтае, основание зайчихинской и карастунской свит на Салаире) (Сенников, Петрунина, 2000) (см. рис. 4). Он проявился как один эпизод, зафиксированный в базальных конгломератах или гравелитистых песчаниках, изменениях положения и ориентации впадин, резком увеличении площадей осадконакопления на Горном Алтае (особенно в северной и центральной его частях), превращении аккумулятивной зоны морской седиментации в Кузнецком Алатау в зону континентальной денудации (см. рис. 6).

Палеобиота после второго этапа орогенеза в западной части АССО претерпела следующие изменения. У пелагических групп (граптолитов и хитинозой) резко сократилось число сообществ, уменьшилась плотность палеопопуляций, заметно понизилось таксономическое разнообразие. В составе бентосных сообществ (брахиопод и трилобитов) после события на границе раннего и среднего ордовика отмечается заметная смена комплексов. Вновь появившиеся сообщества имеют значительно большее таксономическое разнообразие, а в их составе, наряду с космополитными таксонами, увеличивается число эндемичных форм. Популяции бентосных групп при этом достаточно многочисленны, а их плотность значительна.

7. В начале карбока произошло замедление общего погружения горноалтайской части окраины Сибирского континента. При некомпенсированном прогибании впадины внутреннего шельфа заполнились осадками, что привело к общему «нивелированию» дна палеобассейна (см. рис. 4–6). На это указывают прослой оолитовых известняков в основании ханхаринской свиты, свидетельствующие о масштабном выравнивании донного рельефа палеобассейна при отсутствии вертикальных дифференцированных движений отдельных его участков и его общей мелководности.

После отмеченных палеогеографических изменений на фоне начавшегося прогибания режим терригенного осадконакопления сменился смешанным терригенно-карбонатным. Количество фациальных обстановок резко возросло. В палеобассейне наряду с продолжавшими существовать грубо- и тонкотерригенными обстановками стали развиваться и занимать обширные площади карбонатно-терригенные и карбонатные (до

рифогенных) фациальные обстановки. Между относительно линейно вытянутыми «полосами» таких фациальных обстановок были широкие зоны переходных фаций (см. рис. 5).

В составе бентосных сообществ такое явление вызвало резкое обновление состава среди трилобитов и брахиопод. Появились рифолубы и рифостроители (водоросли, табуляты, строматопораты, мшанки, криноидеи). Плотность популяций бентоса при этом была высокой, а таксономическое разнообразие достаточно большим. Пелагические сообщества (граптолиты, хитинозои) встречаются на этом рубеже крайне эпизодически, плотность их популяций низкая, а таксономическое разнообразие не превышает 2–5 таксонов. Начиная с карадока палеобассейны Горного Алтая и Салаира были заселены всем возможным набором морских организмов — от нектонных и планктонных (конодонты, наутилоидеи, граптолиты, хитинозои, радиолярии) до бентосных (трилобиты, брахиоподы, остракоды, криноидеи, гастроподы, мшанки, табуляты, ругозы, строматопораты и др.).

8. В середине карадока в Алтае-Салаирском палеобассейне произошло кратковременное накопление грубообломочных осадков: конгломераты в средних частях ханхаринской, булухтинской и веберовской свит (см. рис. 4). В Горной Шории после значительного перерыва в осадконакоплении тремадокские отложения перекрываются верхнекарадокской тогинской свитой с конгломератами в базальных ее частях. Возможно, это следствие слабо изученного в западной части АССО одноактного эпизода орогения. Не исключено, что это связано и с общим глобальным повышением уровня Мирового океана, приведшим к трансгрессии и увеличению площадей морских акваторий, что повлекло за собой активизацию процессов денудации в областях сноса материала. Каких-либо палеогеографических перестроек и качественных изменений в структуре фациальных обстановок или миграций их границ, которые могли бы быть следствием рассматриваемого этапа орогения пока не зафиксировано. Не обнаружено «следов» этого орогенного эпизода и в палеобассейнах.

9. В конце ордовика (середина и конец ашгилла) в западной части АССО общее относительно равномерное погружение всей территории шельфа стало дифференцированным. Внутренняя часть шельфа прогибалась более интенсивно, чем его внешняя бровка. Именно на этой бровке в позднем ашгилле на Горном Алтае и Салаире возникли крупные рифовые сооружения типа «карбонатных платформ» (см. рис. 4–7). Этот термин используется многими исследователями для обозначения зоны формирования вытянутых рядов отдельных барьерных и краевых рифов, часто сливающихся друг с другом в рифовые массивы и протяженные цепочки таких массивов.

Современные крупномасштабные рифовые сооружения, ярчайшим примером которых является Большой Барьерный риф в Коралловом море у восточного побережья Австралии, при проведении палеорекоплекций обычно служат актуалистическими примерами теплых палеобассейнов с интенсивным биогенно-карбонатным накоплением. Кроме того, палеозойские рифоидные сооружения на карбонатных платформах по аналогии с современными объектами указывают на низкие палеошироты бассейнов (от 10° до 20–25° с. или ю.ш.), оптимальные палеотемпературы (выше +18° и ниже +30° в течение всего года), нормальную соленость (около 35 ‰), прозрачность воды, а также на небольшие палеоглубины формирования таких построек (от 0 до 10–20 м, реже 40 м).

