

Федеральное агентство по недропользованию
Федеральное государственное унитарное предприятие
«Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского»

Труды ВСЕГЕИ

Новая серия

Том 356

Т. Ю. ТОЛМАЧЕВА

**БИОСТРАТИГРАФИЯ И БИОГЕОГРАФИЯ
КОНОДОНТОВ ОРДОВИКА
ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ
ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА**



Издательство ВСЕГЕИ
Санкт-Петербург • 2014

УДК 551.8.07:57.07.63 конодонты(51)
ББК 28.1; 28.085
Т 52

Научный редактор
доктор геолого-минералогических наук,
профессор *А.С. Алексеев*

Рецензент
доктор геолого-минералогических наук,
член-корреспондент РАН *К.Е. Дегтярёв*

Толмачева Т.Ю.
Биостратиграфия и биогеография конодонтов ордовика западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса / науч. ред. А.С. Алексеев. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2014. — 264 с.: ил. (Труды ВСЕГЕИ. Новая серия. Том 356).

ISBN 9785-93761-218-2

Обобщены результаты изучения конодонтов из ордовикских отложений Казахстана и Северной Киргизии. Установлен таксономический состав ранее малоизученной фауны из широкого спектра фаций от мелководных и прибрежных обстановок до глубоководных отложений пелагиали. Предложены биостратиграфические шкалы по конодонтам для кремнистых относительно глубоководных и карбонатных мелководных фаций. Проанализированы современные подходы к биогеографическому районированию ордовикских конодонтов. Океаническая биогеографическая область типизирована конодонтовой фауной из кремнистых пелагических отложений Казахстана. Районирование мелководноморских неритовых фаун Казахстана и Северной Киргизии позволило установить их биогеографическое сходство с фаунами Восточной Гондваны (Южный и Северный Китай, Австралия, Тарим). Находки фекальных пеллет конодонтов из кремнистых разрезов позднего кембрия и раннего ордовика позволили уточнить мультиэлементные составы конодонтовых аппаратов. Пеллеты являются свидетельством существования в пелагиали древних океанов развитых гетеротрофных сообществ и указывают на трофические связи конодонтов с мелкими пелагическими членистоногими.

Для широкого круга специалистов, интересующихся фауной ордовикского времени, стратиграфией ордовика Центральной Азии, вопросами био- и палеогеографии, палеобиологии древних экосистем.

Издание осуществлено при финансовой поддержке
Российского фонда фундаментальных исследований по проекту № 14-05-07027,
не подлежит продаже



ISBN 9785-93761-218-2

© Т.Ю. Толмачева, 2014
© Федеральное государственное унитарное предприятие
«Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского», 2014

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	5
Геологическое строение изученных толщ и характеристика конодонтовых комплексов палеозойд западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (Казахстан и Северная Киргизия)	7
Кремнисто-терригенные и кремнисто-вулканогенные комплексы	8
Ерментау-Бурултасская подзона Ерментау-Чуилийской зоны (Южный Казахстан)	10
Кипчакский (Джалаир-Найманский) район Ерментау-Чуилийской зоны (Юго-Западный Казахстан)	23
Аксу-Ирадырский район Ерментау-Чуилийской зоны (Северный Казахстан)	26
Бошекуль-Торткудукский район (северо-восток Центрального Казахстана)	29
Карбонатные, терригенно-карбонатные и кремнисто-карбонатные комплексы	33
Чингиз-Тарбагатайская зона (Восточный Казахстан)	—
Урумбайский район Селеты-Сюгатинской подзоны (Северный Казахстан)	48
Хребет Кендыктас (Южный Казахстан)	49
Текелийский район Джунгарского Алатау (Восточный Казахстан)	51
Чу-Илийские горы (Юго-Западный Казахстан)	53
Кипчакский (Джалаир-Найманский) район (Юго-Западный Казахстан)	54
Западная часть Киргизского хребта (Северная Киргизия)	57
Биостратиграфическое расчленение по конодонтам ордовика западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса	61
Биостратиграфическая шкала глубоководных отложений	66
Биостратиграфическая шкала мелководных отложений	73
Биогеографическое районирование западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса по конодонтам и палеогеографические реконструкции	79
Океаническая биогеографическая область	86
Мелководная (неритовая) биогеографическая область	92
Биогеографическое районирование западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса	93
Палеогеография палеозойд Казахстана	100
Характер ордовикских океанов и биоразнообразие конодонтов	103
Кремнистые пелагические отложения Казахстана	105
Разнообразие конодонтов западной части Казахстана и Северной Киргизии	107
Палеоэкология конодонтов, их образ жизни и трофические взаимоотношения	114
Классификация и система обозначений конодонтов	121
Систематические описания конодонтов	126
Род <i>Acodus</i> Pander, 1856	—
Род <i>Anodontus</i> Stouge et Bagnoli, 1988	129
Род <i>Ansella</i> Fåhræus et Hunter, 1985	—
Род <i>Appalachignathus</i> Bergström, Carnes, Ethington, Votaw et Wigley, 1974	131
Род <i>Aurilobodus</i> Xiang, F. Zhang, 1983	132

Род <i>Chiganodus</i> Tolmacheva gen. nov.	133
Род <i>Colaptoconus</i> Kennedy, 1994	134
Род <i>Cornuodus</i> Fähræus, 1966.	135
Род <i>Costiconus</i> Rasmussen, 2001	136
Род <i>Cruxodus</i> Tolmacheva gen. nov.	137
Род <i>Decoriconus</i> Cooper, 1975	138
Род <i>Erraticodon</i> Dzik, 1978	—
Род <i>Fahraeusodus</i> Stouge et Bagnoli, 1988	140
Род <i>Histiodela</i> Harris, 1962	142
Род <i>Juanognathus</i> Serpagli, 1974	146
Род <i>Kallidontus</i> Pyle et Barnes, 2002	147
Род <i>Lundodus</i> Bagnoli et Stouge, 1997	149
Род <i>Naimanodus</i> Tolmacheva, 2013.	150
Род <i>Oelandodus</i> van Wamel, 1974	151
Род <i>Oepikodus</i> Lindström, 1955	—
Род <i>Paracordylodus</i> Lindström, 1955	152
Род <i>Parapanderodus</i> Stouge, 1984	154
Род <i>Periodon</i> Hadding, 1913.	155
Род <i>Prioniodus</i> Pander, 1856.	157
Род <i>Protoprioniodus</i> McTavish, 1973	158
Род <i>Scabbardella</i> Orchard, 1980.	159
Род <i>Scolopodus</i> Pander, 1856	160
Род <i>Spinodus</i> Dzik, 1976.	162
Род <i>Triangulodus</i> van Wamel, 1974	163
Gen. indet. sp. 1	164
Заключение.	165
Литература	167
Приложение 1. Распределение конодонтов в изученных разрезах и местонахождениях	183
Приложение 2. Фототаблицы с конодонтами и другой фауной и объяснения к ним	190
Приложение 3. Фотоизображения текстурных и структурных особенностей изученных разрезов и местонахождений с фауной.	258

ПРЕДИСЛОВИЕ

Конодонты — это вымершая группа организмов спорного систематического положения [Aldridge, Briggs, 2009; Turner et al., 2010], значение которой для биостратиграфического расчленения и корреляции палеозойских, в том числе ордовикских отложений является общепризнанным. Однако, несмотря на видимость высокого уровня изученности этой группы фауны в ордовике, сведения по ее распространению и таксономической характеристике во многих регионах мира до сих пор остаются фрагментарными. В частности, вплоть до настоящего времени были исключительно слабо изучены конодонты из ордовикских толщ палеозойской западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Впервые конодонты в кремнистых породах Казахстана были обнаружены в середине 1970-х годов Н.М. Гридиной [Гридина, Машкова, 1977]. Позднее они были найдены почти во всех кремнистых толщах региона, что позволило принципиально изменить представления о геологическом строении кремнисто-терригенных и кремнисто-вулканогенных комплексов [Новиков и др., 1978; Герасимова и др., 1984; Двойченко, Абаимова, 1986; Курковская, 1985; Жилкайдаров, 1991; Дубинина и др., 1996а; Никитин и др., 1999; Обут и др., 2006]. Однако в целом конодонты рассматривались только как инструмент для определения возраста породы [Гридина, Машкова, 1977; Курковская, 1985; Дубинина и др., 1996а; Никитин, 2002], и только несколько работ было посвящено описанию конодонтовых фаун и анализу их стратиграфического распространения [Двойченко, Абаимова, 1986; Курковская, 1985; Zhylykaidarov, 1998; Tolmacheva et al., 2004]. Во многом редкость таксономических исследований конодонтов в кремнистых отложениях связана с технической сложностью выделения их из кремней и, следовательно, с невозможностью корректного определения и описания таксонов.

Сведения о конодонтах из карбонатных отложений Казахстана буквально единичны, а их таксономические описания приведены только для одного разреза (горы Малый Каратау), охватывающего интервал от верхов верхнего

кембрия до верхов флоского яруса нижнего ордовика [Дубинина, 2000]. В других публикациях присутствуют либо отдельные изображения конодонтов [Барсков и др., 1983], либо списки обнаруженных форм [Решения ... , 1991]. Кроме того, конодонты в карбонатных отложениях Казахстана исключительно редки; многочисленные попытки извлечения их из известняков показали, что в тепловодных, преимущественно водорослевых карбонатах региона они либо отсутствуют, либо обнаруживаются в небольших количествах, недостаточных для полноценного описания таксономического состава комплексов. Незучеными до последнего времени оставались ордовикские конодонты Киргизии; сведения о них ограничивались только списками в единичных публикациях [Дегтярёв и др., 2012].

Надо отметить, что данные по конодонтам из других регионов также крайне неоднородны. Наиболее хорошо изучены конодонты северо-западной и западной части Восточно-Европейской платформы, Северной Америки и ее складчатого обрамления. Конодонты здесь привлекали внимание начиная с момента их открытия Христианом Пандером в 1856 г. [Hinde, 1879; Branson, Mehl, 1933; Stauffer, 1935; Mound, 1968; Nowlan, 1983; Stouge, 1984; Bauer, 1987, 2010]. Значительно позднее началось изучение конодонтов на Сибирской платформе [Абаимова, 1975; Москаленко, 1973], в Китае [An et al., 1985; An, 1987], Аргентине [Serpagli, 1974], Северной Европе [Lamont, Lindstrom, 1957; Knupfer, 1967; Serpagli, 1967], Австралии [McTavish, 1973]. Только недавно стало известно о конодонтах ордовика Антарктиды [Buggisch et al., 1992], Северо-Востока России [Тарабукин, 2006] и Тимано-Печорской провинции [Мельников, 1999]. Однако только в немногих странах конодонты могут считаться относительно полно изученными, среди них Швеция, Эстония, Великобритания и Шотландия, где выходы ордовика ограничены, а конодонты описаны даже из терригенных и кремнистых отложений [Armstrong et al., 2001]. Среди наиболее слабоизученных остаются ордовикские конодонты Ирана, Антарктиды, Северо-Востока

России, Средней Азии, Аляски, Таймыра, островов Арктики.

При этом конодонты ордовикского периода занимают особое место в эволюции указанной группы фауны. Ордовик был временем самого начала развития конодонтов, временем резкого увеличения их биоразнообразия, которое обеспечивалось быстрой и единовременной эволюцией элементов в аппаратах. Результатом этого является специфика таксономии конодонтов данного возраста, заключающаяся в многовариантности мультиэлементного состава аппаратов, многообразии форм и моновидовом составе многих родов. Быстрой эволюции и высокому разнообразию конодонтов способствовали особенности ордовикского периода — высокая раздробленность континентов при высоком стоянии вод и развитие обширных мелководных шельфовых бассейнов.

Составы конодонтовых комплексов являются базовой основой для любого рода дальнейших построений, в том числе биостратиграфических, биогеографических и биофациальных. На них в свою очередь основываются реконструкции палеогеографии и условий среды геологического прошлого. Однако все попытки таких глобальных построений по конодонтам для ордовикского периода предпринимались только в 70–80-х годах прошлого века [Bergstrom, et al., 1972; Sweet, Bergstrom, 1984], в настоящее время такие обобщения отсутствуют, несмотря на большой объем накопленных знаний о разных палеобассейнах. Это во многом связано с недостаточностью и недостоверностью фактических данных по составу ордовикских конодонтовых комплексов во многих регионах мира. Вплоть до недавнего времени были значительно более полно охарактеризованы конодонты из карбонатных отложений шельфов, тогда как состав фаун, населявших пелагиаль глубоководных бассейнов, был практически неизвестен.

Данная работа является обобщением полученной на настоящее время информации о конодонтах из ордовикских отложений на территории Казахстана и Северной Киргизии. Описываются конодонтовые фауны из широкого спектра фаций — от мелководных карбонатных отложений до глубоководных толщ пелагиали открытых морских бассейнов. Благодаря конодонтам удалось уточнить, а в ряде случаев полностью изменить представление о геологическом строении и эволюции сближенных в настоящее время комплек-

сов, которые были сформированы в различных палеотектонических обстановках Казахстанского палеобассейна. Предложенные биостратиграфические шкалы по конодонтам из мелководных и глубоководных отложений являются основой для определения возраста и корреляции разнофациальных литостратиграфических подразделений. Сравнение таксономического состава конодонтовых комплексов Казахстана и Северной Киргизии с фаунами других регионов позволяет выдвинуть предположения о биогеографическом сходстве этих регионов, и о взаимном расположении древних платформенных и морских палеобассейнов. Одним из наиболее важных результатов исследований является описание конодонтов из кремнистых, кремнисто-терригенных и кремнисто-вулканогенных толщ, в том числе входящих в состав офиолитовых и островодужных комплексов. В маломощных существенно биогенных кремнистых разрезах, сформированных в глубоководных обстановках абиссальных равнин, фиксируются закономерности осадконакопления, которые являются документальным отображением климатических изменений в ордовике. Кремнистые отложения позволяют типизировать конодонтовую пелагическую фауну открытых, в том числе океанических бассейнов, а кроме того, содержат уникальные объекты — фекальные пеллеты, состоящие из конодонтовых элементов и остатков других организмов. Фекальные пеллеты не только являются свидетельством трофических взаимоотношений в древних пелагических экосистемах, но и позволяют уточнить состав и строение конодонтовых аппаратов, на которых базируется систематика ордовикских конодонтов.

Эта работа стала возможной только благодаря всем тем, кто оказывал постоянную помощь и содействие в полевых работах на территории Казахстана и Киргизии. Автор глубоко признателен сотрудникам ГИН РАН К. Е. Дегтярёву, А. В. Рязанцеву, А. А. Третьякову, а также К. Н. Шатагину (ИГЕМ РАН), О. И. Никитиной (Геологический ин-т им. К. И. Сатпаева, г. Алматы), Л. Е. Попову (Национальный музей Уэльса, г. Кардифф, Великобритания), Л. Е. Холмеру (Университет, г. Уппсала, Швеция).

Работы по теме диссертации проводились при финансовой поддержке грантов РФФИ 02-05-64775-а, 05-05-64832-а, 12-05-00844-а и 13-04-00629-а.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ИЗУЧЕННЫХ ТОЛЩ И ХАРАКТЕРИСТИКА КОНОДОНТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ПАЛЕОЗОИД ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА (КАЗАХСТАН И СЕВЕРНАЯ КИРГИЗИЯ)

Ордовикские образования западной части Центрально-Азиатского пояса участвуют в строении тектонически сближенных, сложно построенных комплексов островных дуг и микроконтинентов, разделенных офиолитовыми зонами. Они представлены породами очень широкого спектра фациальных обстановок — от мелководных карбонатных отложений прибрежной зоны до глубоководных кремнистых отложений абиссальных равнин. Для каждого типа отложений характерны свои особенности и типы сохранности содержащихся в них конодонтовых комплексов. Конодонты в биогенных, как правило, полупрозрачных и прозрачных кремнях конденсированных толщ исключительно многочисленны на некоторых стратиграфических уровнях и хорошо видны непосредственно в породе. Конодонтовые элементы в массовом количестве могут встречаться также и в кремнистых алевролитах и яшмах, однако определение конодонтов на поверхностях напластования и сколах непрозрачных пород достаточно проблематично. В кремнистых породах первичный фосфатный состав конодонтовых элементов очень редко сохраняется; чаще конодонтовые элементы представлены в виде пустотелых отпечатков, которые вторично заполнены кремнеземом или окислами железа. В карбонатных породах Казахстана и Северной Киргизии, как правило, фосфатный материал конодонтов сохраняется, но их содержание очень незначительно. Только в исключительных случаях из известняков удается выделить представительные коллекции конодонтов.

Для выделения конодонтов из карбонатов применялись традиционные способы дезинтеграции породы 12–15% уксусной или муравьиной кислотой с использованием отработанной кислоты (с предыдущих циклов растворения) в качестве буферного раствора [Сергеева, Машкова, 1972; Mawson, 1987]. Отситованные фракции высушен-

ного остатка (1,0–0,068 мм) были обработаны тяжелой жидкостью (бромформом).

Химическое выделение конодонтов из кремнистых пород на практике используется исключительно редко [Zhylkaidarov, 1998; Обут и др., 2006], так как требует хорошей лабораторной базы для работы с плавиковой (фтороводородной) кислотой и применимо только к хорошо сохранившимся элементам фосфатного состава. В связи с этим в кремнистых и терригенных породах Казахстана конодонты традиционно изучались и изучаются на сколах и поверхностях напластования, реже на параллельно им ориентированных спилах пород [Двойченко, Абаимова, 1986]. Однако такой способ изучения конодонтов дает только ограниченное представление о морфологии элементов, поскольку их невозможно наблюдать в объеме. Степень диагностичности видов различна и напрямую связана с морфологическими особенностями конодонтовых элементов разных таксонов. Наиболее легко распознаются конодонты со стержневыми S элементами, такие как *Paracordylodus gracilis*, *Oepikodus evae* и представители рода *Periodon*. Также легко определяются платформенные элементы видов рода *Pygodus*. Эти виды выявляются даже при единичных находках и всегда присутствуют в списках конодонтов из кремнистых местонахождений соответствующего возраста. Например, для верхнего ордовика Казахстана диагностичными видами являются *Periodon grandis* и *Hamarodus europaeus*. Конические элементы с простой морфологией, например *Scabardella altipes*, более сложны для определения и могут быть перепутаны с рядом других видов. Кроме того, из кремнистых пород сложно получить представительные по количеству элементов коллекции конодонтов, необходимые для описания полного таксономического состава комплексов. В результате точная диагностика в кремнях возможна только для

доминирующих таксонов; редкие виды либо не распознаются, либо идентифицируются неуверенно.

Для изучения конодонтов, которые невозможно извлечь из породы, изготавливались ориентированные тонкие пластины или шлифы. Эта трудоемкая работа позволила решить сразу несколько задач, в том числе и утилитарную проблему хранения объемных коллекций каменного материала. В шлифах конодонтов можно видеть с двух сторон, что необходимо для точного определения вида. Достаточно качественное изображение конодонтовых элементов из кремней можно получить фотографируя их в проходящем или в отраженном свете через предметное стекло в шлифах. Кроме того, только в шлифах можно наблюдать состав и структуру группировок конодонтовых элементов и ранние онтогенетические стадии конодонтовых элементов.

Надо отметить, что изготовление стандартных шлифов вслепую из массы породы не дает положительных результатов при незначительном содержании конодонтовых элементов в породе. Стандартные шлифы 2×2 см, но более толстые, чем петрографические, изготавливались только в случае массового содержания конодонтов в породе для получения статистически достоверного материала по возрастной структуре конодонтовых комплексов.

В большинстве же случаев препараты были приготовлены целенаправленно из обнаруженно-конодонтового элемента или группировок элементов. При этом небольшой кусочек (3–5 мм) откалывался или отпиливался от плитки или куска кремнистой породы, пришлифовывался вручную до хорошей видимости объекта, приклеивался канадским бальзамом на предметное стекло и был пришлифован вручную с противоположной стороны. Покровные стекла не использовались.

Однако в нескольких кремнистых разрезах удалось обнаружить уровни с конодонтами с сохранившимся фосфатным веществом. Такие кремни были обнаружены в трех разрезах бурубайтальской свиты (гор Котнак, Раковая горка и Баритовый карьер) Юго-Западного Прибалхашья (Ерментау-Бурултаская подзона) и в ержанской свите Бошекуль-Майкаинской зоны. Конодонты из этих местонахождений были выделены с использованием плавиковой кислоты. Это позволило идентифицировать те конодонты, которые ранее было невозможно определить в породе и, таким образом, получить более полное представление о таксономическом составе конодонтовых комплексов в кремнистых фациях.

КРЕМНИСТО-ТЕРРИГЕННЫЕ И КРЕМНИСТО-ВУЛКАНОГЕННЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Кремнистые, кремнисто-вулканогенные и терригенно-кремнистые комплексы присутствуют во многих структурно-формационных зонах Казахстана, где они включены в состав сложно дислоцированных комплексов, сформировавшихся в океанических и окраинных бассейнах, на склонах и у подножий островодужных сооружений, а также в рифтогенных структурах.

Несмотря на то, что конодонтов так же, как лингулит и граптолитов, можно обнаружить и в терригенных отложениях, но только в кремнистых породах они встречаются в массовых количествах, позволяющих относительно легко и точно определять возраст кремней и ассоциирующих с ними вулканитов и обломочных пород.

Однако при общем обилии конодонтов в кремнистых породах, какие-либо детальные биостратиграфические построения долгое время были невозможны, так как при обычно относительно хорошей обнаженности кремнистые отложения исключительно редко формируют непрерывные протяженные разрезы. Чаще всего кремни обнажаются в элювиальных высыпках небольшой мощности, что позволяет определить таксономический состав конодонтовых комплексов и возраст отложений в конкретной точке. Прослеживание последовательных конодонтовых зон и определение их мощности при такой сохранности разрезов невозможно [Курковская, 1985]. Кроме того, для фрагментов непрерывных кремнистых последовательностей, образующих положительные формы рельефа, часто характерно сильное вторичное окремнение, разрушающие находящиеся в кремнях конодонтовые элементы. В таких разрезах конодонты почти всегда отсутствуют. Известен целый ряд таких разрезов, одним из которых является стратотип бурубайтальской свиты на берегу Балхаша южнее пос. Чиганак в Юго-Западном Прибалхашье, охарактеризованный только единичными конодонтами плохой сохранности [Чу-Илийский ... , 1980].

За все годы изучения кремнисто-терригенных и кремнисто-вулканогенных комплексов в Казахстане было найдено только около десятка разрезов (рис. 1), в которых конодонты можно искать послойно, аналогично тому, как изучается эта группа фауны в карбонатных толщах [Дубинина, 2000; Zhilkaidarov, 1998; Tolmacheva et al., 2001, 2004].

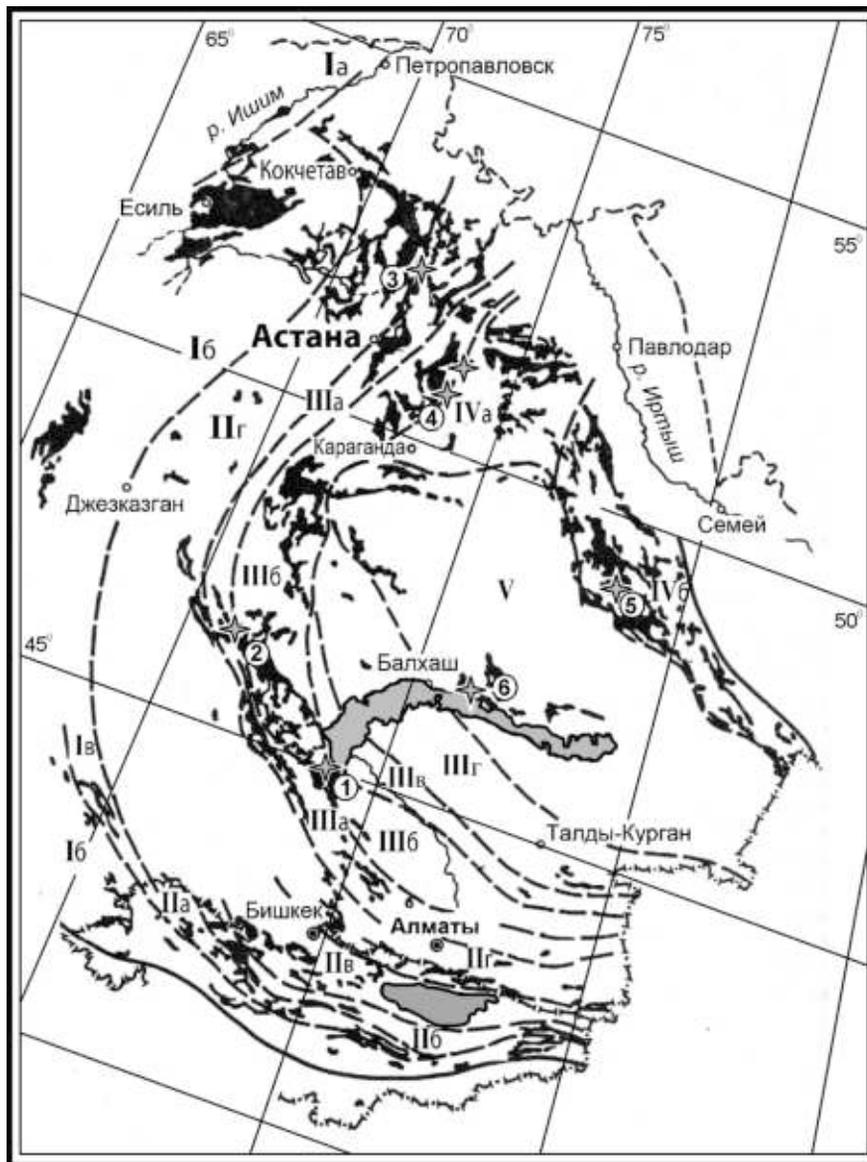


Рис. 1. Схема районирования ордовика палеозой Казахстана и Киргизии [Решения ... , 1991] и местонахождение изученных кремнистых разрезов. Черным цветом отмечены выходы ордовикских отложений, римскими цифрами – структурно-тектонические зоны, арабскими – местонахождения разрезов

1 – Бурунтауский район, Юго-Западное Прибалхашье Южного Казахстана (бурубайтальская свита); 2 – Кипчакский (Джалаир-Найманский) район, Северная Бетпак-Дала, Центральный Казахстан (кушекинская свита); 3 – Аксу-Ирадырский район (ирадырская и ишкеольмеская свиты) Северного Казахстана; 4 – Бошекуль-Торткудукский район северо-востока Центрального Казахстана (ержанская свита); 5 – Акчатауский район, Юго-Западное Предчингизье, Восточный Казахстан (ушкызыльская свита); 6 – Северное Прибалхашье, Центральный Казахстан (казыкская свита).

I–V – структурно-тектонические зоны (I – Ишим-Каратау-Нарынская зона; Ia – Марьевская подзона, Ib – Ишим-Сарыджазская подзона, Iv – Малокаратау-Таласская подзона; II – Степняк-Бетпак-Дала-Северо-Тяньшанская зона: IIa – Сусамыро-Долонская подзона, IIб – Макбало-Бурханская подзона, IIв – Кепташ-Джумгальская подзона, IIг – Степняк-Зайилийская подзона; III – Ерментау-Чуилийская зона: IIIa – Селеты-Сюгатинская подзона, IIIб – Ерментау-Бурултаская подзона, IIIв – Мынарал-Южно-Джунгарская подзона, IIIг – Моинты-Текелийская подзона; IV – Чингиз-Тарбагатайская зона: IVa – Бошекуль-Майкаинская подзона, IVб – Алкамерген-Тарбагатайская подзона; V – Джунгаро-Балхашская зона

Наиболее хорошо изучены непрерывные разрезы кремнистых отложений бурубайтальской свиты в Бурунтауском районе Юго-Западного Прибалхашья, акдымской серии в горах Ерментау, ержанской свиты в Бошекуль-Торткудукском районе, ушкызыльской свиты в Юго-Западном Предчингизье, казыкской свиты в северном Прибалхашье, ирадырской и ишкеольмесской свит в Аксу-Ирадырский районе.

ЕРМЕНТАУ-БУРУЛТАССКАЯ ПОДЗОНА ЕРМЕНТАУ-ЧУИЛИЙСКОЙ ЗОНЫ (ЮЖНЫЙ КАЗАХСТАН)

Кремнисто-терригенные толщи являются типичным компонентом комплексов Ерментау-Бурултасской подзоны, протягивающихся в северо-западном направлении почти на 300 км от юго-западного окончания оз. Балхаш [Цай и др., 2001; Никитин, 2002]. В юго-восточной части этого региона кремнистые породы входят в состав бурубайтальской и майкульской свит [Толмачева и др., 1974; Цай и др., 2001; Никитин, 2002].

При выделении этих свит в бурубайтальскую свиту были включены слоистые и полосчатые кремни с прослоями кремнистых алевролитов и аргиллитов и кремнеобломочных песчаников [Толмачева и др., 1974]. Майкульская свита в отличие от бурубайтальской считалась более терригенной; к ней были отнесены серовато-зеленые

и темно-серые песчаники и алевролиты, конгломераты и ассоциирующие с ними пласты красных, буроватых, зеленых, светло-серых и черных кремней.

В конце 70-х годов в кремнях этих свит были обнаружены конодонты, при этом в бурубайтальской свите были найдены раннеордовикские, а в майкульской среднеордовикские конодонты [Чу-Илийский ... , 1980]. Значительно позднее был изучен непрерывный разрез маломощной толщи кремней, охватывающей интервал от верхнего кембрия до середины среднего ордовика, что позволило предположить, что по крайней мере бурубайтальская свита сложена только конденсированными кремнистыми осадками, а терригенные породы в поле развития кремней относятся к майкульской свите [Tolmacheva et al., 2001, 2004]. Некоторые исследователи в майкульскую свиту помимо терригенных пород включают кремни, одновозрастные кремням бурубайтальской свиты [Роров et al., 2009]. В рамках этой концепции майкульская свита была интерпретирована как отложения подводных течений и турбидитов, а бурубайтальская свита как одновозрастные отложения абиссального плато [Роров et al., 2009]. Однако детальное изучение разрезов показало, что майкульская свита согласно перекрывает бурубайтальскую и сложена терригенными породами с линзами и прослоями кремней, содержащих конодонтов позднего дарривилия и раннего сандбия. С геодинамической точки зрения кремнистые бурубайтальская и кремнисто-терригенная майкульская свиты относятся к отложениям континентального склона и подножия пассивной континентальной окраины [Толмачева и др., 2014].

Строение бурубайтальской свиты, а также характерные для нее конодонтовые комплексы были детально изучены в нескольких разрезах. В 1997 г. были описаны два наращивающие друг друга разреза Памятника природы – разрез 9706 и ранее обнаруженный разрез 89101 [Tolmacheva et al., 2001, 2004] (рис. 2, 5). Наиболее полный разрез свиты был позднее вскрыт в разрабатываемом на бариты карьере, расположенном в 20 км на запад от пос. Чиганак. Данные по этому разрезу, как и разрезу Раковой горки, расположенной в непосредственной близости от Памятника природы, и разрезам в горах Котнак приводятся впервые.

Разрез бурубайтальской свиты Баритовый карьер является самым полным и непрерывным разрезом в карьере баритового месторождения Чиганак. Был вскрыт в 2004 г., когда началась активная разработка карьера и была зачищена стенка, пер-

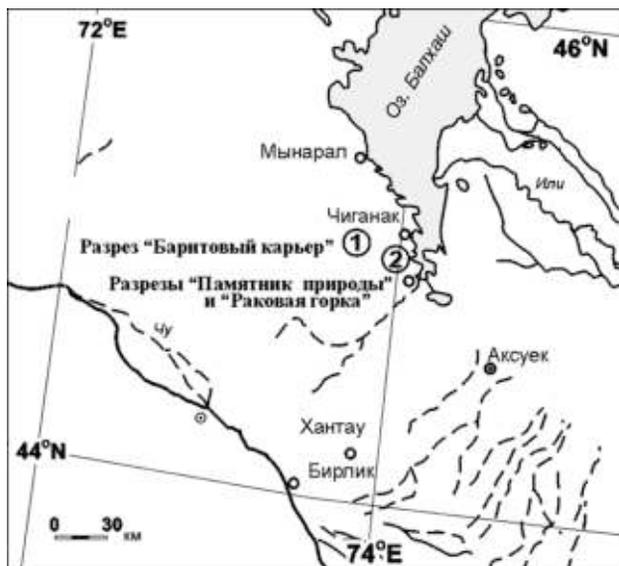


Рис. 2. Схема местонахождения изученных разрезов бурубайтальской свиты

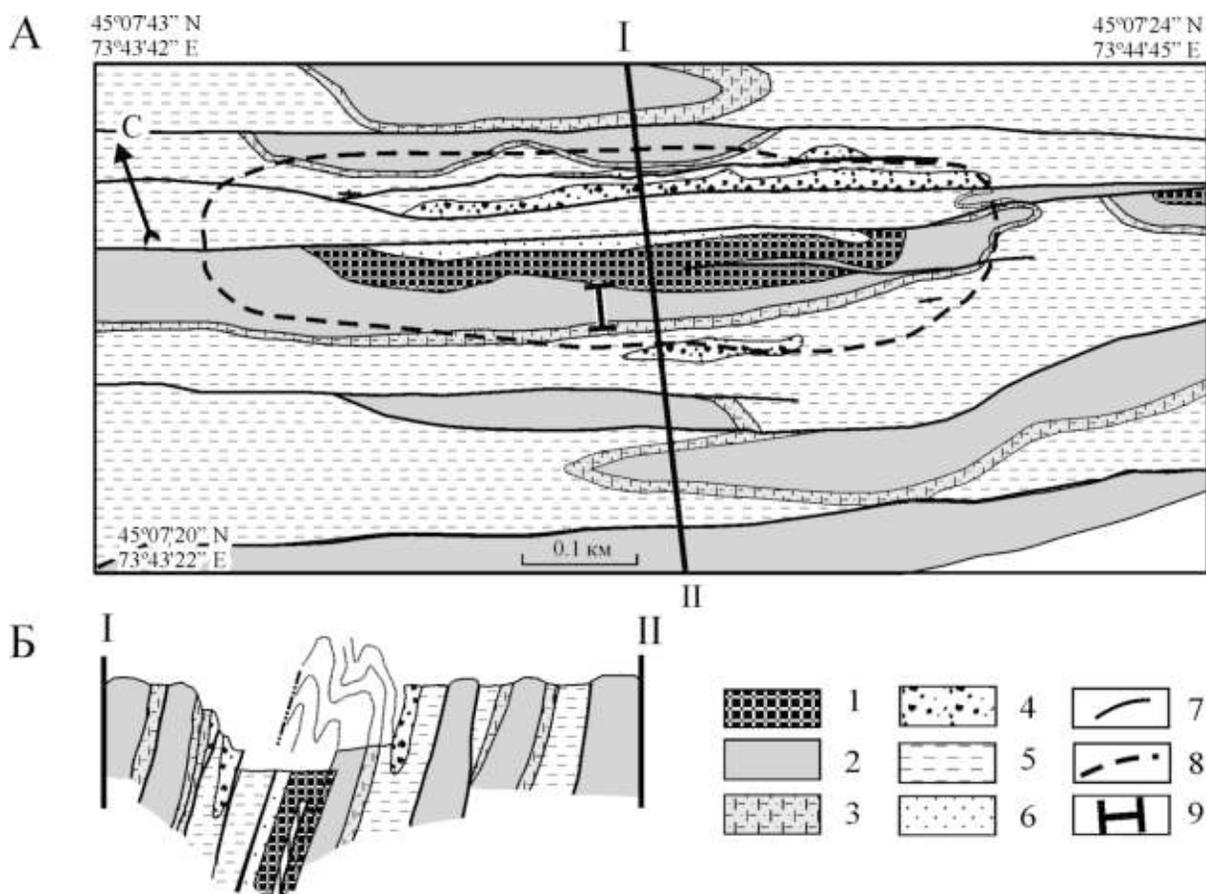


Рис. 3. Геологическая схема (А) и разрез (Б) Баритового карьера (по данным А. В. Рязанцева, О. И. Никитиной и автора)

1 – барит; 2 – белые, желтые и серые кремни; 3 – красные и железистые яшмы; 4 – конгломераты и крупнозернистые песчаники с олистоплаками кремней; 5 – полимиктовые песчаники и алевролиты; 6 – зеленые песчаники с конкрециями барита и рассеянным пиритом; 7 – разломы; 8 – территория карьера; 9 – описанный разрез

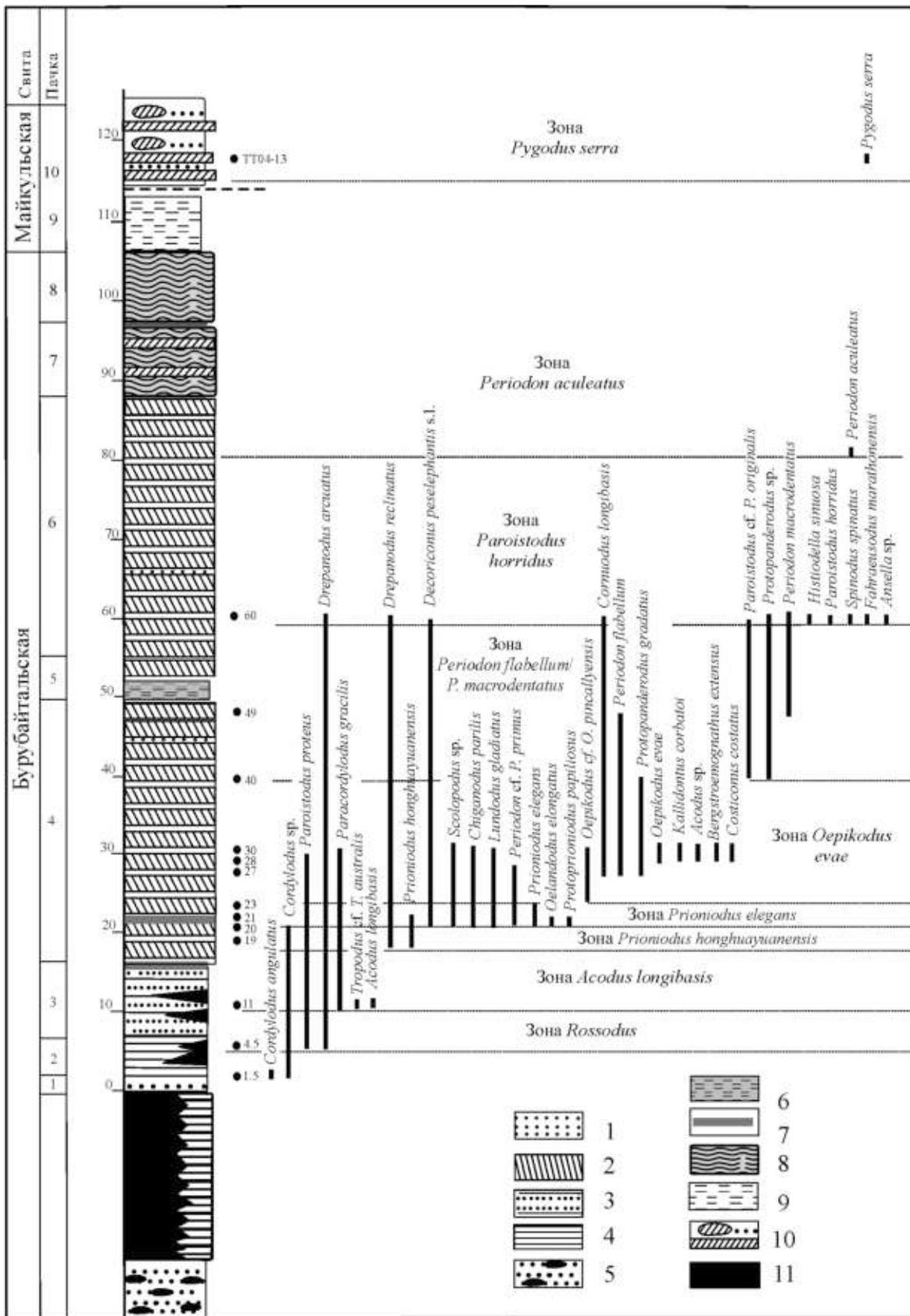
пендикулярная основной линзе барита. Позднее разрез был разрушен при расширении карьера. Отдельные небольшие участки последовательно были изучены и опробованы позднее.