В верхах ордовика, в верхнем ашгилле, впервые на Алтае на краю шельфа формируется водорослево-биогермное бескаркасное рифовое сооружение, протягивающееся в виде цепочки выходов пород техтенской («орловский», «мутинский» и др. рифы) свиты более чем на 100 км (Сенников и др., 2001) (см. рис. 4–7). Породы этой свиты сложены, как правило, «чистыми» массивными, неслоистыми известняками, содержащими водорослевые биогермы (до 10–15 м в диаметре), редких кораллов, трилобитов и брахиопод. Мощ-

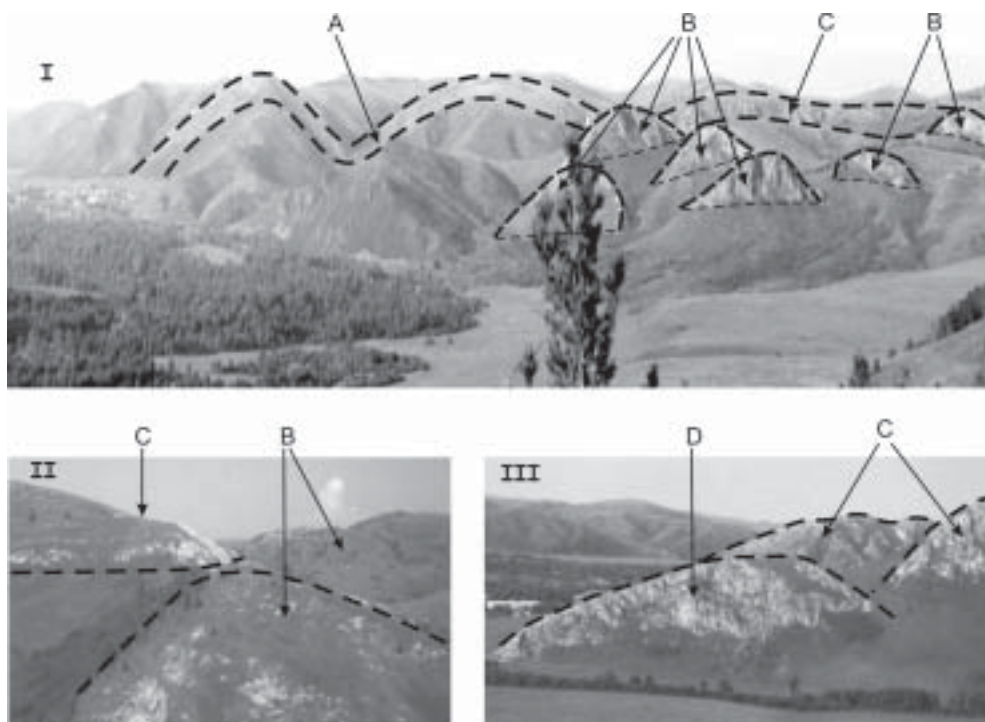


Рис. 7. Ордовикско-силурийско-девонские события формирования рифовых построек на карбонатной платформе (Горный Алтай).

I — Чинетинская группа рифовых массивов: А — позднеашгильский «чинеткинский» риф (техтенская свита), В — верхнелландоверийские рифы (полатинская свита), верхневенлокский риф «Шпиль» (чагырская свита).

II — Россыпногогорская группа рифовых массивов: В — верхнелландоверийские рифы (полатинская свита); С — верхневенлокский риф (чагырская свита).

III — Чагырская группа рифовых массивов: С — верхневенлокские рифы (чагырская свита), D — пражский риф.

ность техтенской свиты достигает 150–250 м. С учетом трассирования полей распространения техтенской свиты на Салаир по выходам веберовской («бобровский» и др. рифы) свиты суммарно алтае-салаирская «полоса» такого сооружения достигнет длины (здесь и далее оцениваются размеры в современном плане) более 400 км. По своей протяженности оно сравнимо с Большим Барьерным рифом. Другое, самое масштабное из ордовикско-силурийско-девонских рифовых сооружений, каркасное водорослево-коралловое рифовое сооружение, возникло в Алтае-Салаирском бассейне в позднем лландовери (см. рис. 4, 6, 7). Это полатинская («россыпногогорский» и др. рифы) и баскуская («ветохинский» и др. рифы) свиты, представленные «чистыми», массивными, неслоистыми известняками, с редкими маломощными, невыдержанными прослоями глинистых пород с водорослевыми биогермами до 30–50 м в диаметре, обильными табулятами, ругозами, строматопоратами, мшанками и другими бентосными группами рифостроителей и рифолюбов. Длина рассматриваемой позднеландоверийской карбонатной платформы может быть оценена в 700–800 км, а ширина до 10–25 км. Мощности рифогенных образований этого уровня достигают 200–450 м. Продолжительность их формирования можно оценить в 400 тыс. лет. Скорости роста алтайских лландо-

верийских рифов составляют 1,3 м за 1 тыс. лет, что хорошо соотносится с цифрами 2 м за 1 тыс. лет, известными на современных рифах (Преображенский, 1986).