В западной стенке карьера обнажена субвертикально залегающая и тектонически ненарушенная кремнистая толща мощностью 110 м (45°07'28" с. ш., 73°44'12" в. д.) (рис. 3, 4). С севера к кремнистой толще в видимом согласном залегании примыкает мощный (20–25 м) пласт светло-серых баритов. В зоне контакта с баритами кремни буро-зеленоватого цвета, глинистые, сильно рассланцованы и филлитизированы.

Непосредственно на баритах залегает пласт мощностью 1,5 м, состоящий из переслаивающихся тонкоплитчатых светло-зеленых кремнистых и глинистых сланцев, алевролитов, кремнеобломочных песчаников с прослоями и желваками

черных фосфоритов. Все поверхности напластования белого и серого цветов каолинизированы. В 0,5 м от основания на поверхностях кремней найдены элементы *Cordylodus angulatus*. На верхнем ярусе карьера непосредственно на баритах залегают черные кремнеобломочные (фосфоритовые) песчаники с более молодым комплексом конодонтов, в котором доминируют элементы *Paracordylodus gracilis*. В отвалах карьера найдены блоки с ритмичным переслаиванием черных кремней и баритов. Последние образуют прослои мощностью от нескольких миллиметров до десятков сантиметров. В черных полупрозрачных кремнях, которые насыщены микрокристаллическим пиритом, найдены редкие мелкие прото- и паракондонты позднего кембрия и самого раннего ордовика. Вероятно, накопление баритовых залежей в районе карьера не было постоянным,

Ордовикская			Средний			Система		
Кембрийская	Верхний	Нижний	Данинский	Дарвинильский	Огдел			
Батырбайский	Тремандокский	Флюсний	Данинский	Дарвинильский	Ярус			



а приостанавливалось и снова возобновлялось на протяжении достаточно длительного времени от позднего кембрия вплоть до начала флоского времени раннего ордовика.

В 0,5 м выше кремнистых и глинистых сланцев залегают тонкоплитчатые (до 1 см) светло-серые и зеленовато-серые кремни (пачка 2) мощностью 3–4 м, переслаивающиеся с тонкоплитчатыми кремнеобломочными песчаниками и светло-серыми и белыми аргиллитами. Все поверхности коалинитизированы. Редкие конодонты встречаются только на поверхностях напластования.

Третья пачка мощностью 6 м сложена тонкоплитчатыми светло-серыми и зеленовато-серыми кремнями с многочисленными прослоями кремнеобломочных песчаников. В верхах пачки появляются прослой бурых кремнистых алевролитов. Все плитки кремней с глинистыми примазками на поверхностях напластования, на которых присутствуют многочисленные конодонты. Вместе с *Paracordylodus gracilis* здесь встречаются конические элементы *Acodus longibasis*, *Acodus* sp. А и др.

Четвертая пачка мощностью 33 м сложена темно-серыми, серыми, черными тонко- и среднеплитчатыми (1–10 см) полосчатыми кремнями, реже встречаются зеленоцветные и красные разности. Заметными становятся следы радиолярий, часто встречаются спикулы губок. Наблюдаются тонкие частые прослой кремнеобломочных песчаников, алевролитов, кремнисто-глинистых сланцев, часто с белесыми поверхностями напластования, на которых встречаются конодонты. Кремни из нижней части пачки были растворены; из них был выделен богатый и таксономически разнообразный комплекс конодонтов с преобладанием элементов *Paracordylodus gracilis* и *Prioniodus honghuayuanensis*. Из средней части пачки был получен комплекс конодонтов зоны *Oepikodus evae* флоского яруса, из верхней – зоны

Periodon flabellum / *P. macrodentatus* дапинского яруса (рис. 4).

Пятая пачка сложена средне- и толстоплитчатыми (5–30 см) темно-серыми кремнями с прослоями сургучных и красных яшм и пропластками алевролитов бурого и зелено-серого цвета. Мощность пачки 4 м.

Для тонко- и среднеплитчатых (по 5–7 см) темно-серых и черных кремней пачки 6 мощностью 35 м характерны мелкобугристые поверхности напластования с пропластками кремнистого алевролита и аргиллита серого, зеленого и красного цвета. Растворением из нижней части этой пачки был получен таксономически разнообразный комплекс с конодонтами нижней части даривильского яруса (рис. 4; прил. 1, табл. 1).

В пачке 7 мощностью 9–10 м объединены среднеплитчатые темно-серые и черные кремни с частыми линзовидными прослоями (по 2–3 см) зеленых, бурых глинистых сланцев, табачно-зеленых кремнистых аргиллитов, с неровной, волнистой слоистостью и крупно-бугристыми поверхностями напластования.

Выше залегают красно-коричневые, сургучные кремни, яшмы-радиоляриты с прослоями красноцветных кремнистых аргиллитов, алевролитов, алевропесчаников. Мощность этой пачки 7–8 м.

Пачка 9 представлена темно-коричневыми, темно-красными, темно-серыми до черных кремнистыми аргиллитами, алевропелитами, кремнеобломочными песчаниками и ожелезненными и углистыми сильно рассланцованными кремнями. В разрезе карьера верхняя часть этой пачки разрушена, и обнажаются только ее нижние 8–10 м.

Перекрывающие отложения (пачка 10), которые отнесены к майкульской свите среднего – низов верхнего ордовика, вскрыты на верхних ярусах карьера и надстраивают описанный разрез. Толща представлена красноцветными и зеленоватыми глинистыми алевролитами, полимиктовыми палевыми и красными песчаниками, аргиллитами с линзами и олистоплаками кремней и кремнеобломочных брекчий. Линзы серых и розовато-серых кремней достигают мощности 10 м. В прослоях кремней были найдены редкие элементы *Pygodus serra*. Мощность видимой части пачки 10 в карьере составляет около 50 м.

Разрез в баритовом карьере сильно отличается от других изученных местонахождений кремнистых пород особенностями сохранности конодонтов. В отличие от других разрезов массовое количество конодонтов концентрируется здесь на поверхностях напластования отдельных

Рис. 4. Разрез бурубайтальской свиты Баритовый карьер. Отложения, подстилающие кремнистый разрез, показаны вне масштаба

1 – кремнеобломочные песчаники с кремнистым матриксом; 2 – серые, зеленовато-серые и розово-серые кремни, прозрачные и полупрозрачные; 3 – кремнеобломочные песчаники с терригенным матриксом; 4 – слоистые кремни, переслаивающиеся с песчаниками и аргиллитами; 5 – песчаники с желваками черных фосфоритов и пиритовой минерализацией; 6 – красные алевролиты и аргиллиты; 7 – красные плитчатые кремни с неровными поверхностями напластования; 8 – черные и серые алевролиты и песчаники; 9 – терригенные породы майкульской свиты; 10 – непрозрачные серые и черные кремни, темно-серые кремнистые алевролиты; 11 – барит

слоев в глинистом коалинитизированном или глинистом матриксе. Внутри кремней отдельные элементы конодонтов встречаются значительно реже, но иногда их массовые количества присутствуют в тонких прослоях кремнеобломочного песчаника.

В разрезе карьера все конодонты встречаются в разобщенном состоянии, т. е. здесь полностью отсутствуют природные фекальные группировки элементов, встречающиеся в нижней части бурубайтальской свиты в других разрезах. Вне изученного разреза в стенках и отвалах карьера встречаются блоки массивных серых кремней, которые отсутствуют в основном разрезе, но по содержащимся в них конодонтам одновозрастные его стратиграфическому интервалу. Конодонты в них равномерно и хаотически распределены в прозрачной породе, тогда как плоскости напластования остаются практически пустыми. Такая ярко выраженная латеральная неоднородность, как в типах кремней, так и характере накопления конодонтов в карьере связана с близостью баритовых тел, сформированных в результате работы гидротермальных источников на дне.

Другой особенностью толщи баритового карьера является хорошая сохранность первичного фосфатного материала конодонтовых элементов, что дало возможность выделить элементы из нескольких стратиграфических уровней этого местонахождения химическим путем. Однако в большей части разреза определение видов и прослеживание их распространения проводилось путем просматривания плиток кремней под бинокляром. Конодонты были выделены из проб с 20, 28в, 30, 40 и 60 м разреза. Ряд промежуточных проб, взятых с 4,5, 27 и 45 м оказались непродуктивными; конодонты там либо не обнаружены, либо найдены в недостаточных количествах (рис. 4; прил. 1, табл. 1).

В целом в комплексы содержат от 9 до 13 видов, причем на некоторых уровнях наблюдается сильное численное преобладание одного какого-либо таксона. Часть комплексов является равновесной — в них доминируют 3–4 таксона. Так на 20 метре разреза около 30% составляют элементы *Prioniodus honghuayuanensis*, 25% *Paracordylodus gracilis*, 15% *Prioniodus elegans*, и менее чем по 10% приходится на другие виды.

На 40 метре до 85% комплекса составляют элементы *Periodon flabellum* и *P. macrodentatus*. На 60 метре количество элементов *P. macrodentatus* составляет не более 50%. Кремни в верхней части пачки 6 разреза и в вышележащих отложениях практически непрозрачны; там были обнаружены единичные элементы, позволившие только определить возраст породы.

Изучение разреза показало, что толщина мощностью 110 м охватывает непрерывную последовательность конодонтовых зон стратиграфического интервала от зоны *Cordylodus angulatus* верхней части тремадокского яруса нижнего ордовика до зоны *Pugodus serra* середины дарривильского яруса среднего ордовика.

Разрезы бурубайтальской свиты Памятник природы. Разрезы 89101 и 9706 расположены в 26 км на юго-восток от Баритового карьера и в 5 км к западу от берега оз. Балхаш (рис. 5). Залегающая практически вертикально толща кремней здесь обнажается в поперечном логе субширотной гряды, сложенной преимущественно кремнистыми породами бурубайтальской свиты. В целом разрез охватывает стратиграфический интервал от верхнего кембрия до зоны *Paroistodus horridus* среднего ордовика, но в нем из-за скрытого несогласия выпадают верхи флоского и дапинского ярусов. Кроме того, верхнекембрийская и тремадокская часть разреза сильно перекристаллизована и практически не содержит конодонтов. В ней встречаются только отдельные редкие конические элементы, не позволяющие охарактеризовать фауну этого стратиграфического интервала. В связи с этим нижняя часть толщи была описана и изучена в этой же гряде, но в 300 м на восток в разрезе 89101, который содержит значительно больше конодонтов и в меньшей степени окварцован.

Разрез 89101 (45°02'11" с. ш., 73°55'40,1" в. д.) общей мощностью 58 м расположен в нижней части гряды по хорошо обнаженному поперечному логу. Разрез был обнаружен и изучен в 1989 г. [Попов, Tolmacheva, 1995; Tolmacheva et al., 2001]. В 2010 г. его палеонтологическая характеристика была дополнена новыми данными.

В основании гряды в отдельных блоках, тектонически разобщенных с основным разрезом, находится высыпка полупрозрачных черных и темно-серых кремней (пачка 1) с большим количеством распыленного органического материала и мелких прото- и параконодонтов, которые часто сформированы в кластеры. Элементы эуконодонтов не встречены.

Выше по склону гряды, через зону дробления, обнажается пачка 2 (с 0 по 6 м) тонкоплитчатых и слоистых кремней, преимущественно сургучной или темно-красной окраски, непрозрачных, с очень редкими прослоями полупрозрачных темно-красных, розовых и желтоватых разностей (рис. 6). Сургучные яшмы образуют более мощные пласты, в центральной части которых наблюдаются прослои черных углистых фтанитов. В полупрозрачных разностях нижней части пачки встречается много мелких параконодонтов,

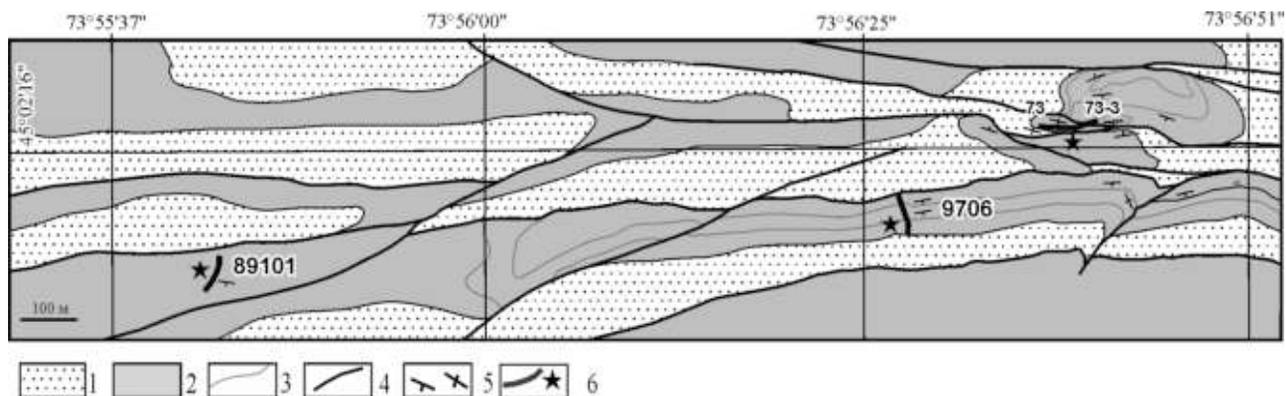


Рис. 5. Схема геологического строения участка разрезов Раковая гора (от т. н. 73 до т. н. 73-3) и Памятник природы (разрезы 89101 и 9706) (по данным А. В. Рязанцева, О. И. Никитиной и автора)

1 – майкульская свита, кремнеобломочные конгломерато-брекчии и песчаники с олистоплаками кремней, полимиктовые песчаники, туффиты; 2 – бурубайтальская свита, кремни, фтаниты, яшмы, кремнеобломочные породы; 3 – структурные линии, маркирующие границы разновозрастных пачек; 4 – тектонические контакты; 5 – элементы залегания; 6 – изученные разрезы

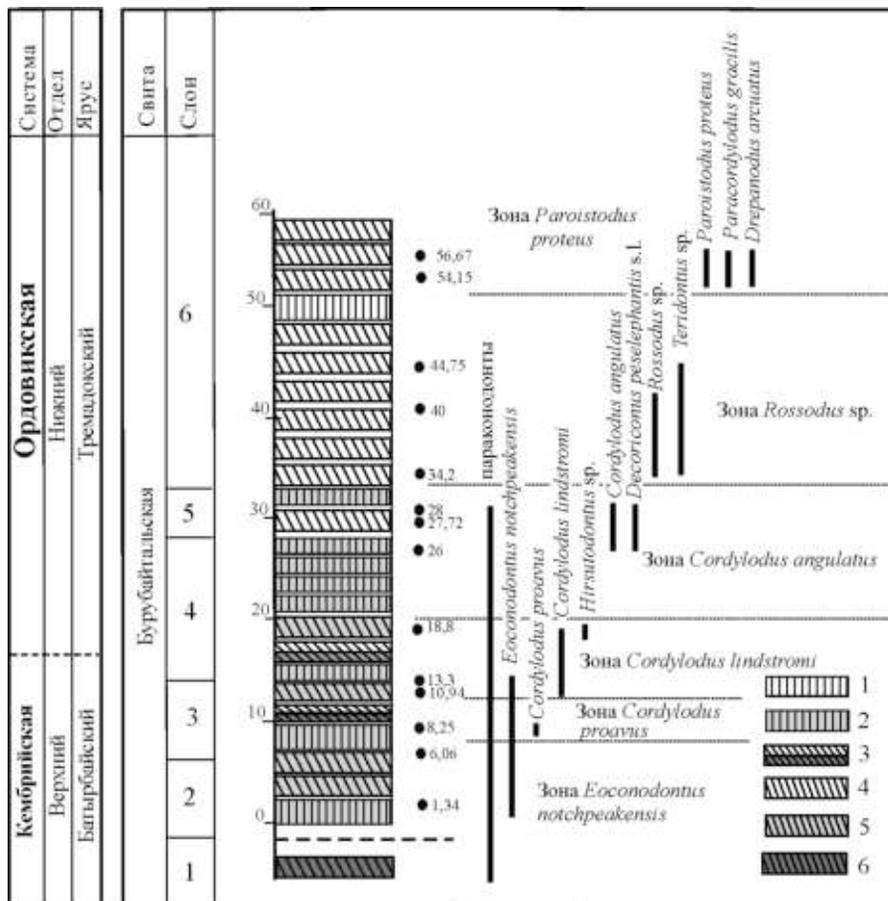


Рис. 6. Разрез бурубайтальской свиты Памятник природы – 89101

1 – белые и светло-непрозрачные кремни; 2 – красные непрозрачные кремни и яшмы; 3 – переслаи вание черных углистых и белых кремней; 4 – красные прозрачные и полупрозрачные кремни; 5 – серые и белые полупрозрачные кремни; 6 – черные кремни

в том числе и сгруппированных в кластеры, и *Eoconodontus notchpeakensis*.

Пачка 3 (от 6 до 13 м) объединяет кремни, сходные с нижележащей пачкой, но с преобладанием тонкослоистых розовых полупрозрачных разновидностей. Конодонтов много почти во всех пластах этой части разреза. Помимо параконодонтов и *E. notchpeakensis* в средней части пачки появляются элементы видов *Cordylodus andresi* и *Cordylodus proavus*. В верхах обнаружены относительно многочисленные *Cordylodus lindstromi*.

Темно-красные, глинистые, тонкоплитчатые с алевритистыми поверхностями напластования кремни выделены в пачку 4 (от 13 до 27 м). Так как эта пачка сложена непрозрачными кремнями, конодонтов в ней удалось обнаружить только на нескольких стратиграфических уровнях. В том числе здесь был найден единственный экземпляр *Hirsutodontus* sp.

Пачка 5 (от 27 до 33 м) сложена желтовато-серыми, розовыми тонкослоистыми кремнями с глинистыми поверхностями напластования. По всему объему пачки встречается большое количество мелких элементов *Decoriconus peselephantis* s.l. и более редкие *Cordylodus angulatus*. Пачка образует уступ в русле лога, а ее верхняя часть бронируется массивным пластом красных непрозрачных и сильно окварцованных яшм.

Завершает разрез пачка 6 (от 3 до 10 м), сложенная мощными относительно монотонными среднеплитчатыми серо-розовыми, серыми и светло-серыми кремнями. Некоторые прослои более глинистые и относительно непрозрачные, тогда как часть кремней полупрозрачная с редкими коническими конодонтами, среди которых встречаются элементы *Rossodus* sp. и *Teridontus* sp. Обнаружены редкие группировки элементов. В верхних слоях разреза найдены единичные *Paracordylodus gracilis*, *Drepanodus arcuatus* и *Paristodus proteus*.

В целом разрез мощностью 60 м охватывает интервал от зоны *Eoconodontus notchpeakensis* верхнего кембрия до зоны *Acodus longibasis* верхней части тремадокского яруса нижнего ордовика. Однако конодонтовая фауна была полностью охарактеризована только на двух стратиграфических уровнях — от 8 до 13 и от 27 до 28 м разреза (рис. 6), где конодонты достаточно многочисленны, а высокая прозрачность кремней позволяет видеть элементы, находящиеся в теле породы. Все конодонты представлены пустотелыми отпечатками и изучались в шлифах и сколах кремней. От 8 до 13 м разреза в кремнях доминируют элементы параконодонтов верхнего кембрия, тогда как эуконодонты исключительно редки. В интервале от 27 до 28 м разреза комплекс конодонтов

верхней части зоны *Cordylodus angulatus* на 99% состоит из элементов *Decoriconus peselephantis* s.l., которые при этом исключительно многочисленны. На 1 см² поверхности породы приходится не менее десятка элементов, все из которых находятся на разных стадиях роста. Обилие ювенильных форм конодонтов на этом стратиграфическом уровне, а также относительно большое количество группировок элементов (фекальных pellets) свидетельствуют об отсутствии сортировки осадка, а значит о приближении данного тафоценоза к палеопопуляции.

Разрез 9706 (45°02'11" с. ш., 73°56'273" в. д.) (рис. 7) начинается с толщи тонко- и среднеплитчатых (от 5 мм до 10–15 см) кремней и яшм контрастно-полосчатых от светло-серых, темно-серых и черных до розовых и ярко красных с тонкими прослоями алевролитов и кремнистых сланцев (пачка 1 от –40 до –13 м). Кремни вне зависимости от цвета — прозрачные и полупрозрачные с редкими конодонтами и раздробленными створками кариокаринид, многочисленными на некоторых уровнях разреза. В основном встречаются прото- и параконодонты и только в верхах пачки появляются конуса неопределимых в теле породы эуконодонтов.

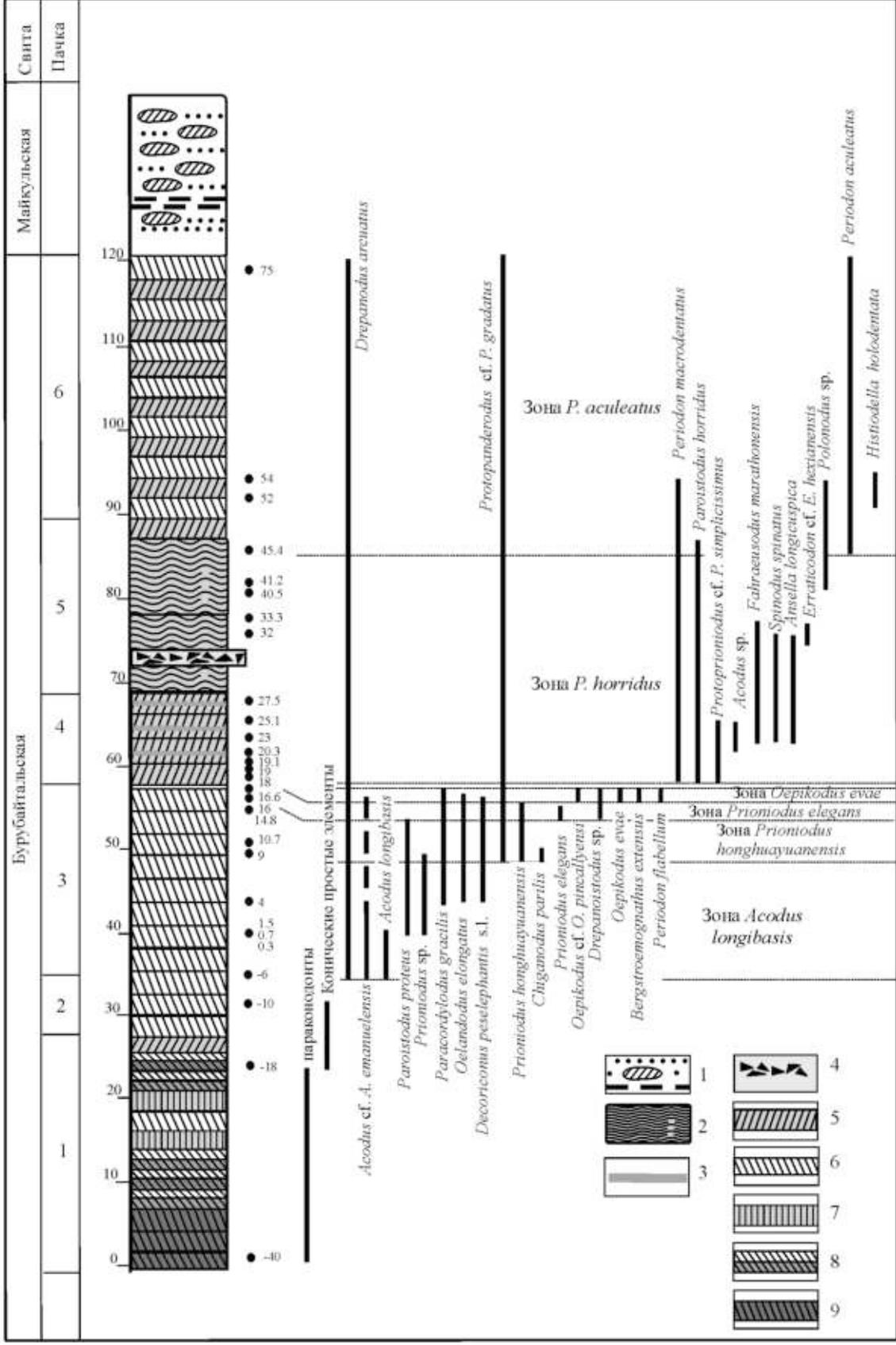
Пачка 2 (от –13 до –6 м) сложена тонкоплитчатыми темно-серыми до белых кремнями с призматической кремнистых алевролитов по плоскостям напластования. Конодонты исключительно редки; среди параконодонтов и конических эуконодонтов определены элементы *Drepanodus arcuatus*. Мощность пачки 4 м.

Пачка 3 мощностью около 25 м (от –6 до 18 м) сложена переслаиванием красных, желтовато-серых и розовых кремней, от тонко- до толстоплитчатых, с гладкими, глинистыми поверхностями напластования. Во всех слоях встречаются конодонты, послыйный отбор которых выявил последовательность нескольких конодонтовых зон, включая самую нижнюю часть зоны *Oepikodus evae*, распознаваемую по появлению номинального таксона в верхнем слое этой пачки. Помимо разобщенных конодонтовых элементов часто

Рис. 7. Разрез бурубайтальской свиты Памятник природы — 9706

1 — алевролиты, песчаники с глыбами кремней (майкульская свита); 2 — красные кремни с неровными поверхностями напластования; 3 — красные алевролиты и аргиллиты; 4 — кремнеобломочная брекчия; 5 — красные прозрачные и полупрозрачные кремни; 6 — серые и желтые полупрозрачные кремни; 7 — красные непрозрачные кремни; 8 — переслаивание черных углистых и белых кремней; 9 — черные полупрозрачные кремни

Ордовикская			Система
Кембрийская	Верхний	Средний	Отдел
Ботарбайский	Тремловский	Дарринильский	Ярус



встречаются и их группировки фекальной природы, а также раздробленные створки кариокариид. В серых кремнях были обнаружены фрагменты рабдоплеурид (*Rhabdopleurida*).

Пачка 4 мощностью 10 м (от 18 до 28 м) сложена светло- и темно-красными до вишневыми, слоистыми, средне- и толстоплитчатыми кремнями. Плитки кремней разделяются тонкими прослоями (до 0,5 см) кремнистых алевролитов. Кремни содержат таксономически разнообразный комплекс конодонтов, в котором доминирующим видом является *Periodon macrodentatus*, элементы которого образуют до 80% всего комплекса. Кроме него присутствуют элементы *Pariostodus horridus*. Таким образом, в разрезе не представлены отложения верхней части флоского и дапинского ярусов. При этом явный тектонический контакт или седиментационный перерыв в разрезе отсутствует, параллельно залегающие хорошо обнаженные слои разделены только трехсантиметровым задернованным интервалом.

Пачка 5 (от 28 до 49 м) сложена темно-красными, местами кирпичными разноплитчатыми глинистыми кремнями с неровными волнистыми и бугорчатыми поверхностями напластования. В нижней части пачки находится мощный прослой (35 см) кремнеобломочных брекчий с кремнисто-глинистым цементом. Ярко выраженная бугорчатость поверхностей напластования, вероятно, вызвана перемешиванием осадка при отжигании воды из захороненных нижележащих слоев. Вертикальные трубчатые структуры подчеркиваются глинистым материалом, который с поверхности напластования слоев проникает в их внутренние части. Конодонты в этой деформированной части разреза редки и плохо обнаруживаются из-за слабой прозрачности кремней.

Пачка 6 (от 49 до 78 м) объединяет красные и серые разноплитчатые кремни с относительно ровными поверхностями напластования. В этом интервале разреза кремни преимущественно глинистые непрозрачные, только с редкими полупрозрачными прослоями. Конодонты многочисленны только на нескольких стратиграфических уровнях в нижней части пачки.

Серые кремнистые алевролиты и аргиллиты с линзами и глыбами серых полупрозрачных кремней относятся к вышележащей майкульской свите, которая в этом разрезе перекрывает бурубайтальскую свиту с тектоническим контактом. В глыбах конодонты исключительно редки; встречаются только редкие элементы *Periodon aculeatus*.

В целом кремнистый разрез бурубайтальской свиты мощностью 120 м охватывает интервал от верхнего кембрия до середины среднего ордовика (дарривильский ярус, зона *Periodon aculeatus*).

Терригенные породы появляются и начинают преобладать в изученном разрезе примерно на том же стратиграфическом уровне, что и в разрезе баритового карьера. Мощности конодонтовых зон в обоих разрезах, находящихся на расстоянии примерно 20 км, сопоставимы.

Однако в отличие от разреза в баритовом карьере на разрезе Памятник природы алевролиты и аргиллиты, переслаивающие кремни, сильно окремнены и преобразованы в глинисто-кремнистые корки на поверхностях напластования кремней. О вторичном окремнении толщи свидетельствует и плохая сохранность конодонтов, которые присутствуют только в виде отпечатков на поверхностях напластования и пустотелых элементов в породе. Поскольку конодонтов из данного разреза было невозможно выделить из породы, они изучались только в сколах кремней и шлифах [Tolmacheva et al., 2004], при этом уверенно документировались только доминирующие и часто встречающиеся виды. Кроме того, данный разрез принципиально отличается от баритового карьера тем, что здесь достаточно многочисленны природные группировки конодонтовых элементов в интервале от –6 до 16 м разреза. В баритовом карьере все конодонтовые элементы находятся в разобленном состоянии.

Разрез бурубайтальской свиты Раковая горка.

Находится на вершине небольшого холма, расположенного 150 м севернее гряды с разрезами Памятник природы, и отделенного от нее тектоническим контактом. Выходы кремней здесь были обнаружены недавно, когда поисковой канавой была вскрыта баритовая линза и обнажены ее соотношения с основной кремнистой толщей. В непрерывной последовательности здесь прослеживается только верхняя флоско-дапинская часть разреза, тогда как отложения тремадокского яруса сильно дислоцированы и плохо обнажены. Биостратиграфическая последовательность конодонтов в нижней части разреза устанавливается только по высыпкам характерных кремней.

Самая нижняя часть разреза (пачка 1) сложена черными и темно-серыми полупрозрачными кремнями с большим количеством мелких прото- и параконодонтовых элементов. К пачке 2 отнесены желтые и розоватые полупрозрачные кремни с многочисленными параконодонтовыми и простыми эуконодонтовыми элементами, среди которых хорошо распознаются только *Decoriconus peselephantis* s.l. Здесь же встречается высыпка слоистых кремней с тонким переслаиванием (от 0,5 до 2–3 см) углито-черных непрозрачных прослоев и серых или желтовато-серых полупрозрачных разностей. В черных прослоях в большом количе-

стве встречаются окремненные конуса свернутых створок кариокаринид, которые и дали название этому разрезу (прил. 3, рис. 4). В желтых и серых прослоях встречаются редкие параконодонты и элементы *Decoriconus peselephantis* s.l.

Сходные по разновидностям кремней высыпки и небольшие по 20–50 см коренные выходы желтовато-серых и полосчатых черно-серых разновидностей отнесены к пачке 3. Во фтанитах, которые преобладают в этой пачке, встречаются многочисленные граптолиты, в темно-серых кремнях – остракоды или кариокариниды. Интересно, что вместе в одних и тех же слоях кремней обе группы членистоногих не встречаются. Светлые, полупрозрачные кремни в пределах данной пачки содержат конодонтов двух

стратиграфических интервалов. Это комплекс зоны *Acodus longibasis* с видом-индексом зоны, с элементами *Paracordylodus gracilis*, *Drepanodus arcuatus* и *Acodus longibasis*. Вместе с этими видами встречаются кариокариниды и остракоды. В высыпках выше по разрезу встречаются граптолиты рода *Didymograptus* и редкие *Paracordylodus gracilis*, *Drepanodus arcuatus* и *Paroistodus proteus* (рис. 8). Флоский возраст этих кремней подтверждается только граптолитами.

Выше, практически вплотную к коренным выходам описанной пачки, примыкает линза барита мощностью 35 см, которая по ходу канавы через два метра выклинивается. Линза с тектоническим контактом согласно перекрывается фрагментом (пачка 4) непрерывного разреза кремней мощностью

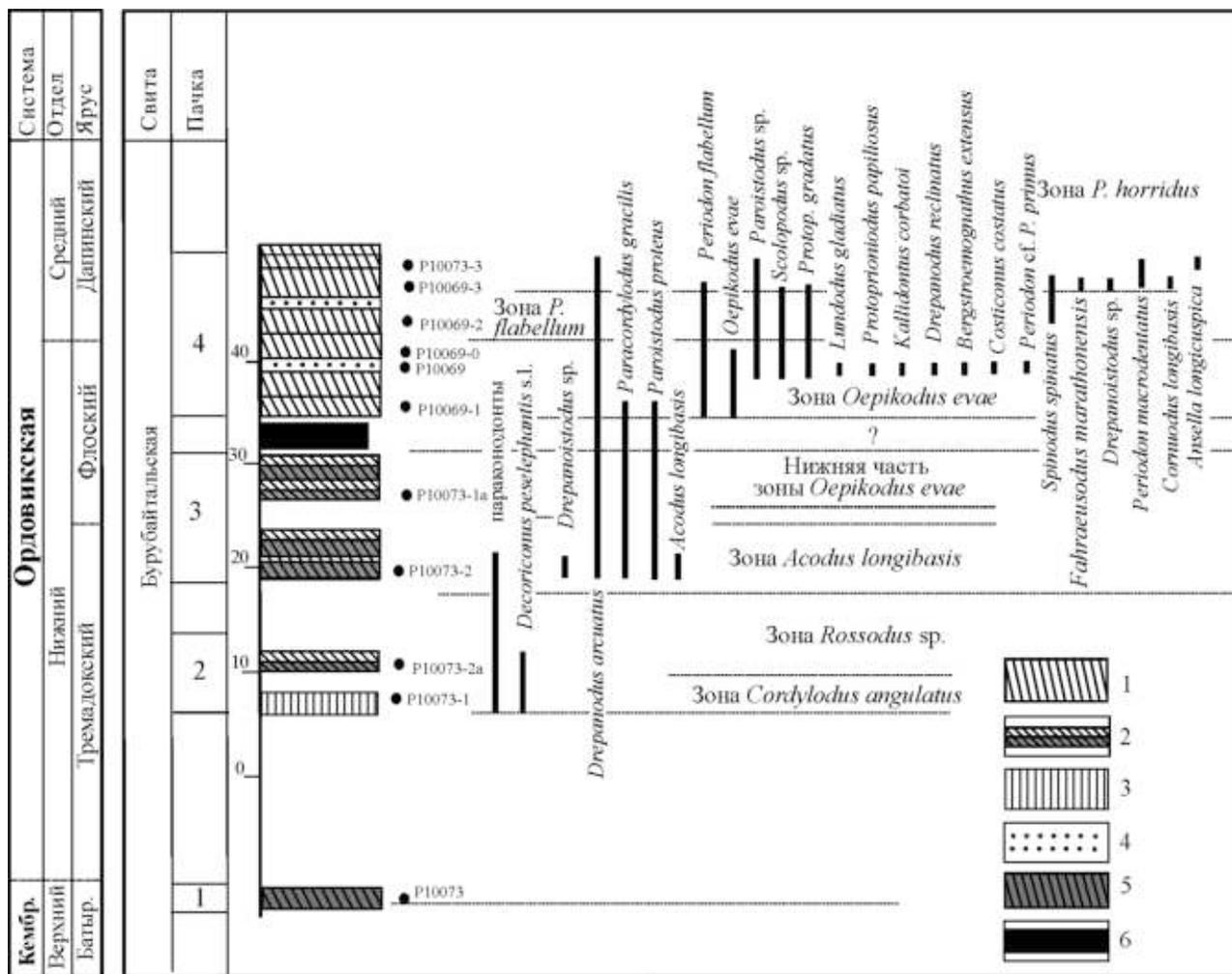


Рис. 8. Разрез бурубайтальской свиты Раковая гора

1 – серые и красные кремни; 2 – переслаивание черных углистых и желтых кремней; 3 – желтые и розовые полупрозрачные кремни; 4 – кремнеобломочные песчаники; 5 – черные полупрозрачные и непрозрачные кремни; 6 – барит

16 м, который сложен серыми, в верхней части разреза красновато-серыми полупрозрачными кремнями с прослоями кремнеобломочных песчаников (рис. 8). Конодонты во всем интервале пачки относительно многочисленны; в нижней части преобладают элементы *Oepikodus evae*, в верхней *Periodon flabellum*. В самых верхах появляются *Periodon macrodentatus*, *Spinodus spinatus* и др. (рис. 8). В нижней части интервала обнаружены слои кремнистого песчаника, роль песчинок в котором выполняют конодонты (прил. 3, рис. 5, А, Б). В этих слоях мощностью от 0,2 до 3 см наблюдается градационная слоистость, выраженная в сортировке конодонтов по размеру и уменьшении насыщенности конодонтами кремнистого матрикса в верхних частях песчаниковых прослоев. Конодонтовые элементы в песчанике хаотически ориентированы, но для них характерна преимущественно хорошая сохранность, что возможно свидетельствует о единовременном и быстром переотложении на незначительные расстояния.

Все конодонтовые элементы как в песчанике, так и в вышележащих кремнях сохранили свой фосфатный материал, что дало возможность их выделить из породы. Однако полный комплекс (12 видов) удалось получить только из слоя песчаника; в вышележащих отложениях конодонты более редки.

В целом в непрерывном интервале разреза пачки 4 установлена последовательность конодонтовых зон от верхней части зоны *Oepikodus evae* до зоны *Paroistodus horridus* основания дарривильского яруса. Последнее определяется здесь появлением *Ansella jemtlandica* и *Fahraeusodus marathonsis*. В разрезе баритового карьера для этого стратиграфического интервала характерна такая же мощность, что является признаком равномерного накопления биогенного кремнистого осадка в это время.

Разрезы бурубайтальской свиты гор Котнак. Горы Котнак, в строении которых принимают участие кремнистые отложения бурубайтальской свиты, расположены на западе Бурунтауского района в Северной Бетпак-Дале. Геологическому строению этого участка было посвящено много исследований [Маркова, 1961; Недовизин, 1966] (рис. 9), но конодонты здесь были найдены и изучены только недавно.

Отложения бурубайтальской свиты в горах Котнак сильно дислоцированы, в непрерывных последовательностях обнаружены только небольшие разрезы по 10–15 м. Нижняя часть бурубайтальской свиты хорошо обнажена на юго-юго-западном склоне и вершине невысо-

кой субширотной гряды. На склоне гряды толща кремней залегает практически вертикально, на вершине она вышлеживается и формирует мелкие складки.

В примыкающей к юго-юго-западному склону гряды долины обнажаются темно-серые до черных кремни, как правило, полупрозрачные, местами глинистые с многочисленными органическими остатками, в том числе фрагментами створок кариокаринид, обрывками бактериальных матов, мелких прото- и параконодонтов и разнообразных фекальных пеллет, включая пеллеты из конодонтовых элементов. Непрерывный разрез бурубайтальской свиты мощностью 28 м начинается у подножия гряды.

Нижняя пачка (пачка 1) от 0 до 7 м сложена слоистыми (слои по 2–5 см) тонкоплитчатыми кремнями с неритмичным чередованием углито-черных фтанитов и серых до белых полупрозрачных кремней (прил. 3, рис. 6). Кремни содержат органические остатки, в основном фрагменты кариокаринид, однако конодонты встречаются исключительно редко. Найдены только единичные верхнекембрийские прото- и параконодонтовые элементы.

Пачка 2 объединяет 15-метровую последовательность средне- и тонкоплитчатых серых, темно-серых и розовато-серых полупрозрачных кремней. В верхней части пачки появляются и начинают преобладать красноцветные разновидности. В центральной части пачки присутствует маломощный (1,2 м) участок переслаивания белых и черных кремней, сходный с пачкой 1. Несмотря на общую относительную прозрачность кремней, конодонтов в них обнаружено немного, в основном мелкие параконодонтовые элементы. Найдено несколько экземпляров *Eoconodontus notchpeakensis*.