Рассматриваемые рифовые системы в западной части АССО характерны, кроме уже отмеченных позднего ашгилла и позднего лландовери, также для позднего венлока, среднего лохкова, праги, эмса (три стратиграфических уровня), позднего эйфеля, живета (два стратиграфических уровня), среднего и позднего фамена, раннего карбона (Елкин, Изох и др., 1994; Елкин, Сенников и др., 1994, 1997) (см. рис. 4, 6, 7).

В шельфовом Алтае-Салаирском палеобассейне по мере удаления от палеоберега начиная с конца ордовика устойчиво во времени и протяженно (многие десятки и первые сотни км) стали развиваться поясные фациальные зоны — груботерригенные (минимально узкая «полоса»), тонкотерригенные (тонкая «полоса»), смешанные терригенно-карбонатные (максимально широкая «полоса»), карбонатные и (или) рифогенные (широкая «полоса»), терригенно-карбонатные (узкая «полоса»), терригенно-карбонатные склоновых фаций с «олиостромовой» составляющей (тонкая «полоса»). Разделяющие их границы были достаточно четкими, со сравнительно узкими зонами переходных фаций. Все это свидетельствует о развитии Алтае-Салаирского палеобассейна в спокойном режиме пассивной континентальной окраины, начавшейся с аренига, окончательно стабилизовавшейся во всем регионе в конце ордовика и просуществовавшей для большей части этого палеобассейна по эйфель включительно.

Алтае-Салаирский позднеордовикский, силурийский и девонский палеобассейны населяли практически все группы бентосных, планктонных и нектонных организмов. Таксономический состав фауны был весьма разнообразен. Численность популяций достигает максимально возможных плотностей. Отмечаются сложные симбиотические связи и длинные пищевые цепочки. Наибольшая продуктивность (суммарная численность экземпляров отдельных видов) и максимальное биоразнообразие бентосных групп характерны для рифовых систем. Минимальная продуктивность и относительно низкое таксономическое разнообразие бентосных групп были свойственны прибрежным экосистемам. Средние величины продуктивности и биоразнообразия характерны как для бентосных, так и для пелагических групп в зарифовых палеобассейнах. В склоновых и предрифовых фациях такие показатели фаунистических сообществ несколько ниже.

10. В отличие от Алтае-Салаирского шельфового палеобассейна, развивавшегося в режиме пассивной окраины, Тувинский палеобассейн, в восточной части АССО, в среднем ордовике был подвержен вулканизму и орогению (см. рис. 4). Во время активного проявления эффузивной деятельности здесь (рис. 8) могли развиваться только локальные (верхняя часть мугураксинской свиты) популяции пелагических групп — радиолярий.

В ордовике Тувинского палеобассейна известно четыре регионально прослеживаемых уровня с грубообломочными породами (пестроцветными и сероцветными конгломератами) — в нижней половине аренига, на границах аренига/лланвирна и лланвирна-карадока, а также в основании ашгилла (Сенников, Казанский и др., 2000) (см. рис. 4). Площади и очертания Тувинского бассейна претерпевали значительные изменения после каждого этапа орогения. Такие «нестабильные», нередко с пониженной соленостью водоемы, отличающиеся от нормально морских акваторий, заселялись по пятнистому типу поселений только моноплакофорами, лингулидами, гастроподами и организмами неясной систематической принадлежности.

Если не принимать во внимание рассмотренный ниже единственный «подводный оазис», то в целом в составе и структуре всех остальных фаунистических сообществ ордовика и силура Тувы фиксируются следующие признаки: а) незначительная численность и ограниченность таксономического разнообразия, б) общее однообразие фауны,



Рис. 8. Событие вулканизма в Тувинском средне-ордовикском бассейне (мугураксинская свита). А — нижнемугураксинская подсвита — основные эффузивы и туфы; В — верхнемугураксинская подсвита — кислые эффузивы, туфы и кремни.

в) отсутствие рифостроителей и редкость рифолюбов, г) бедность планктонных организмов, д) значительный эндемизм организмов при невысоком таксономическом уровне, е) распространение преимущественно монотаксонных фаунистических сообществ. Эти особенности характерны для палеобассейнов, развивавшихся в умеренных климатических поясах на средних широтах.

На фоне скудных морских фаунистических сообществ Тувы в одном небольшом по площади районе (тарлыкская свита малиновской серии) известен «подводный оазис» со значительной плотностью палеопопуляций. В нем развивались многочисленные палеосообщества бентосных групп — трилобитов (более 30 таксонов), брахиопод (более 20 таксонов), наутилоидей, криноидей, мшанок, гастропод. Среди пелагических групп в этом «оазисе» существовали таксономически относительно богатые сообщества конодонтов со средним таксономическим разнообразием и средней плотностью палеопопуляций, а также единичные граптолиты и хитинозои (Сенников, Хлебникова и др., 2000). Несмотря на относительное богатство таксономического разнообразия, характерного для этого «оазиса», эндемизм тарлыкского сообщества составлял 40–50 %, а общий эндемизм на видовом уровне тувинских среднеордовикских и силурийских фаунистических сообществ мог достигать 70–80 % (Кульков и др., 1985).