В пачку 3 (от 23 до 28 м разреза) включены черные и темно-серые средне- и тонкоплитчатые кремни с тонкими прослоями красных и бурых кремнистых алевролитов и аргиллитов.

Глинистость кремней меняется от полностью непрозрачных темно-серых кремней до полупрозрачных серых и черных. Помимо фрагментов кариокаринид и параконодонтовых элементов встречаются редкие элементы *Cordylodus proavus*, *Cordylodus angulatus* и *Decoriconus peselephantis* s.l. (рис. 10). Более молодые отложения бурубайтальской свиты были изучены в 5 км на север в гряде, где свита сильно дислоцирована и обнажается в субвертикально залегающих пластинах с многочисленными тектоническими контактами. Обнаженность здесь относительно плохая, кремнистая толща не прослеживается в непрерывной последовательности, разрез составлен по высыпкам

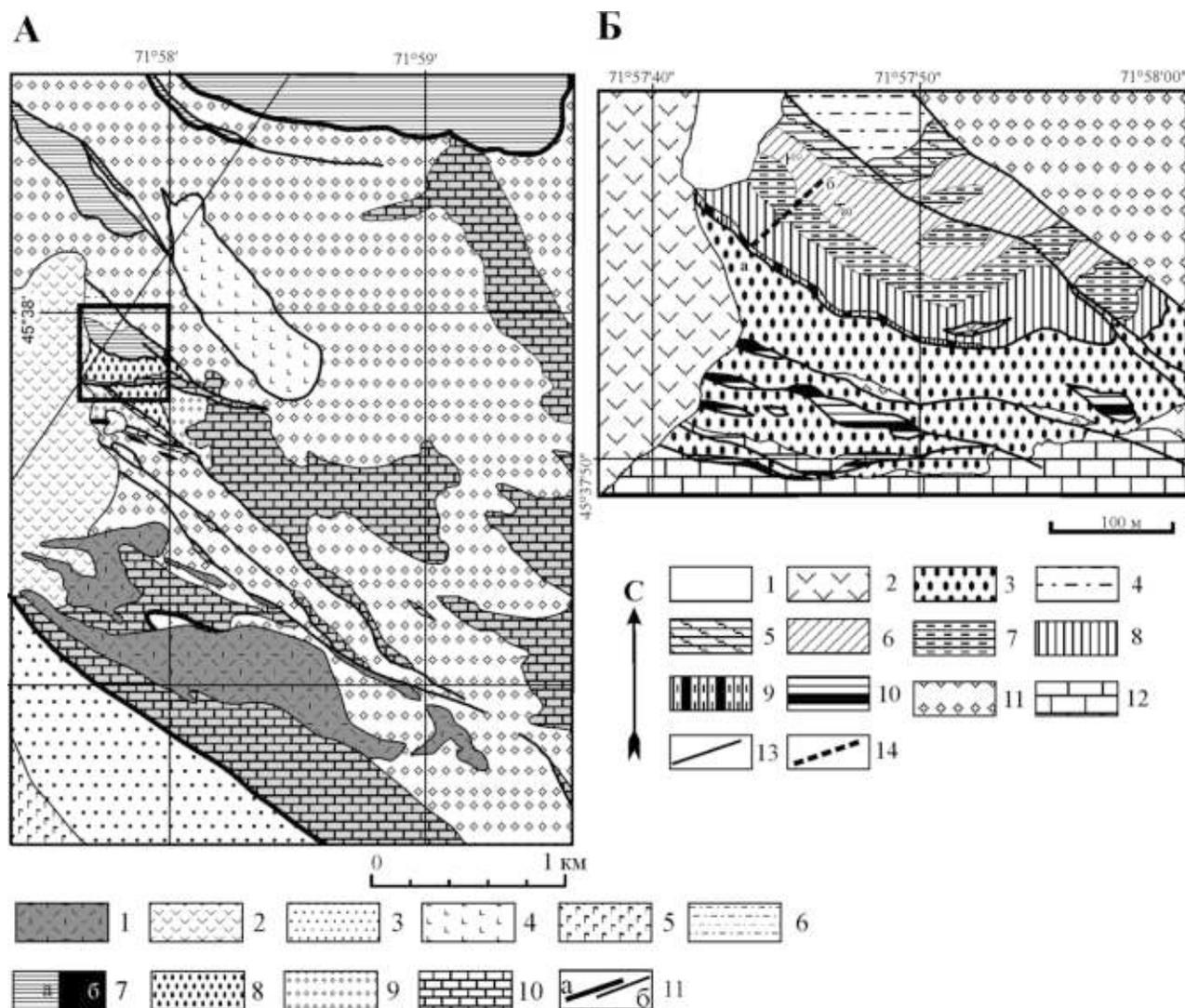
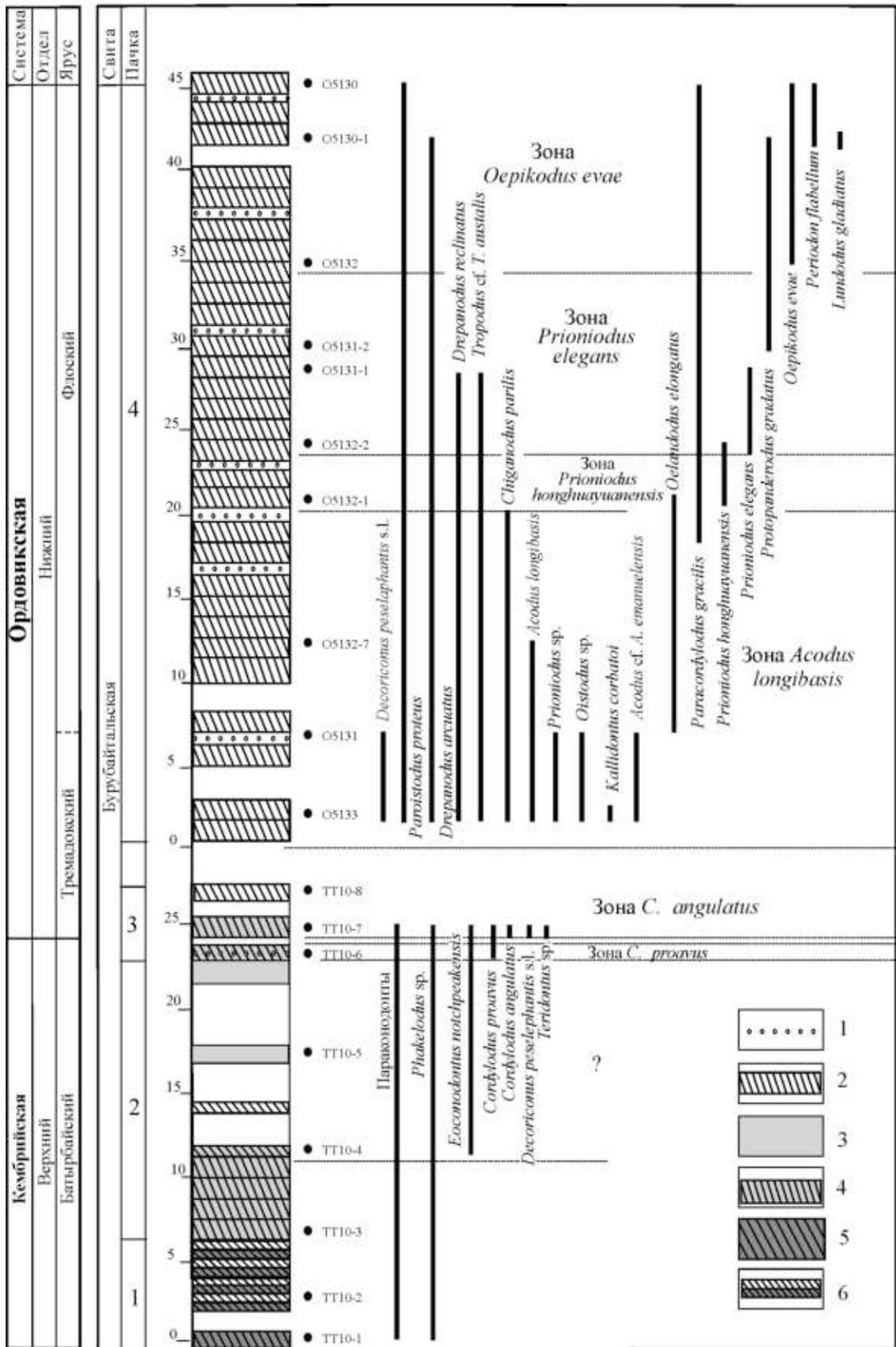


Рис. 9. Схема геологического строения района гор Котнак (А) и участка разреза бурубайтальской свиты (Б). Контуром показано положение детального участка

А: 1 – девонские субвулканические тела риолитов; 2 – девонские вулканы среднего и основного состава; 3 – толща линзовидно переслаивающихся песчаников, конгломератов, известняков, средний – верхний ордовик; 4 – жалгызская свита, верхний кембрий – средний ордовик, базальты миндалекаменные; 5 – котнакский комплекс, средний ордовик, габбро; 6 – майкульская свита, песчаники, алевролиты; 7 – бурубайтальская свита, кремнистые и терригенно-кремнистые породы (а), мелкие тектонические линзы кремней свиты (б); 8 – терригенная толща (нижний ордовик?), аркозовые и кремнеобломочные песчаники, алевролиты, гравелито- и конгломератобрекчии с обломками кремней и известняков; 9 – шопшокинская свита, венд – нижний кембрий, кварцитовидные песчаники, базальты; 10 – дарбазинская свита, венд, известняки, доломиты, песчаники; 11 – тектонические контакты (а – границы тектонических покровов, б – прочие).

Б: 1 – кайнозойские отложения; 2 – вулканогенные отложения девона; 3 – терригенная толща, аркозовые и кремнеобломочные песчаники, алевролиты, гравелито- и конгломератобрекчии с обломками кремней и известняков; 4 – ушбалыкская свита, алевролиты, песчаники, кремнеобломочные гравелито-брекчии; 5–10 – бурубайтальская свита: 5 – пачка 5, зеленые алевролиты, 6 – пачка 4, зеленые кремни и кремнистые алевролиты, 7 – пачка 3, желтые, белые, серые, черные, красные кремни и красные алевролиты, 8 – пачка 2, желтые, серые и черные кремни, 9 – пачка 1, желтые алевролиты и аргиллиты, 10 – черные кремни; 11 – шопшокинская свита, кварцитовидные песчаники, базальты; 12 – дарбазинская свита, известняки, доломиты, кварцевые песчаники; 13 – разрывные нарушения; 14 – расположение разреза (пачки 1–3)



и обнаженным участкам небольшой протяженности.

Кремни на протяжении всего изученного участка очень сходны по своим литологическим особенностям, они преимущественно среднеплитчатые (5–10 см) светло окрашены, желтовато-серые, серые с прослоями розового и красного цвета, слабоглинистые полупрозрачные. Конодонтов удалось выделить растворением из трех проб: пробы ТТ10-7 зоны *Cordyloodus angulatus* верхнего тремадока, пробы О5133 и О5131 зоны *Acodus longibasis* верхней части тремадокского – нижней части флоского яруса (рис. 10).

В целом разрез в горах Котнак отличается от других, более восточных разрезов бурубайтальской свиты большим количеством тонких прослоев кремнеобломочного песчаника, где вместе с обломками кремней присутствуют сортированные конодонтовые элементы. Всего в разрезе условной мощности 45 м выделяется последовательность конодонтовых зон от *Acodus longibasis* до *Oepikodus evae*.

КИПЧАКСКИЙ (ДЖАЛАИР-НАЙМАНСКИЙ) РАЙОН ЕРМЕНТАУ-ЧУИЛИЙСКОЙ ЗОНЫ (ЮГО-ЗАПАДНЫЙ КАЗАХСТАН)

Разрез кушекинской свиты Голубая гряда. Относительно протяженный кремнистый разрез в районе низких сопков, протягивающихся в северо-западном направлении, назван Голубой грядой за их общий голубоватый тон. Впервые был описан Б. М. Келлером [Келлер, Лисогор, 1954]. Вся совокупность отложений, слагающих сопки, включая кварцевые песчаники, углисто-кремнистые алевролиты, аргиллиты и фтаниты, была выделена им в кушекинскую свиту, возраст которой был определен как аренигский – лланвирнский на основании граптолитов, встречающихся по всему разрезу. В типовом разрезе свиты, расположенном вкрест простираения самой высокой сопки Голубая гряда, была выявлена последовательность граптолитовых зон *Didymograptus protobifidus*, *Iso-graptus maximodivergens* – *D. (Expansograptus) hirundo* верхнего аренига и *Paraglossograptus tentaculatus* нижнего лланвирна [Келлер, Лисогор, 1954; Никитин, 1972; Цай, 1979, 1995; Чу-Илийский ... ,

1980]. В дальнейшем лланвирнская терригенная часть разреза была включена в состав вышележащей караканской свиты [Решения ... , 1991]. Первое присутствие конодонтов в кремнистых породах кушекинской свиты было отмечено в 1988 г. [Цай, 1995], позднее сборы повторили А. Р. Орлова и Л. А. Курковская [Дубинина и др., 1996а].

Наиболее хорошо обнажена кушекинская свита в центральной части разреза (46°26'31" с. ш., 70°27'39" в. д.), где ее отложения круто (до 80°) падают на северо-восток (рис. 11). Здесь свита подразделяется на две подсвиты. Нижняя подсвита мощностью 250–300 м сложена слоистыми светло-серыми, розоватыми и белесыми аркозовыми и кварцево-полимиктовыми песчаниками с подчиненными прослоями алевролитов.

Верхняя подсвита (около 300 м) объединяет голубовато-серые до черных кремнистые алевролиты и кремни, ритмично чередующиеся со светлыми аркозовыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами (рис. 12). Количество кремней возрастает вверх по разрезу, вершина которого сложена почти исключительно кремнистыми породами. В разрезе на нескольких стратиграфических уровнях встречаются граптолиты, конодонты, брахиоподы (лингуляты), мелкие членистоногие.

Всего в разрезе верхней подсвиты выделяется 5 пачек, для которых в целом выдерживается грубая ритмичность от песчаников в нижней части пачек, до тонкотерригенных пород в средней части и кремнистых в верхней (рис. 12).

Нижняя часть пачки 1 сложена переслаиванием кварцевых (олигомиктовых) и аркозовых разнозернистых песчаников от светло-серых до белых, голубовато-серых и желтых, с отдельными пластами (1,5–3 м) тонкослоистых алевролитов и алевро-аргиллитов. Средняя часть представлена алевропесчаниками, алевролитами и аргиллитами с прослоями светло-серых аркозовых и кварцево-кремнеобломочных песчаников нередко с мелкой косою слоистостью. Пачка завершается 15-метровым слоем кремнистых коричневатых-серых алевролитов с тонкими прослоями темных голубовато-серых и коричнево-серых тонкослоистых углисто-кремнистых глинистых фтанитов. В кремнях встречаются граптолиты и конодонты. Ранее они были собраны только в нижней части слоя [Дубинина и др., 1996а], а в настоящее время конодонты обнаружены также и в верхах пачки. Общая мощность пачки 78 м.

Пачка 2 объединяет ритм мощностью 40 м, сложенный в нижней части желтовато-белыми средне- и мелкозернистыми песчаниками, ритмично переслаивающимися с алевролитами и аргиллитами. Средняя часть пачки представлена светло-серыми до темно-серых, углисто-

Рис. 10. Разрез бурубайтальской свиты в горах Котнак

1 – кремнеобломочные песчаники с конодонтами; 2 – серые, желтые и красные полупрозрачные кремни; 3 – серые полупрозрачные кремни; 4 – красные прозрачные и полупрозрачные кремни; 5 – черные полупрозрачные кремни; 6 – переслаивание черных углистых и белых кремней

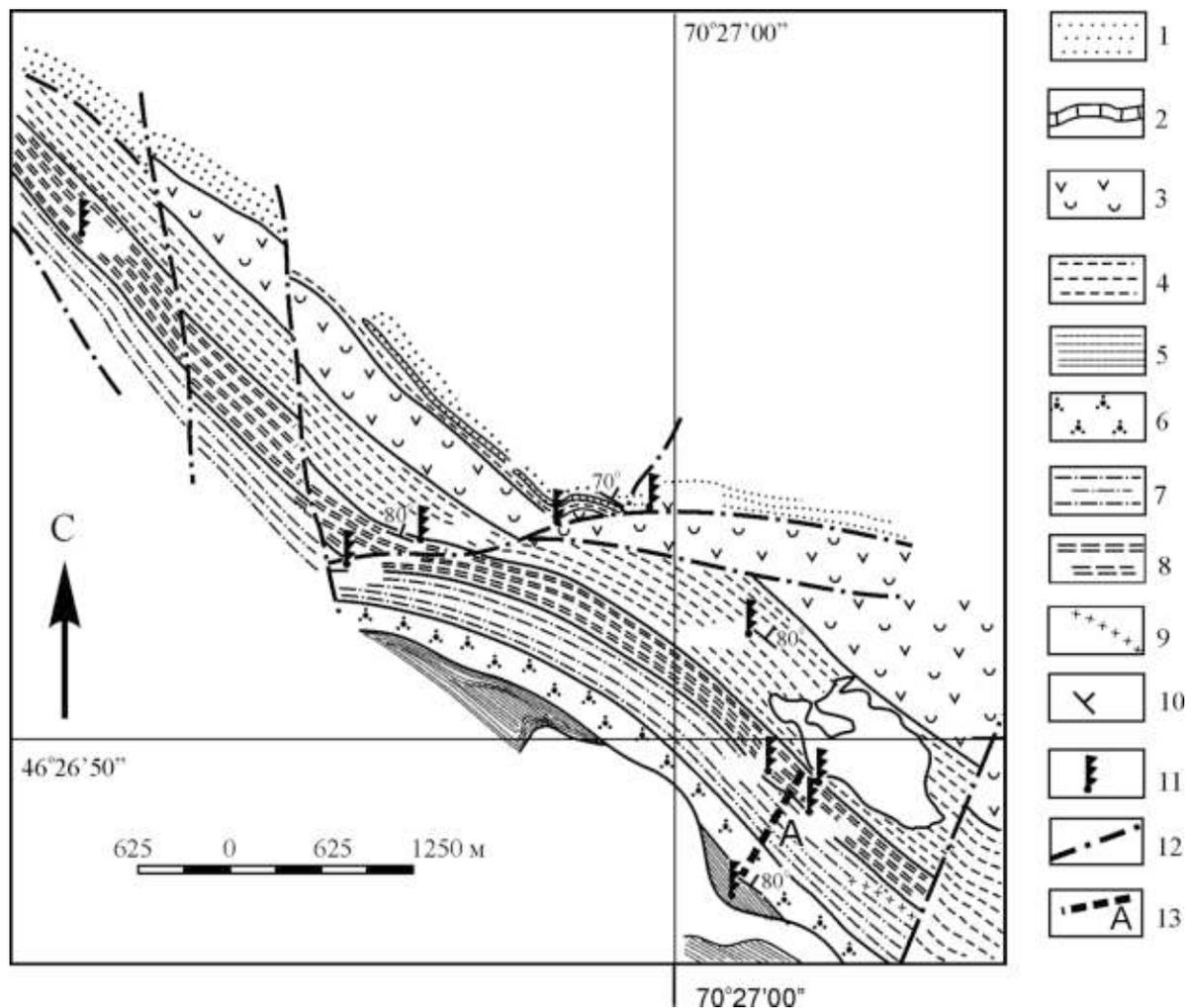


Рис. 11. Геологическая схема района Голубая Гряда по [Чу-Илийский ... , 1979]

1, 2 – алгабасская свита среднего ордовика; 3 – порфириды и туфы савидской свиты среднего ордовика; 4 – караганская свита среднего ордовика (сланцы, алевролиты, яшмы); 5, 6 – нижний ордовик (5 – песчаники, 6 – кварцполевошпатовые песчаники); 7, 8 – кушекинская свита (7 – преимущественно аргиллиты, 8 – преимущественно кремнистые алевролиты); 9 – дайки; 10 – элементы залегания; 11 – местонахождения граптолитов; 12 – тектонические нарушения; 13 – местонахождение разреза

глинисто-кремнистыми и кремнистыми алевропелитами, темно-серыми кремнеобломочными алевропесчаниками, глинисто-кремнистыми аргиллитами с радиоляриями и спикулами губок. Верхняя часть сложена полупрозрачными темно-серыми и черными фтанитами, углисто-кремнистыми алевролитами с прослоями белесых слюдисто-кремнистых аргиллитов. Конодонты

встречаются в большом количестве только в полупрозрачных кремнистых алевролитах.

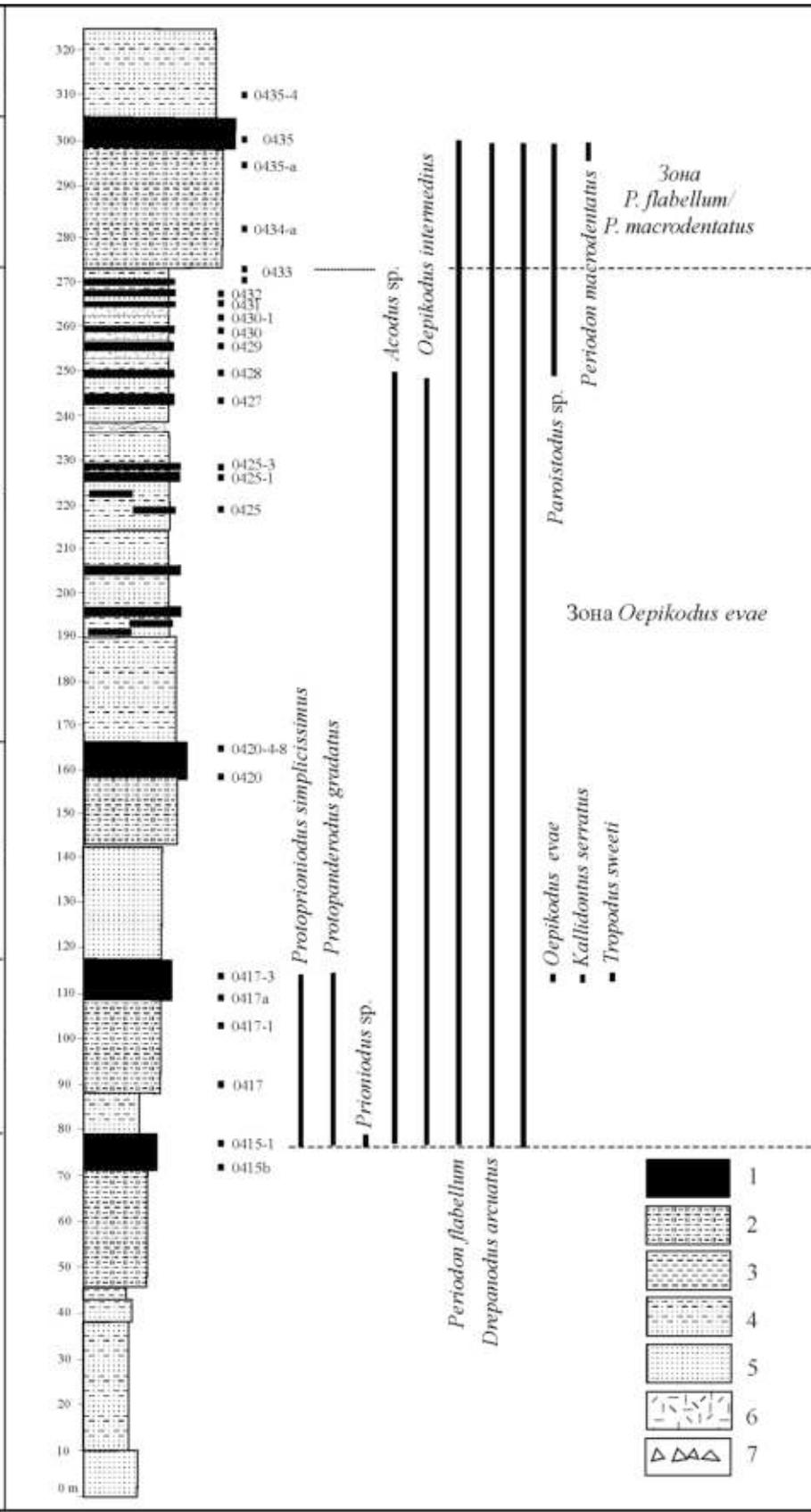
Пачка 3 аналогична двум нижележащим и представлена выдержанным мощным (50 м) ритмом от терригенных к кремнистым слоям. Во фтанитах найдены многочисленные конодонты и граптолиты, в том числе встречаются и группировки элементов.

Рис. 12. Разрез кушекинской свиты района Голубой гряды и распространение конодонтов

1 – фтаниты; 2 – кремнистые алевролиты и аргиллиты; 3 – аргиллиты; 4 – тонкое переслаивание песчаников и алевролитов; 5 – песчаники; 6 – литокластические туфы; 7 – брекчии

Ордовикская			Система
Нижний	Средний	Датский	Отдел
Флоский			Ярус

Кушечинская			Свита
fruticosus	maximilianaensis	P. flabellum/ P. macrodentata	Зона по граптолитам
Oepikodus evae			Зона по конодонтам
III	IV	V	Пачка



Пачка 4 мощностью 110 м отличается от ниже лежащих отложений отсутствием общего тренда уменьшения зернистости породы в ее интервале и присутствием в верхней части четко выраженной мелкой ритмичности. Нижняя часть пачки сложена светло-желтыми и розоватыми алевролитами и алевропесчаниками с линзовидными пластами черных фтанитов мощностью до 0,5 м и слоями тонкого переслаивания светло-желтых песчаников с темными тонкослоистыми кремнистыми алевролитами, аргиллитами и алевропелитами с редкими фрагментами граптолитов. В верхней части пачки наблюдается чередование светло-желтых песчаников, гравелито-брекчий, темно-серых аргиллитов, голубоватых углисто-кремнистых алевролитов и темных, до черных фтанитов. Всего здесь выделяется 12 выдержанных ритмов мощностью от 1,4 до 7,0 м, каждый из которых начинается желтоватыми песчаниками или алевролитами и завершается фтанитами или тонкими ритмитами, состоящими из чередования темных фтанитов и светлых кремнистых аргиллитов (рис. 12). Эти ритмы хорошо выделяются в рельефе по цвету и из-за устойчивости к выветриванию их кремнистых частей (прил. 3, рис. 7).

В подошве пластов фтанитов наблюдается тонкое (до 0,4 м) переслаивание серо-черных несортированных кварц-полевошпатовых мелкозернистых песчаников и литокластических туфов, состоящих из округлых и угловатых обломков светло-серых и темно-серых кремней, кварца и альбита, псефито-псаммитовой размерности, сцементированных пепловой основной массой.

Нижняя часть пачки 5 сложена переслаиванием желтых алевролитов, алевропесчаников и голубовато-серых, темных зеленовато-серых и буро-лиловых углисто-кремнистых аргиллитов, встречаются тонкие пласты (до 5 см) тонкослоистых фтанитов. Выше залегают пласты голубовато-серых углисто-кремнистых аргиллитов, алевролитов с прослоями темно-серых, коричневатых и черных фтанитов (от 3 см до 1,2 м), тонко полосчатых и однородных, с глинисто-известковистыми стяжениями. В верхней части пачки преобладают глинисто-кремнистые и глинистые сланцы голубовато-серые, буро-зелено-серые, лиловые, с мелкой вкрапленностью окисленного пирита. Мощность пачки 60 м.

Непосредственно выше по разрезу терригенно-кремнистая толща кушекинской свиты перекрывается караканской свитой, сложенной серыми и коричневатыми глинистыми сланцами с прослоями сургучно-красных глинистых яшм.

В целом в пределах изученного интервала кушекинской свиты выделяются несколько ритмов от

более грубых терригенных пород через тонкозернистые к кремнистым. Эти циклы наиболее хорошо проявлены в нижней части разреза и в меньшей степени в верхней, где кремнистость разреза несколько увеличивается.

Конодонты в разрезе относительно малочисленны и присутствуют только во фтанитовых прослоях в виде пустотелых отпечатков, вероятно, частично заполненных окислами железа, в связи с чем конодонты приобретают красный цвет. Кроме разобщенных конодонтов нередко встречаются и группировки конодонтовых элементов. Выявленный в результате изучения разреза таксономический состав комплексов конодонтов насчитывает не более семи видов и, вероятно, является неполным.

В отличие от полностью кремнистой бурубайтальской свиты в кушекинской свите кремни слагают только незначительную часть разреза. Относительно высокое содержание конодонтов в наиболее кремнистых слоях кушекинской свиты указывает на их высокую конденсированность, но формирование фоновых кремнистых биогенных осадков прерывались накоплением терригенных пачек. В результате мощность разреза, охватывающего верхнюю часть зоны *Oepikodus evae* и нижнюю часть зоны *Periodon flabellum* / *P. macrodentatus*, составляет около 300 м, что значительно превышает мощности конденсированной бурубайтальской свиты. Тем не менее это единственный кремнистый разрез в Казахстане, где можно проследить детальное стратиграфическое распределение конодонтов в пограничном интервале нижнего и среднего ордовика.

АКСУ-ИРАДЫРСКИЙ РАЙОН ЕРМЕНТАУ-ЧУИЛИЙСКОЙ ЗОНЫ (СЕВЕРНЫЙ КАЗАХСТАН)

Разрезы ирадырской и ишкеольмесской свит. В Аксу-Ирадырском районе кремнистые и кремнисто-базальтовые толщи протягиваются примерно на 250 км в субмеридиональном направлении между Ишкеольмесским докембрийским массивом на западе и Урумбайским районом, где развиты в основном островодужные вулканы кембрия – нижнего ордовика, на востоке [Дегтярёв, Рязанцев, 2007]. В строении Аксу-Ирадырского района участвуют преимущественно кремнистые и кремнисто-базальтовые толщи, расчлененные на три свиты: 1) ишкеольмесскую мощностью до 700 м, сложенную яшмами, фтанитами, кремнями, кремнисто-терригенными и терригенными породами и распространённую на западе зоны, где она слагает узкую полосу

вблизи докембрийских комплексов Ишкеольмесского массива; 2) сазинскую мощностью более 500 м, образованную афировыми базальтами с прослоями кремнистых алевролитов, туффигов, кремней, туфопесчаников и туфов основного состава и распространенную восточнее; 3) ирадырскую мощностью до 350 м, сложенную серыми кремнями, фтанитами, яшмами, зелеными кремнисто-терригенными и терригенными породами и развитую в восточной части района. В начале 80-х годов XX в. во всех трех свитах были собраны конодонты *Paracordylodus gracilis*, а в ирадырской свите также и *Oepikodus evae*, на основании которых эти толщи были отнесены к различным частям раннего аренига [Борисенко, 1985].

Кремнистые разрезы ишкеольмесской и ирадырской свит были изучены в северной части региона – в окрестностях гор Борлыколь, Коныршоки и пос. Коксал, расположенных в 5–15 км юго-восточнее г. Степногорск (рис. 13) [Толмачева, Дегтярёв, 2012]. Кремнистые толщи здесь участвуют в строении смятых в складки тектонических пластин, надвинутых в целом на юго-запад.

Наиболее низкое положение в структуре занимает пластина, сложенная толщиной чередующихся желтых и серых кремней, бурых и красных яшм с горизонтами кварцевых песчаников. Эти породы, ранее относившиеся к нижней части разреза ишкеольмесской свиты, тектонически перекрывают докембрийские комплексы Ишкеольмесского массива. Их мощность составляет около 20 м. В желтых кремнях этой толщи в 1 км к востоку от пос. Коксал (т. н. 122) собраны элементы *Paracordylodus gracilis*.

Более высокое положение в структуре занимает пластина, сложенная исключительно кремнистыми породами, которую относили к верхам разреза ишкеольмесской свиты. Кремнистые породы этой пластины моноклинально падают на восток под углами 45–50° и слагают протяженные гряды северо-западного простирания в 2 км юго-западнее гор Борлыколь. Низы разреза образованы чередующимися черными, серыми и зеленоватыми плитчатыми кремнями и красными яшмами, в которых собраны конодонты зоны *Eoconodonts notchpeakensis* позднего кембрия (т. н. 96, 97, 101, 102). Мощность верхнекембрийской части разреза составляет около 30 м. Более высокая часть разреза отделена разломом и сложена чередующимися серыми и черными кремнями и красными яшмами, в которых собраны конодонты от зоны *Rossodus* верхней части тремадока до нижней части зоны *Prioniodus elegans* низов флоского яруса (т. н. 94, 95) (рис. 14). Мощность нижнеордовикской части разреза около 25 м.

Самостоятельная пластина образована толщиной афировых базальтов, содержащих тела долеритов и габбро-долеритов. На изученном участке эти породы обнажены слабо, они тектонически перекрываются пластинами кремней ирадырской свиты и сопоставляются с сазинской свитой [Борисенко, 1985].

Смятые в складки тектонические пластины с фрагментами разреза ирадырской свиты занимают северо-восточную часть изученного участка. Нижняя пластина слагает юго-западное подножие гор Борлыколь и образована желтыми и сероватыми кремнями, переслаивающимися с красными слоистыми яшмами, в которых собраны конодонты зоны *Pariostodus proteus* (т. н. 117). Мощность этих пород около 10–20 м, они надвинуты на базальты сазинской свиты и перекрываются верхней пластиной, породы которой слагают горы Борлыколь и Коныршоки, а также их северо-восточные склоны. В разрезе верхней пластины выделены две толщи: толща белых и розоватых кремней с прослоями тонкослоистых серых и черных кремней (мощность около 10–20 м), в которых собраны конодонты зоны *Cordylodus angulatus* и *Pariostodus proteus* (т. н. 98, 99, 116, 118, 119, 120, 121), и толща красных слоистых яшм с прослоями серых и линзами желтых кремней мощностью около 30–50 м с конодонтами зоны *Pariostodus proteus* (т. н. 100). Последняя толща слагает также и нижнюю пластину.

В результате был установлен широкий (от верхнего кембрия до середины флоского яруса нижнего ордовика) возрастной диапазон кремнистых пород Аксу-Ирадырского района (рис. 14).

Также установлено, что возрастные интервалы ишкеольмесской и ирадырской свит почти совпадают, за исключением того, что в ирадырской свите не были найдены конодонты позднего кембрия. Кроме преобладания белых и светло-серых кремней в одной из толщ ирадырской свиты и темноцветных и красноцветных разновидностей в разновозрастных породах ишкеольмесской свиты, никакие другие отличия в характере кремнистых отложений не наблюдались. Так, кремни в обеих свитах преимущественно тонкослоистые, прозрачные с небольшой примесью глинистого материала на поверхностях напластования.

Конодонты в большом количестве были обнаружены только в относительно не окварцованных черных, серых и красных кремнях, которые слагают небольшие по мощности последовательности в сильно дислоцированной и измененной кремнистой толще. Изучение конодонтов было возможно только в шпифах и тонких спилах породы, так как первичный фосфатный материал конодонтовых элементов не сохранился

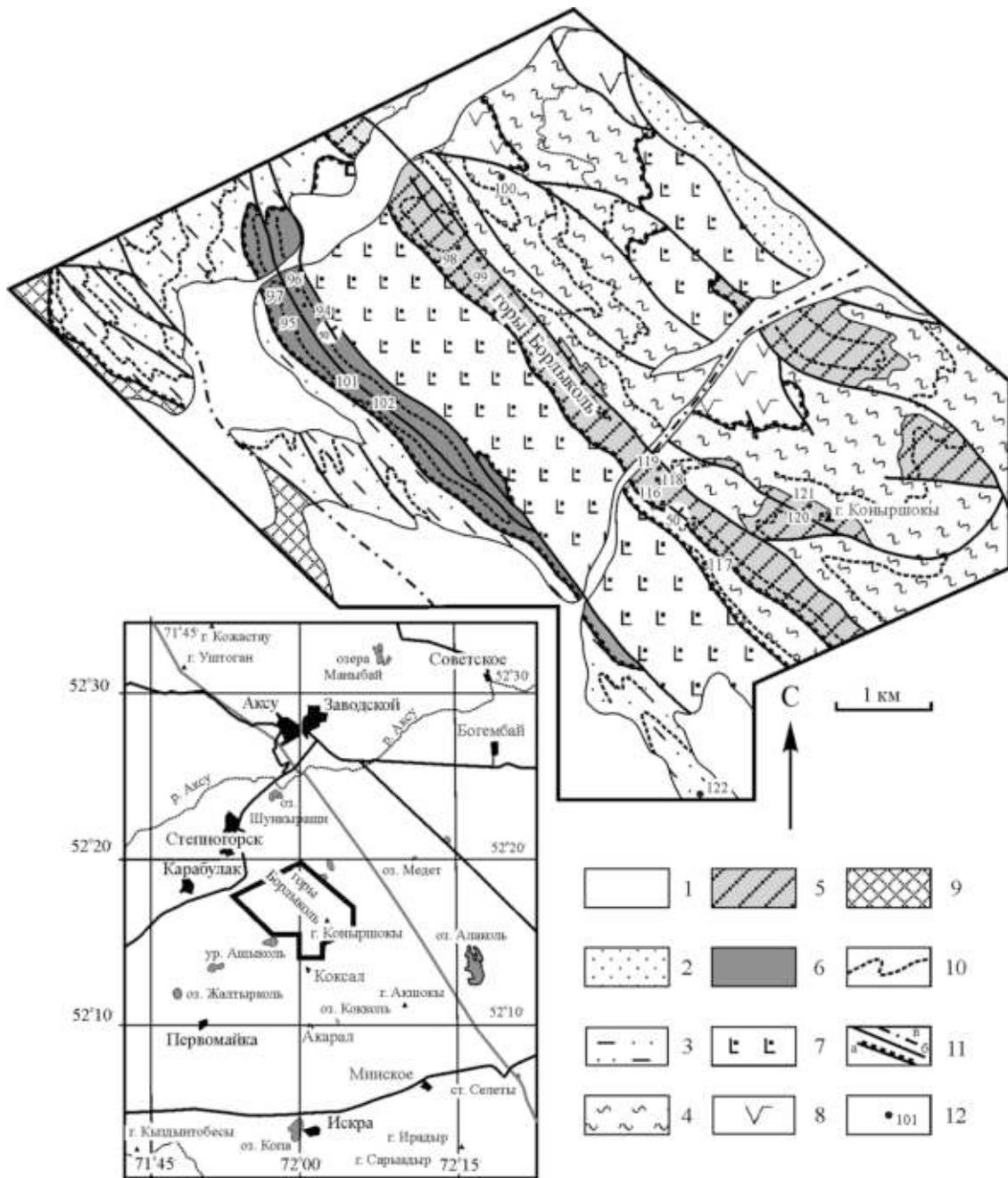


Рис. 13. Схема геологического строения окрестностей гор Борлыкколь и Коныршоки в северной части Ирадырской зоны, по [Толмачева, Дегтярёв, 2012]

1 – кайнозойские отложения; 2 – средне-верхнеордовикские терригенные толщи; 3–7 – комплексы Ирадырской зоны: 3 – кремнисто-терригенная толща нижнего ордовика, 4–6 – кремнистые породы ишкеольмесской и ирадырской свит верхнего кембрия – нижнего ордовика; 4 – желтые кремни и красные яшмы ирадырской свиты, 5 – белые, черные серые кремни ирадырской свиты, 6 – черные, серые, желтые кремни и красные яшмы ишкеольмесской свиты, 7 – базальты и долериты сазинской свиты; 8 – базальты, андезибазальты и андезиты верхнего кембрия Урумбайской зоны; 9 – докембрийские метаморфические комплексы Ишкеольмесского массива; 10 – линии простираения в кремнистых толщах; 11 – разрывные нарушения: а – границы тектонических пластин, б – прочие, в – предполагаемые границы под кайнозойскими отложениями; 12 – точки сборов конодонтов