11. В Западном Саяне в середине лланвиерна проявился локальный орогенный эпизод, связанный с коллизией Тувино-Монгольского микроконтинента с Западно-Саянской вулканической дугой. Одновременно с этапом горообразования здесь сформировался специфический осадочный бассейн с толщами олистостромового генезиса (Сенников, Елкин и др., 2000). Сообщества бентосных организмов (брахиоподы, трилобиты, криноидеи, остракоды) состоят из представителей двух-трех групп, весьма скудных по таксономическому разнообразию. Представители пелагических групп (конодонты) встречаются лишь эпизодически. Рассматриваемый орогенный эпизод охватил только Западный Саян, а в Туве свидетельств орогении в виде псефитовых толщ или палеогеографических перестроек бассейна в середине лланвиерна пока не зафиксировано.

12. Этап орогении на границе силура и девона, вероятнее всего, связан с аккрецией Тувино-Монгольского микроконтинента к алтае-саянской окраине Сибирского континента (Горный Алтай, Салаир, Кузнецкий Алатау, Минуса, Тува) (см. рис. 4, 6).

Фаунистически охарактеризованные пржидольские отложения (черноануйская свита) на территории Горного Алтая известны только в одном районе (пос. Черный Ануй), где они перекрыты девонскими конгломератами. На Горном Алтае пока не известны морские палеонтологически охарактеризованные разрезы низов лохкова (томь-чумышский горизонт Салаира). Не исключено, что с этой частью разреза можно соотнести отложения предположительно континентального генезиса. С границей силура и девона на Горном Алтае всегда сопряжены конгломераты, свидетельствующие о преддевонском размыве, перестройки структурного плана отдельных частей палеобассейна и резкое увеличение площадей морских палеоакваторий. На последнее обстоятельство указывает несогласное налегание девонских толщ на докембрийские, кембрийские, ордовикские и нижнесилурийские отложения.

На Салаире пржидольские отложения отсутствуют, и девонские образования трансгрессивно залегают на различных горизонтах силура. В районе г. Гурьевска морские нижнедохковские отложения (сухая и томьзаводская свиты томь-чумышского горизонта) залегают непосредственно на ордовикских (веберовская свита), а в районе с. Ново-Пестерево на кембрийских породах (Бахарев, 1984). Это доказывает, что силурийские толщ на Салаире имеют значительно меньшую площадь распространения, чем девонские. В Кузнецком Алатау и Горной Шории континентальные нижнедевонские отложения ложатся с несогласием на различные горизонты кембрия и ордовика, а в Минусинском прогибе нижнедевонские континентальные отложения залегают на нижнекембрийских и докембрийских толщах. При этом в основании девонского разреза в Кузнецком Алатау, Горной Шории и Минусе залегают эффузивные или эффузивно-осадочные образования.

На Рудном Алтае в большинстве фациальных зон девон начинается с фаунистически доказанных эмских отложений, обычно несогласно залегающих на нерасчлененных кембрийско-ордовикских образованиях (Бахарев и др., 2004). Возможно присутствие там лохковских и пражских отложений (Бахарев и др., 2004). Известные на Рудном Алтае поля выходов силурийских отложений пространственно не связаны с основными выходами девонских образований (Кульков, Козлов, 1978). Силур здесь, в отличие от всех других известных силурийских разрезов Алтае-Саянской складчатой области, имеет вулканогенно-осадочное строение.

В Туве достаточно широко развиты непрерывные пограничные отложения силура и девона в красноцветном, циклически построенном терригенном прибрежно-морском типе разрезов (хондергейская свита). В то же время есть ряд районов, где девон (саглинская свита) ложится на различные горизонты нижнего силура (лландовери - алавелькская или элегестская свиты). В низах девона в Туве и Минусинской впадине фиксируются крупномасштабные излияния вулканитов (см. рис. 4). Возраст начала вулканизма по изотопным данным $407,5 \pm 0,2$ млн. лет (Бабин и др., 2004).

После аккреции Тувино-Монгольского микроконтинента на обширной территории (Горный Алтай, Салаир, Кузнецкий Алатау, Минусинский прогиб) возникли бассейны преимущественно морского осадконакопления. Значительное по площади опускание наблюдается в Уйменско-Лебедской структурно-фациальной зоне Горного Алтая, где девонские отложения (тюлемская и кубойская свиты верхней половины нижнего девона) перекрывают ордовикские образования. В силуре (за исключением небольшой площади распространения точильной свиты, условно относимой к самым низам силура) этот район был областью денудации и поставлял терригенный материал в соседнюю Ануйско-Чуйскую структурно-фациальную зону Горного Алтая, в которой развивался мелководный шельфовый бассейн. В Кузнецком Алатау разрез девона начинается с красноцветных континентальных терригенных отложений с туфовым материалом (крас-

ногорская свита), залегающих с несогласием на ордовикских (тремадокская тайменская свита) и кембрийских отложениях. В Горной Шории нижний девон, представленный вулканогенными и вулканогенно-терригенными образованиями (тельбесская серия), несогласно перекрывает кембрийские и ордовикские отложения.