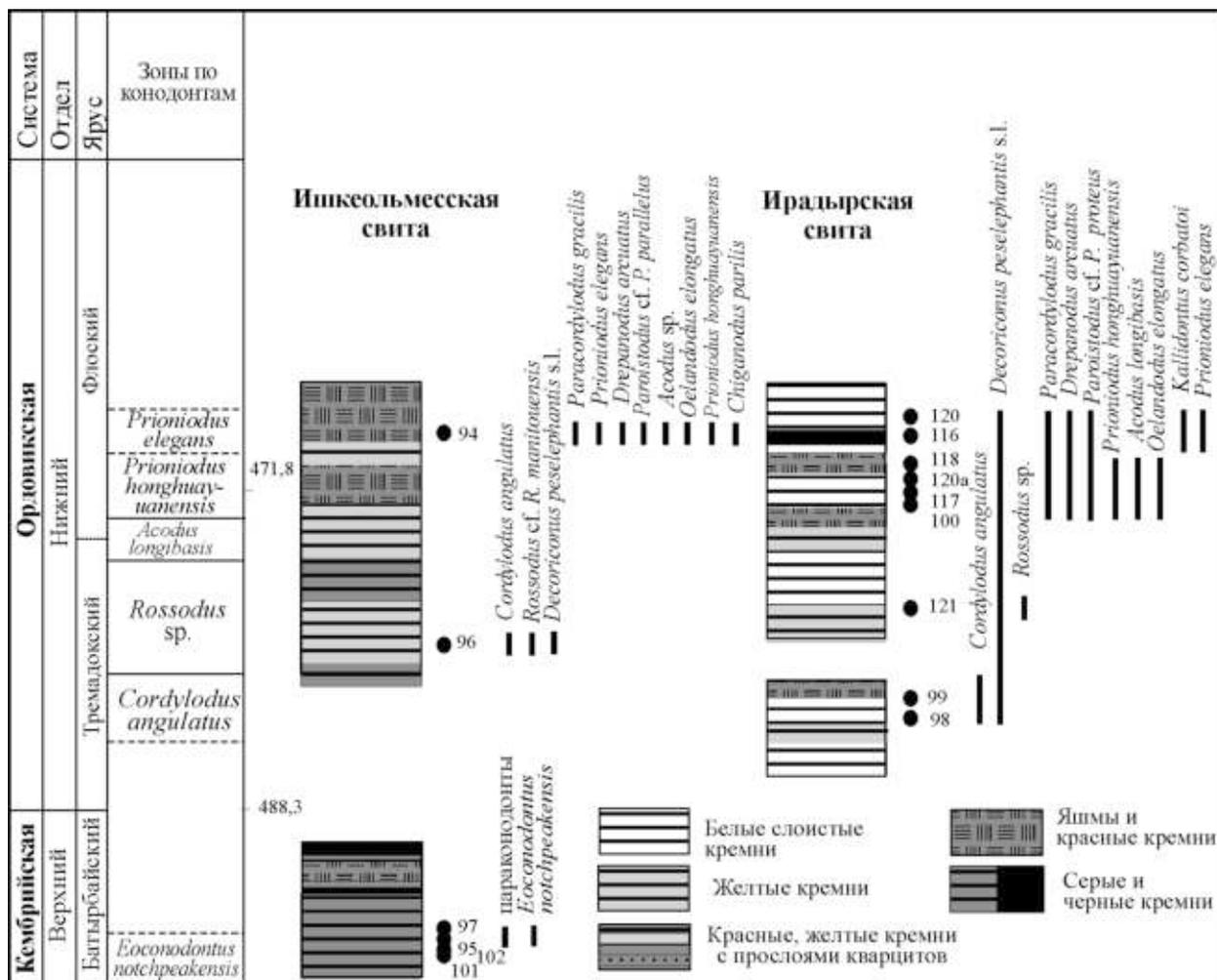


Рис. 14. Схематичные разрезы ишкеольмесской и ирадырской свит и распространение основных таксонов конодонтов, по [Толмачева, Дегтярёв, 2012]

во всех разностях кремней. Таксономическое разнообразие конодонтов достигает 12 видов в верхах тремадокского и низах флоского ярусов, где конодонты наиболее многочисленны. Комплекс этого возраста представлен в основном видами широкого географического распространения *Paracordylodus gracilis*, *Acodus longibasis*, *Drepanodus arcuatus*, *Decoriconus peselephantis* s.l., *Paroistodus* cf. *parallelus*, *Oelandodus elongatus*. В самых верхах появляется *Prioniodus elegans*. Более древние сообщества зон *Cordylodus angulatus* и *Rossodus* включают кроме видов-индексов многочисленные мелкие элементы *Decoriconus peselephantis* s.l. Позднекембрийские конодонты представлены простыми коническими параконодонтами и элементами *Eoconodontus notchpeakensis*. Также в породе встречаются фекальные пеллеты из

конодонтовых элементов либо из мельчайших обломков створок пелагических членистоногих.

БОШЕКУЛЬ-ТОРТКУДУКСКИЙ РАЙОН (СЕВЕРО-ВОСТОК ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА)

Разрезы ержанской свиты. В Бошекуль-Торткудукском районе существенно кремнистые отложения отнесены к ержанской свите мощностью от 50 до 300 м, которая с тектоническим контактом перекрывает более древние венд-кембрийские вулканогенные комплексы. Тектонизированный олистостром в основании свиты включает глыбы вышележащих кремней и известняки с верхнекембрийской фауной [Рязанцев, 2005]. Только

нижняя часть ержанской свиты сложена кремнистыми породами, в том числе красноцветными кремнями; верхняя содержит сероцветные песчаники и алевролиты. На некоторых стратиграфических уровнях заметна значительная примесь туфогенного материала среднего и кислого состава. Ержанская свита перекрывается еркебидаикской свитой, в песчаниках и алевролитах которой собраны граптолиты среднего карадока [Никитин, 1972].

Конодонты к началу 90-х годов были найдены в нескольких разрезах ержанской свиты, в том числе и на восточном склоне г. Семизбугу. Здесь в кремнистых алевролитах были собраны конодонты *Pygodus serra*, *Periodon aculeatus*, *Protopanderodus* sp., *Drepanodus arcuatus* верхней части дарривильского яруса (определения Л. А. Курковской) [Рязанцев, 2005]. Согласно этим находкам свита была отнесена к среднему ордовику, что вошло в последние стратиграфические схемы Казахстана [Решения ... , 1991].

В 2007 г. были изучены два разреза ержанской свиты в горах Семизбугу и Коянды (рис. 15). На восточном склоне горы Семизбугу низы разреза сложены красными и вишневыми кремнистыми алевролитами, туффитами, песчаниками, встречаются редкие прослои светлых кремней. Выше по разрезу количество кремнистых прослоев увеличивается, начинают преобладать красноцветные разности, в том числе переслаивающиеся с белыми и желтыми кремнями. Мощность кремнистой части ержанской свиты в разрезе на горе Семизбугу не превышает 100–150 м. В верхах разреза кремни более глинистые, содержат туфогенный материал, переслаиваются с кремнистыми туффитами, серо-зелеными и бурыми алевролитами.

К северу от горы Семизбугу, в горах Коянды низы кремнистой части ержанской свиты сложены кремнистыми туффитами, в которых были найдены конодонты *Periodon aculeatus*. Выше разрез наращивается желтыми, серыми и красными кремнями с прослоями кремнистых алевролитов обычно бурого цвета. Красные кремни приобретают белую и желтую окраску в ядрах складок и в зонах брекчирования. Завершается кремнистая пачка кремнистыми туффитами и алевролитами. Мощность кремнистой части свиты в данном разрезе не превышает 200–250 м.

Конодонтовые элементы в породе встречаются относительно редко, исключением являются тонкие по 2–3 см прослои кремнеобломочных песчаников и алевролитов, помимо обломочного материала обогащенные конодонтами. Почти по всему разрезу конодонтовые элементы представлены в виде пустот, что дает возможность

изучать их только в шлифах. Только в одном туфогенном прослое были обнаружены конодонты с сохранившимся фосфатным телом (пр. ТТ07-13, 51°16'36,6" с. ш., 73°41'52,5" в. д.) (рис. 16). Это позволяет утверждать, что конодонтовые фауны на этом стратиграфическом интервале не менее таксономически разнообразны, чем в раннем и среднем ордовике. Так как кремни в целом содержат значительную примесь глинистого материала и прозрачные разности в них почти отсутствуют, были идентифицированы только доминантные таксоны. Полный состав конодонтовых фаун остается неизученным.

Изученные отложения охватывают последовательность трех конодонтовых зон — *Periodon aculeatus* *Pygodus serra* и *Pygodus anserinus*. В верхней части разреза горы Коянды были обнаружены комплексы (пр. ТТ07-13 и ТТ07-14), в которых элементы *Pygodus* отсутствуют, зато появляются таксоны, характерные для средней и верхней частей сандбийского яруса. Кроме того, был найден М элемент с укороченным передним краем, характерный для вида *Periodon grandis*. Среди многочисленных S элементов *Periodon grandis* не распознан, что позволяет идентифицировать этот вид здесь только условно.

Кроме того, у западного подножия горы Семизбугу (рис. 16) в самой верхней части ержанской свиты (пр. ТТ07-2, 51°15'36,9" с. ш., 73°40'28,2" в. д.) были обнаружены элементы позднеордовикских *Periodon grandis*, *Scabardella altipes* и редкие элементы *Pygodus*. Конодонты этого возраста были также найдены на севере Бошекульской зоны, в 6 км к юго-юго-востоку от горы Аксак-Коянды. Верхи ержанской свиты здесь сложены серыми и белыми кремнями и кремнистыми туффитами, в которых был обнаружен комплекс конодонтов с количественным преобладанием элементов *Periodon grandis*.

В комплексе позднеордовикских конодонтов из ержанской свиты доминирует вид *Periodon grandis*, тогда как *Srabardella altipes*, *Hamarodus europaeus*, а также элементы родов *Protopanderodus* и *Drepanodus* встречаются в единичных экземплярах. В одном из изученных местонахождений найден элемент *Pygodus anserinus*. Возраст комплекса был определен как позднесандбийский по присутствию вида *P. anserinus*, существующего не позднее верхов сандбийского яруса. В результате этих находок изменен возраст ержанской свиты, ее верхний предел формирования был расширен от верхов дарривильского до низов катийского яруса (рис. 16).

Надо отметить, что в целом находки позднеордовикских конодонтов в кремнистых породах Казахстана исключительно редки, а их

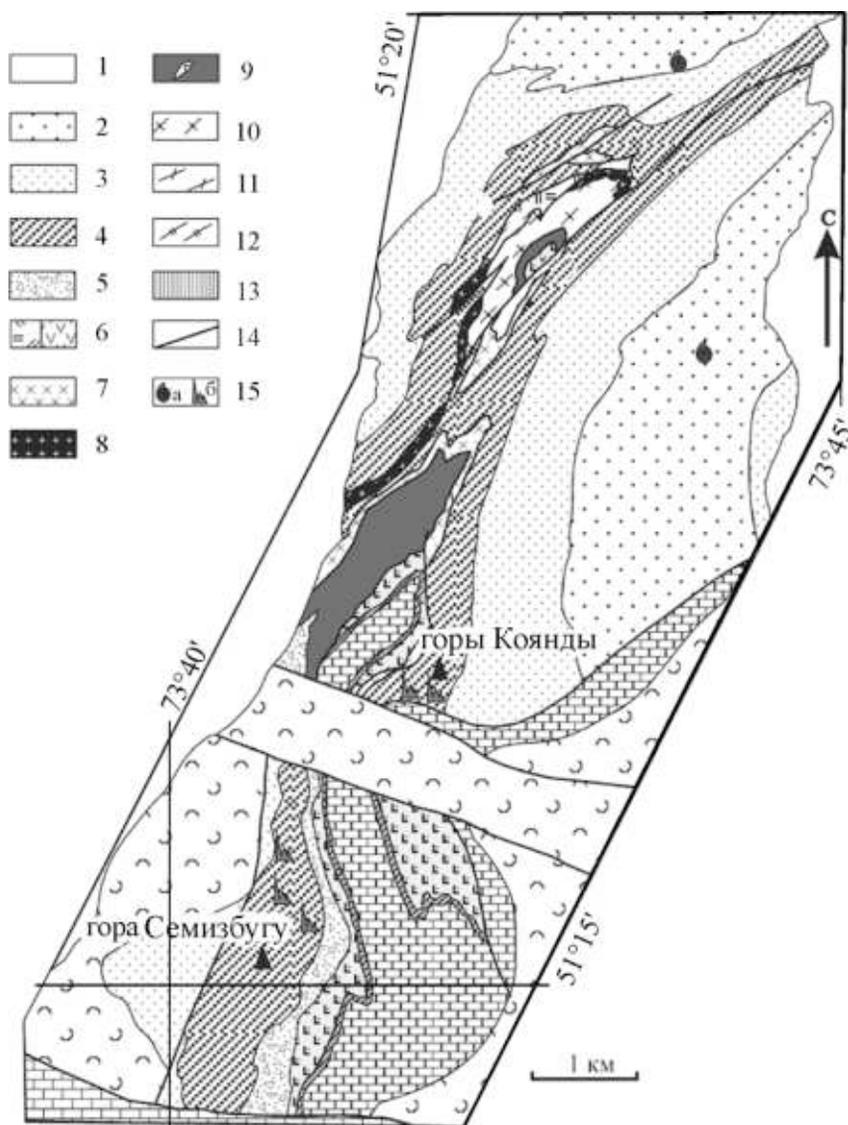


Рис. 15. Схема геологического строения окрестностей горы Семизбугу, по [Дегтярёв, 2012]

1 – кайнозойские отложения; 2 – верхнеордовикские песчаники, конгломераты, известняки (тынкудукская свита); 3 – верхнеордовикские песчаники и алевролиты (еркебидаинская свита); 4–13 – комплексы Бошекульской зоны: 4 – средне-верхнеордовикские кремни, яшмы, кремнистые алевролиты (ержанская свита), 5 – среднеордовикские песчаники с глыбами кремней, известняков и ультрамафитов, 6 – нижнекембрийские дациты и андезиты, 7 – среднекембрийские граносиенит-порфиры, 8 – раннекембрийские плагиограниты, 9 – ультрамафиты и серпентинитовый меланж, 10–13 – раннепалеозойский комплекс амфиболитов и гранито-гнейсов: 10 – амфиболиты и гранито-гнейсы нерасчлененные, 11 – амфиболиты, 12 – плагиогранито-гнейсы, 13 – сиенитовые мигматиты; 14 – разрывные нарушения; 15 – местонахождения: а – макрофауны, б – конодонтов

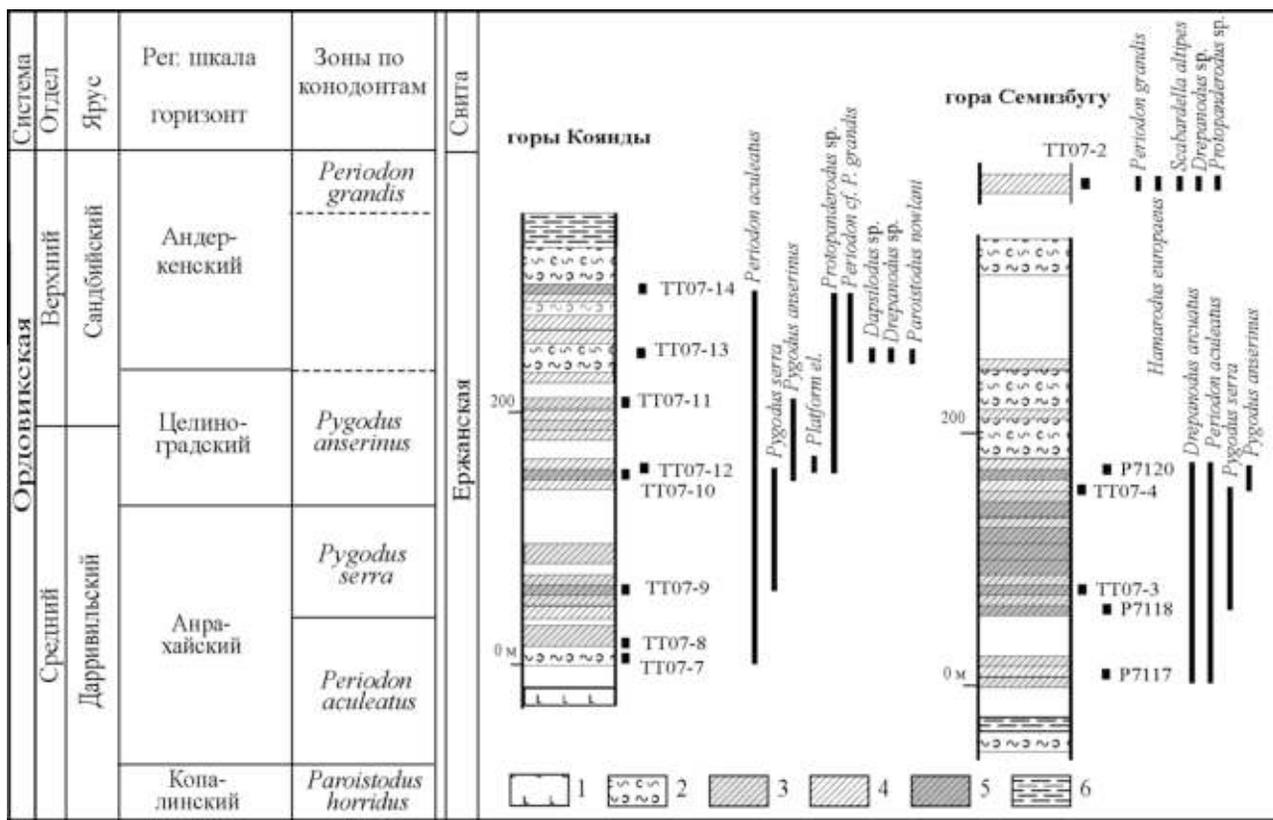


Рис. 16. Разрезы ержанской свиты в горах Коянды и Семизбугу и стратиграфическое распространение конодонтов

1 — базальты; 2 — кремнистые туффиты; 3 — розовые кремни; 4 — желтые, белые и серо-зеленые кремни; 5 — красные кремни и бурые кремнистые алевролиты; 6 — серо-зеленые алевролиты

единичные местонахождения были известны только в трех структурно-формационных зонах Джунгаро-Балхашской области Центрального Казахстана. В Северо-Балхашской зоне конодонты позднего ордовика были обнаружены в кремнистых алевролитах, кремнистых туффитах и туффитах жаманшурукской и обалинской свит. Л. А. Курковская определила здесь один и тот же комплекс конодонтов с *Periodon grandis*, *Protopanderodus insculptus*, *Protopanderodus* aff. *varicostatus*, *Drepanoistodus suberectus* s.f. [Никитин, 2001]. В Агадырской зоне конодонты собраны из яшм и кремнистых алевролитов верхней части кремнисто-базальтовой талдыэспинской свиты: среди них определены *Hamarodus europaeus*, *Protopanderodus insculptus*, *Icriodella superba*, *Distacodus victrix* и некоторые другие виды в моноэлементной номенклатуре [Никитин и др., 1999]. В Тектурмаской зоне местонахождения верхнеордовикских конодонтов приурочены к верхней части базарбайской и средней части сарытауской свит, где были со-

браны *Periodon grandis*, *Drepanoistodus suberectus*, *Panderodus gracilis*, *Dapsilodus mutatus*, *Aodus similis*, *Protopanderodus insculptus* [Герасимова и др., 1992].

Помимо ержанской свиты местонахождения конодонтов верхнего ордовика были обнаружены автором в бассейне р. Балга Юго-Западного Предчиргизья в кремнисто-туфогенной толще кызылкаинской серии [Дегтярёв, 1999]. В ее верхней части преобладают кремнистые алевролиты, аргиллиты и песчаники красного и бурого цвета, мощностью до 400 м. Конодонты были найдены в наиболее окремненных и окварцованных разностях, являющихся более прозрачными, чем окружающие породы. Кызылкаинская серия перекрывается нижнесилурийской олистостромовой толщей зеленоцветных песчаников и алевролитов с глыбами и крупными отторженцами кремнистых алевролитов. В одной из глыб был обнаружен такой же комплекс конодонтов, как и в нижележащей кызылкаинской серии [Дегтярёв, 1999; Tolmacheva et al., 2009].

В 2006 г. разрезы кызылкаинской серии были переизучены и существенно пополнена коллекция конодонтов. В составе комплекса определены *Periodon grandis*, *Scabardella altipes*, *Drepanoistodus* sp., *Protopanderodus* sp. и *Pygodus anserinus*. Элементы конодонтов *P. grandis* здесь резко доминируют, составляя до 90% комплекса. *Drepanoistodus* sp. представлен только дрепанодиформными элементами, а *Pygodus* sp. двумя рамиформными и одним платформенным элементом.