Таким образом, с границей силура и девона на Салаире, Горном Алтае, в Кузнецком Алатау и Горной Шории связан рубеж резкого увеличения площади палеозойского шельфового морского бассейна на окраине Сибирского континента, по крайней мере, в 1,5–2 раза. На территории Минусинского прогиба фиксируется дифференцированное прогибание (Бабин и др., 2004), приведшее к образованию нескольких депрессионных структур — Южно-Минусинской, Северо-Минусинской, Сыдо-Ербинской и Назаровской впадин. Здесь после продолжительного перерыва (поздний кембрий-силур), во время которого данная территория представляла собой исключительно область денудации, произошли излияния лав (матаракская, имирская и др. свиты), потом стали накапливаться сначала континентальные (шунетская, сисимская и др. свиты), а затем и морские (таштыпская свита) образования.

Площади девонского бассейна на территории Тувы сравнимы с площадями, занимаемыми силурийскими и ордовикскими отложениями. В большинстве районов девон залегает на силуре, и в ряде мест зафиксированы непрерывные переходы между этими системами. В то же время имеется ряд районов, где девон ложится (со слабо выраженными несогласиями) на различные горизонты нижнего силура (лландовери-алавелькская или элегестская свиты). Тувинский террейн после аккреции на рубеже силура и девона не испытал каких-либо широкомасштабных поднятий или погружений по отношению к уровню Мирового океана. Обстановки осадконакопления на этом рубеже не меняются, а очертания Тувинского раннедевонского бассейна остаются такими же, какими они были в позднем силуре. В отличие от силурийского полностью амагматического этапа развития в Туве стал проявляться вулканизм, который одновременно развивался и в Минусинском прогибе.

Фаунистические сообщества в конце силура и самом начале девона в Тувинском бассейне были представлены только ихтиофауной, лингулидами, двустворчатыми моллюсками и остракодами. Исключительно малая часть из них относилась к морским сообществам, а остальные, вероятнее всего, заселяли континентальные пресноводные бассейны. Палеосообщества характеризовались дискретным типом поселений и низкой плотностью популяций. Высокое таксономическое разнообразие было свойственно только рыбным сообществам. Остракодовые сообщества имели среднюю численность таксонов, а двустворки и лингулиды были представлены единичными видами. Аналогичная картина сохранилась и в раннем девоне. Низы девона (лохков, прага) в Туве сложены красноцветными породами, содержащими только флористические остатки (кендейская, саглинская и др. свиты).

13. Граница силура-девона — конец режима пассивной континентальной окраины и начало вулканической деятельности (ранний девон — в Минусе, затем рубеж раннего и среднего девона на Горном Алтае).

Первый этап вулканической деятельности впервые после значительного перерыва на всей территории АССО фиксируется в Минусинской впадине, Западном Саяне, Кузнецком Алатау, Туве и в северо-восточной части Горного Алтая (Чулышманский сектор) (Шокальский и др., 2000). Этот этап был относительно кратковременным: в одних районах он начался в раннем девоне (лохков) (Бабин и др., 2004), а в других — в эмсе (см. рис. 4). В восточных районах Алтае-Саянской складчатой области он окончился в эмсе, а в западных районах этого региона — в эйфеле, проявившись, главным образом, в виде

континентальных излияний. Второй этап вулканической активности, охватившей Салаир, Горный Алтай, Рудный Алтай и Томь-Колыванскую область, начался в позднем эмсе и закончился в конце среднего девона, а в Рудном Алтае в позднем фамене (Шокальский и др., 2000). Это было время морских и наземных извержений.

Возможно, что значительная часть территории Рудного Алтая до начала второго этапа вулканической активности была областью денудации: отложения (корбалихинская толща), условно относимые там к лохкову и праге, охарактеризованы только фитопланктоном и спорами, что позволяет некоторым авторам не исключать их силурийского возраста. С началом вулканического этапа на Рудном Алтае появились морские бассейны терригенно-карбонатного, эффузивно-терригенного, реже эффузивно-кремнисто-терригенного осадконакопления, с единичными рифогенными образованиями (Бахарев и др., 2004).

Надо отметить, что в девоне АССО, как правило, на вулканогенно-осадочной свите залегает свита с крайне ограниченной фаунистической компонентой (единичные таксоны растений, гастропод, следов червей) и с пятнистым характером ее расселения. Только в вышележащей свите встречаются разнообразные группы, связанные друг с другом различными симбиотическими отношениями, т.е. развивается площадная экосистема. После окончания вулканической деятельности проходит длительный период, в течение которого первые пионерские поселения морских организмов успевают развиться в устойчивые фаунистические сообщества. Исключением из этого правила являются биогермные и рифогенные постройки на вулканических дугах, которые могли развиваться без каких-либо «подготовительных перерывов» непосредственно (возможно, и параллельно) после окончания вулканической деятельности, т.е., залегать на вулканогенно-осадочных стратонах и внутри них.

Континентальная биота, появление которой приурочено к границе силура и девона, на самых ранних этапах своего развития была представлена, главным образом, растительными сообществами с низким разнообразием. Такая биота, несомненно, обладала малой продуктивностью, в связи с чем остатки растений в низах девона встречаются повсеместно относительно редко. На этом фоне трудно оценить влияние вулканической деятельности на флористические сообщества. Однако в отношении раннедевонского континентального вулканизма Минусинской впадины можно отметить следующее. Палеоботаники подчеркивают, что на фоне высокой скорости эволюции девонской флоры фиксируется значительное сходство растительных комплексов матаракской, шунетской, арамчакской и тонской свит и их относительное однообразие (Захарова, Ананьев, 1990). При этом наблюдается относительно высокая плотность флористических палеопопуляций при дискретном характере расселения и среднем таксономическом разнообразии.

14. Эмский век — время становления единого морского мелководного шельфового бассейна на территории Горного Алтая, Салаира и Кузнецкого Алатау, с одной стороны, и Тувы, Минусы и Рудного Алтая — с другой.

Предшествующие сценарии истории седиментационных процессов в обеих группах перечисленных регионов, как отмечалось выше, принципиально отличались друг от друга. Синхронизация смены фациальных обстановок и их значительное сходство наступили только после столкновения Тувино-Монгольского микроконтинента и Рудно-Алтайского блока с Сибирским континентом, т.е. после присоединения Тувы и Рудного Алтая к первой группе регионов. На уровне верхней праги — низов эмса в отдельных районах Тувы известны прибрежно-морские пестроцветные и сероцветные отложения (саглинская, барыкская свиты). Такие стратона уже достаточно близки по своему строению к одновозрастным стратонам Горного Алтая (кыракташская свита) и Кузнецкого бассейна (красногорская свита). В них аргиллиты, включающие на нескольких стратиграфичес-

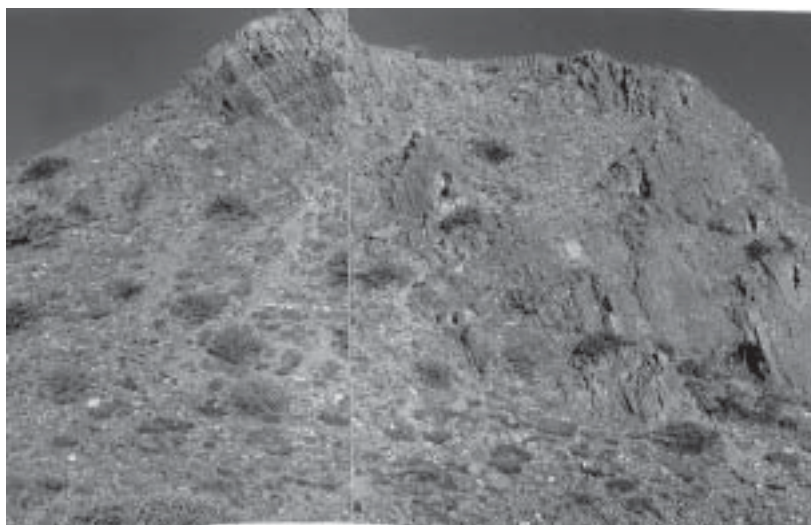


Рис. 9. Региональное эмское событие повсеместного формирования специфических однотипных карбонатных фациальных обстановок (слоистые «таштыпские» известняки) в Минусе, Туве, на Горном и Рудном Алтае и на Салаире (средняя часть разреза «Хам-Дыт» в юго-западной части Тувы).

ких уровнях, вероятно, синхронных для Тувы, Горного Алтая и Кузнецкого бассейна, остатки таксономически близких растений.

Не только континентальные, но и морские биоты приобрели элементы значительного сходства. Наиболее ярким примером может служить широко известный эмский таштыпский карбонатный (во многих районах рифогенный) тип разреза со специфическим богатым фаунистическим комплексом, который включает трилобитов, брахиопод, остракод, гастропод, двустворок, табулят, ругоз, криноидей, конодонтов и другие группы (см. рис. 4, 6, 9). Такой тип разреза известен по всей Туве и в Южно-Минусинской впадине (таштыпский горизонт), на Салаире (беловский и шандинский горизонты), на Горном и Рудном Алтае. В последнее время по новым находкам конодонтов таштыпская свита Тувы относится к верхам нижнего эмса и верхнему эмсу в полном объеме (Изох и др., 2001).

Начиная с конца раннего девона акватории в юго-западных регионах Сибири (Горный Алтай, Салаир, Кузнецкий Алатау, Рудный Алтай, Минусинская впадина, Тува) развиваются по одному сценарию (Елкин, Сенников и др., 1997). В различных участках крупного единого тепловодного окраинного бассейна Сибирского континента, хотя и несколько разномасштабно, но на одних и тех же стратиграфических уровнях проявлялись трансгрессии и регрессии, развивались богатые по численности и таксономическому разнообразию фаунистические сообщества, содержащие много общих элементов.

С эмса в Туве вместо мозаичного распространения фациальных обстановок начал формироваться линейный поясной характер их распределения. Эндемизм тувинских морских фаунистических сообществ, достигавший в ордовике и силуре 70–80% (Кульков и др., 1985), сократился до нескольких процентов.

15. Рассмотренный выше этап вулканических континентальных излияний в западных районах Алтае-Саянской складчатой области окончился в эйфельском веке. С его завершающей фазой связано достаточно масштабное по биопродуктивности развитие наземной растительности. Об этом свидетельствует древнейшее в АССО (начало ранне-

го эйфеля) проявление угленакопления, зафиксированное в прибрежных морских фациях на границе шандинского и мамонтовского горизонтов на Салаире, в районе г. Гурьевска, где обнаружен достаточно мощный (от 0,15 до 1,2 м) прослой угля (Стратотипические разрезы..., 1986). Следует отметить, что в этой части Алтае-Салаирского палеобассейна в зонах рифовых, зарифовых и межрифовых фаций девонские вулканические процессы практически не проявились.

16. На границе серпуховского и башкирского веков на территории АССО и Чарской зоны Казахстана закрылись структуры Палеоазитского океана (см. рис. 4). Для позднего девона – раннего карбона Чарской зоны характерно кремнисто-терригенное и базальтово-кремнисто-терригенное осадконакопление. Выделяемые на этом стратиграфическом уровне урумбаевская, арасанская, андреевская, карабаевская и верачарская свиты могут быть отнесены к глубоководным образованиям, сформировавшимся на ложе океана (Сенников и др., 2003). Последними из известных в Алтае-Саянской складчатой области морских глубоководных (океанических) фаунистических сообществ являются пелагические популяции радиолярий и конодонтов, встреченные в кремнистых породах выше указанных свит в Чарской зоне (Ивата и др., 1994; Iwata et al., 1997). Они имели низкую плотность и среднее таксономическое разнообразие.

Закрытие Палеоазитского океана привело и к отмиранию мелководных шельфовых бассейнов, развивавшихся до этого момента на окраине Сибирского континента. На территории АССО морское осадконакопление завершилось на границе визе и серпухова. До этого события в Алтае-Салаирском палеобассейне на шельфовой окраине Сибирского континента накапливались терригенно-карбонатные (черемшанская свита Горного Алтая, абышевская, подъяковская и верхотомская свиты Кузбасса), реже карбонатные отложения (тайдонская и фоминская свиты Кузбасса). Морская палеобиота была представлена богатыми комплексами как бентосных, так и пелагических групп фауны. Заселение палеоакваторий фаунистическими сообществами было достаточно равномерным. При этом развивался площадной тип расселения многочисленных популяций со средней и высокой их плотностью. Позже на всей территории Алтае-Саянской складчатой области наступил континентальный режим.

Работа проводилась при финансовой поддержке РФФИ (проект 05-05-64674).

Литература

- Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Крук Н.Н. и др. 2004. Возраст заложения Минусинских впадин (Южная Сибирь) // Докл. РАН. Т. 395. № 3. С. 367–370.
- Бахарев Н.К. 1984. Остракоды сухой свиты (нижний девон, Салаир) // Палеонтология и биоэволюция палеозоя Сибири. Новосибирск: Наука. С. 71–79.
- Бахарев Н.К., Сенников Н.В., Елкин Е.А. и др. 2004. Ключевые разрезы девона Рудного Алтая, Салаира и Кузбасса. Новосибирск: Изд-во СО РАН. 103 с.
- Берзин Н.А., Колман Н.Г., Добрецов Н.Л. и др. 1994. Геодинамическая карта западной части Палеоазитского океана // Геология и геофизика. Т. 35. № 7–8. С. 8–28.
- Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М. и др. 1994. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. Т. 35. № 7–8. С. 59–75.
- Добрецов Н.Л. 2003. Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе (Палеоазитский океан) // Геология и геофизика. Т. 44. № 1–2. С. 5–27.
- Елкин Е.А., Сенников Н.В. 1998. Палеогеографические и палеоклиматические обстановки в позднем лландовери на территории Алтае-Саянской области и их геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика, Т. 39. № 8. С. 1150–1153.

- Елкин Е.А., Сенников Н.В., Бахарев Н.К. и др. 1997. Периодичность осадконакопления в силуре и соотношения глобальных геологических событий в среднем палеозое на юго-западной окраине Сибирского континента // Геология и геофизика. Т. 38. № 3. С. 596–607.
- Елкин Е.А., Сенников Н.В., Буслев М.М. и др. 1994. Палеогеографические реконструкции западной части Алтае-Саянской области в ордовике, силуре и девоне и их геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика. Т. 35. № 7–8. С. 118–143.
- Елкин Е.А., Изох Н.Г., Сенников Н.В. и др. 1994. Важнейшие глобальные седиментологические и биологические события в девоне Южного Тянь-Шаня и на юге Западной Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. Т. 2. № 3. С. 24–31.
- Захарова Т.В., Ананьев А.Р. 1990. О стратиграфическом положении быскарской серии девона Минусинского прогиба // Бюлл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. Т. 65. Вып. 2. С. 44–50.
- Зыбин В.А., Сенников Н.В., Ивата К. и др. 2000. Новые данные по микрофауне и геологическому строению полей развития нижнекембрийской кремнисто-карбонатно-терригенной шашкунарской свиты, Горный Алтай // Геология и геофизика. Т. 41. № 4. С. 516–534.
- Ивата К., Ватанабе Т., Акияма М. и др. 1994. Палеозойские микрофоссилии из чарского пояса // Геология и геофизика. Том.35. № 7–8. С. 145–151.
- Изох Н.Г., Сенников Н.В., Елкин Е.А. и др. 2001. Находка полигнатид (конодонты) в таштыпской свите эмса (нижний девон) Тувы // Эволюция жизни на Земле. Томск: Изд-во научно-технич. лит-ры. С. 175–176.
- Изох Н.Г., Сенников Н.В., Обут О.Т. 2005. Находка на Горном Алтае нового уровня в зональной ордовикской конодонтовой шкале Алтае-Саянской складчатой области // Эволюция жизни на Земле. Материалы III Межд. симпозиума. Томск: Изд-во Томск. ун-та. С. 125–127.
- Кульков Н.П., Владимирская Е.В., Рыбкина Н.Л. 1985. Брахиоподы и биостратиграфия верхнего ордовика и силура Тувы. М.: Наука. 208 с.
- Кульков Н.П., Козлов М.С. 1978. О стратиграфии и брахиоподах силура Рудного Алтая // Фауна и биостратиграфия верхнего ордовика и силура Алтае-Саянской складчатой области. М.: Наука. С. 57–84.
- Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. 1993. Центральнo-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. № 3. С. 3–32.
- Петрунина З.Е., Сенников Н.В., Ермиков В.Д. и др. 1984. Стратиграфия и фауна нижнего ордовика Горного Алтая. М.: Наука. 124 с.
- Преображенский Б.В. 1986. Современные рифы. М.: Наука. 244 с.
- Сенников Н.В. 1996. Граптолиты палеозоя Средней Сибири (систематика, филогения, биохронология, биологическая природа, палеозоогеография). Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ. 225 с.
- Сенников Н.В. 1998. Проявления глобального ордовикско-силурийского биотического кризиса в граптолитовых сообществах Средней Сибири // Геология и геофизика. Т. 39. № 5. С. 557–567.
- Сенников Н.В., Елкин Е.А., Изох Н.Г., Клец А.Г. 2000. Ордовикский молассовый комплекс юго-западной части Западного Саяна (манчурекская свита) // Геология и геофизика. Т. 41. № 1. С. 35–49.
- Сенников Н.В., Казанский А.Ю., Ермиков В.Д. и др. 2000. Сравнительный анализ седиментационных, палеозоогеографических и палеомагнитных данных по ордовика и силуру Алтая и Тувы // 300 лет горно-геологической службе России: история горнорудного дела, геологическое строение и полезные ископаемые Алтая. Барнаул: Изд-во Алтайского ун-та. С. 195–200.
- Сенников Н.В., Обут О.Т. 2002. Тестирование зональной последовательности по хитинозоям на базе граптолитовых зон (ордовик, Горный Алтай и Московская синеклиза) // Новости палеонтологии и стратиграфии. Вып. 5. С. 51–63.
- Сенников Н.В., Петрунина З.Е. 2000. Седиментационные особенности и биостратиграфическое положение нижне-среднеордовикских стратонов Северо-Востока Алтая // 300 лет горно-геологической службе России: история горнорудного дела, геологическое строение и полезные ископаемые Алтая. Барнаул: Изд-во Алтайского ун-та. С. 189–194.

- Сенников Н.В., Петрунина З.Е., Гладких Л.А. 2001. Лито- и биостратиграфическое расчленение ашгилла центральной части Горного Алтая. Актуальные вопросы геологии и минералогии юга Сибири: Материалы научно-практической конференции. Новосибирск. Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ. С.135–144.
- Сенников Н.В., Хлебникова Т.В., Алексеенко А.А. и др. 2000. Находка рода *Paraglossograptus* (граптолиты) в тарлыкской свите среднего ордовика Тувы (юг Западной Сибири) // Новости палеонтологии и стратиграфии. Вып. 2–3. С. 182–187.
- Стратотипические разрезы нижнего и среднего девона Салаира. Теленгитский надгоризонт: терригенно-карбонатные фации. 1986. Новосибирск: Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР. 143 с.
- Шенгер А.М., Натальин Б.А., Буртман В.С. 1994. Тектоническая эволюция Алтаид // Геология и геофизика. Т. 35. № 7–8. С. 41–58.
- Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Борисов С.М. 2000. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН. Фил. «Гео». 188 с.
- Фанерозой Сибири. 1984. Том. 1. Венд, палеозой. Новосибирск: Наука. 190 с.
- Iwata K., Obut O.T., Buslov M.M. 1997. Devonian and Lower Carboniferous radiolarians from the Chara Ophiolite Belt, East Kazakhstan // News Osaka Micropaleontol. Spec. Vol. 10. P. 27–31.
- Yolkin E.A., Izokh N.G. 1999. Rates of evolution in Emsian (Early Devonian) conodonts and trilobite lineages // Bull. Soc. Paleontol. Ital. Vol. 37. No. 2–3. P. 335–338.