В целом полученные из разных местонахождений Казахстана списки позднеордовикских конодонтов отличаются единообразием и включают помимо доминирующего *Periodon grandis* только 3–4 дополнительных таксона, идентификация которых не вызывает сомнений. Присутствие части видов, таких как *Icriodella superba*, *Distacodus victrix*, *Panderodus gracilis* в кремнистых фациях Казахстана нуждается в проверке.

КАРБОНАТНЫЕ, ТЕРРИГЕННО-КАРБОНАТНЫЕ И КРЕМНИСТО-КАРБОНАТНЫЕ КОМПЛЕКСЫ

В ордовике Центрально-Азиатского пояса достаточно редко встречаются карбонатные толщи, накапливающиеся на протяжении длительного интервала времени. Наиболее полные карбонатные разрезы известны в Атасу-Моинтинском районе (курчиклинская и шундинская свиты позднего дапина – начала сандбия) и в Малом Каратау (нижняя часть шабактинской свиты). Во всех других зонах известняки участвуют в строении вулканогенных, терригенных и кремнисто-терригенных комплексов, где они слагают как небольшие пласты и линзы (например, каратальская и акжальская свиты Джалаир-Найманского района), так и мощные слои преимущественно биогермного происхождения, образующие холмы и гряды в современном рельефе (дуланкаринская, андеркенская, бестамакская, акдомбакская, маятаская свиты).

Основная часть известняков, в том числе прослой в вулканогенных и терригенных разрезах, относятся к мелководным карбонатам водорослево-микробиальной природы, характерным для тепловодного палеобассейна Казахстана, который в ордовике находился в приэкваториальной области. Иногда известняки содержат разнообразную и богатую раковинную фауну, в основном трилобитов и брахиопод; в позднем ордови-

ке появляются многочисленные кораллы. Такие карбонатные фации неблагоприятны для изучения конодонтов, так как высокая скорость формирования отложений не позволяет накопиться большому количеству остатков пелагических организмов, с относительно одинаковой скоростью поступающих в осадок на дне бассейна. Обогащение конодонтами быстро накапливающихся карбонатов может быть вызвано только перемывом и сортировкой кластической составляющей осадка. Опыт растворения мелководных массивных известняков показал, что количество конодонтов в них не превышает десятка элементов на килограмм породы, а переотложенные и сортированные разности известняков с конодонтами встречаются редко.

Для разрезов более глубоководных фаций характерны плитчатые известняки и калькарениты, образование которых происходило, в том числе при размыве водорослевых карбонатов. Из таких известняков также не часто удается получить представительные коллекции конодонтов.

Для изучения таксономического состава конодонтовых фаун благоприятны только пелагические карбонаты, сформированные при низких скоростях осадконакопления. Самые богатые комплексы конодонтов были получены из такого рода карбонатных пластов и линз в терригенных и терригенно-кремнистых отложениях.

При опробовании некоторых непрерывных карбонатных разрезов Казахстана (узунбулакская свита) были обнаружены только отдельные слои с относительно большим содержанием конодонтов. Но получить какие-либо продолжительные интервалы распространения конодонтов не удалось. Оказалось, что конодонты относительно многочисленны только в одной или много реже двух-трех точках в пределах стратиграфических интервалов разрезов. Местонахождения конодонтов, откуда удалось получить представительные конодонтовые комплексы, описываются ниже.

ЧИНГИЗ-ТАРБАГАТАЙСКАЯ ЗОНА (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН)

Терригенно-карбонатные и кремнисто-терригенные толщи на р. Кольденен. Один из наиболее древних комплексов конодонтов ордовика был выделен из карбонатных прослоев и линз кремнисто-терригенной толщи верхнего кембрия – нижнего ордовика на правом берегу р. Кольденен вблизи устья руч. Копа в центральной части хр. Чингиз (Восточный Казахстан) (рис. 18). Эта толща ранее входила в состав чингизтауской свиты, среднекембрийский (майский) возраст

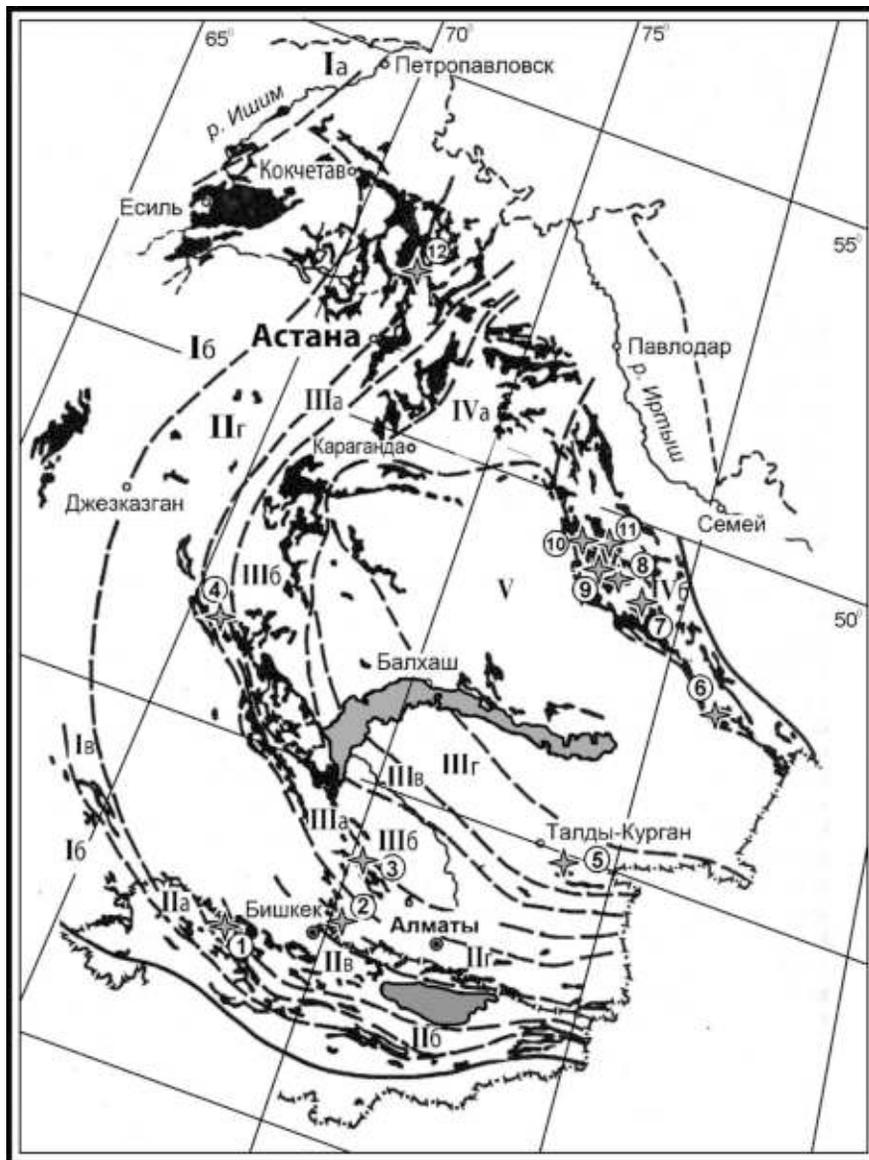


Рис. 17. Схема расположения изученных местонахождений конодонтов в карбонатных отложениях Казахстана и Северной Киргизии (схема районирования ордовика палеозойд Казахстана и Киргизии, по [Решения ... , 1991] (структурно-тектонические зоны см. на рис. 1)

1 – Северный Тянь-Шань (кенташская свита); 2 – хр. Кендыктас (агалатаская свита); 3 – горы Чу-Или (узунбулакская свита); 4 – Северная Бетпак-Дала (караканская свита); 5 – Текелийский район (тасбулакская свита); 6 – хр. Тарбагатай (кулунбулакская свита); 7 – хр. Чингиз (горы Окпекты, терригенно-карбонатная толща); 8 – хр. Чингиз (р. Копа, кремнисто-терригенная толща); 9 – хр. Чингиз (найманская свита); 10 – хр. Чингиз (бестамакская свита); 11 – хр. Чингиз (маматская свита); 12 – Урумбайский район, Северный Казахстан (вулканогенная толща)

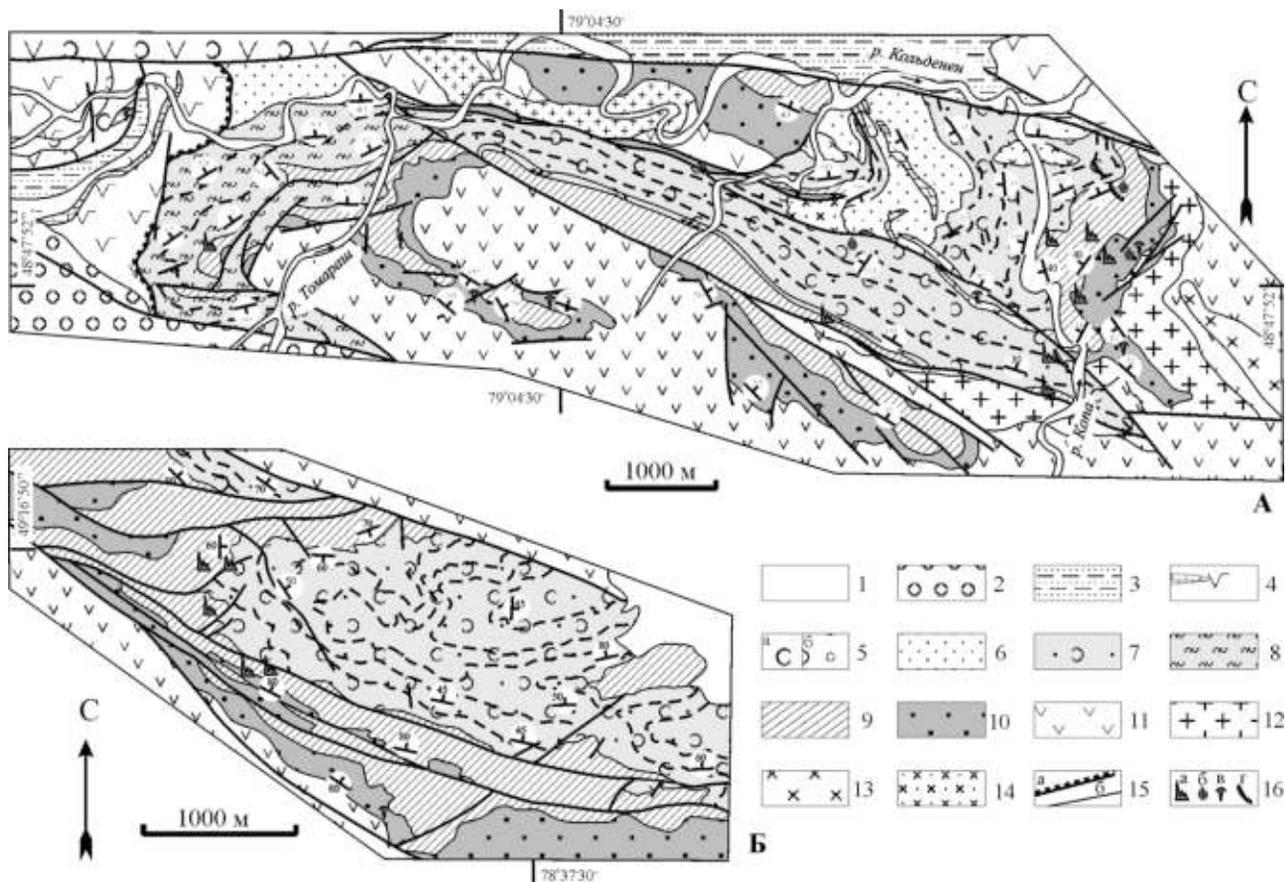


Рис. 18. Схемы геологического строения среднего течения р. Кольденен (А), северо-восточной части гор Зербкызыл (Б), по [Дегтярёв, 2012]

1 – кайнозойские отложения; 2 – терригенные породы верхнего ордовика; 3–5 – комплексы Центрально-Чингизского покрова: 3 – кремнисто-терригенные и туфогенные породы нижнего-среднего ордовика (найманская свита), 4, 5 – вулканогенно-осадочные породы нижнего ордовика (сарышокинская свита); 4 – эффузивы среднего состава с линзами известняков, 5 – туфы (а) и туфоконгломераты (б) среднего состава; 6–10 – среднекембрийско-нижнеордовиковский комплекс: 6 – терригенная пачка, 7 – туфогенная пачка, 8 – пачка вишневых и зеленых туфоалевролитов и туфитов, 9 – кремнисто-терригенная пачка, 10 – терригенно-карбонатная пачка; 11 – эффузивы и вулканогенно-осадочные породы среднего кембрия; 12, 13 – породы среднекембрийского Кольдененского гранитоидного массива: 12 – граниты и плагииграниты, 13 – гранодиориты; 14 – позднеордовиковские (?) диориты; 15 – разрывные нарушения: а – граница Центрально-Чингизского покрова, б – прочие; 16 – местонахождения органических остатков: а – конодонтов, б – брахиопод, в – трилобитов, г – граптолитов

которой обосновывался многочисленными трилобитами в мощном слое известняка в основании свиты [Геология СССР, 1972; Решения ... , 1991; Дегтярёв и др., 1999]. Позднее было установлено, что верхняя кремнисто-терригенная часть свиты перекрывает известняки со стратиграфическим несогласием, а ее возраст, определенный по разным группам фауны, в том числе по конодонтам, находится в интервале от верхнего кембрия до среднего ордовика [Дегтярёв и др., 1999]. Конодонты в кремнисто-терригенной толще были обнаружены С. В. Дубининой как в карбонатных, так и кремнистых породах.

Однако коллекции этих конодонтов не сохранились. В начале 2000-х годов в результате новых сборов конодонтов в кремнях и карбонатных линзах в разрезах на берегах р. Кольденен и в горах Зербкызыл был уточнен возраст верхней части кремнистых пачек в терригенно-туфогенном разрезе. Среди конодонтов из карбонатных линз в разрезах гор Зербкызыл были определены виды *Rossodus manitouensis* и *Prioniodus* cf. *P. honghuayuanensis* верхней части тремадокского и самых низов флоского яруса [Tolmacheva et al., 2008] (рис. 19). В кремнях и карбонатных линзах нижней части разреза на правом берегу

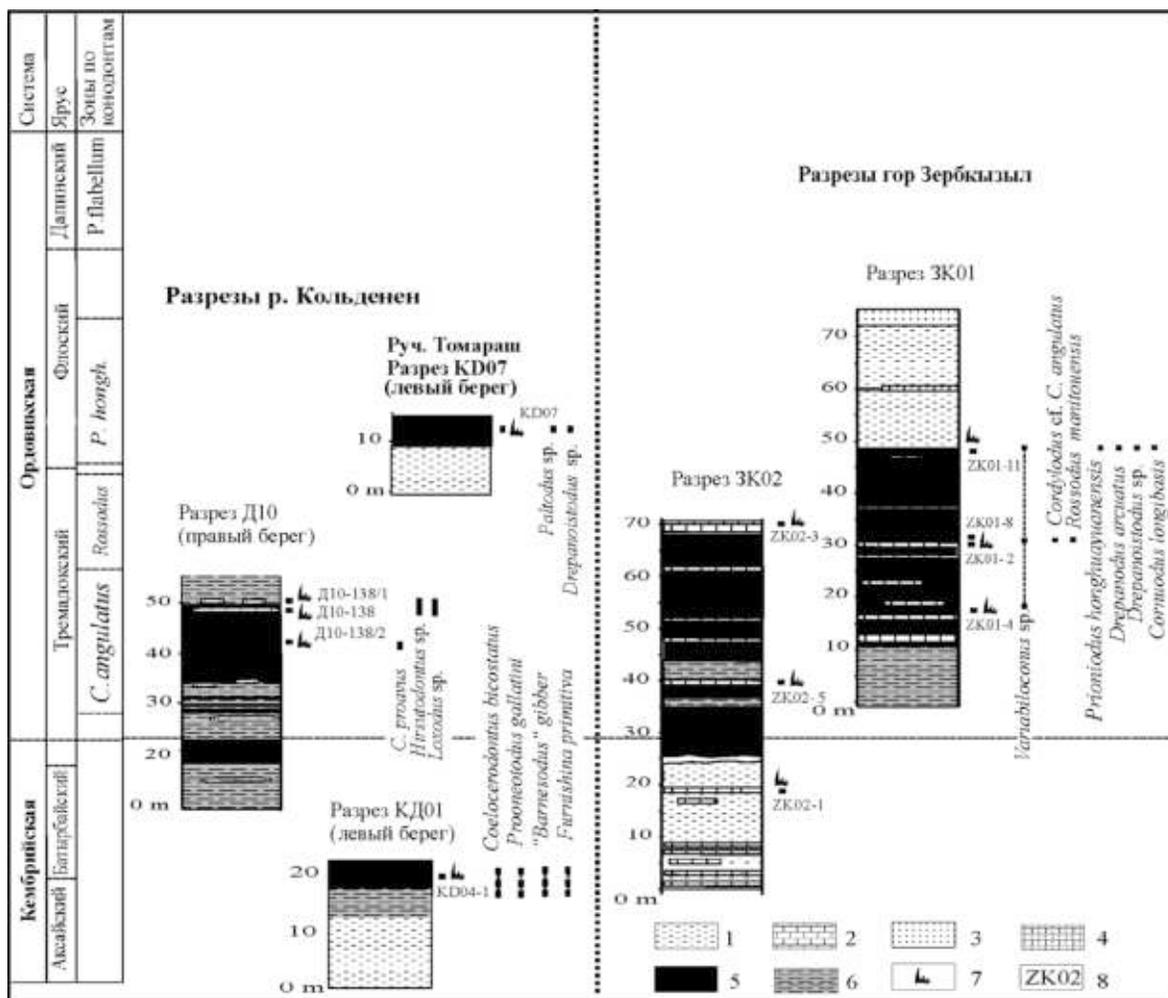


Рис. 19. Схематичные разрезы кремнисто-туфогенной толщи верхнего кембрия и нижнего ордовика на р. Кольденен и в горах Зербкызыл, по [Tolmacheva et al., 2006, с изменениями и дополнениями]

1 – алевролиты; 2 – известняки; 3 – песчаники; 4 – карбонатные песчаники; 5 – кремни; 6 – кремнистые алевролиты и аргиллиты; 7 – местонахождения конодонтов; 8 – номера местонахождений

р. Кольденен были найдены конодонты верхнего кембрия и самых низов ордовика.

В целом кремнисто-терригенная толща сложена кремнистыми алевролитами и песчаниками с редкими прослоями кремней и карбонатных линз. В ее основании наблюдается горизонт плоскообломочной осадочной брекчии (мощностью до 0,2 м), состоящей из слабоокатанных обломков серых пелитоморфных известняков, выше которого залегают зеленые кремни, серозеленые известковистые алевролиты, мелкозернистые песчаники с тонкими (до 0,1 м) линзами и прослоями серых известняков (мощностью 25–30 м). В кремнях и известняках были найдены конодонты позднего кембрия [Tolmacheva et al.,

2008]. Выше по разрезу количество карбонатных прослоев постепенно сокращается, до их полного исчезновения. Общая мощность терригенно-карбонатной пачки не превышает 100 м.

Верхняя часть разреза представлена серо-зелеными, желтыми и черными кремнистыми туффитами, кремнистыми алевролитами и кремнями (рис. 19). В кремнях верхней части наряду с мелкими параконодонтами были собраны редкие элементы зоконодонтов, в том числе *Cordylodus proavus* и *Variabiloconus?* sp. В толще кремнистых алевролитов присутствуют редкие линзы известняков и карбонатные конкреции (т. н. Д10-138, 138/1, 138/2, 48°47'52" с. ш., 79°07'58,7" в. д.), из которых было извлечено около 10 экземпляров

конодонтов. Комплекс представлен паракондонтовыми элементами, фрагментами *Cordylodus*, *Hirsutodontus* sp. и *Loxodus* sp. Присутствие последнего вида, для которого в раннем ордовике характерно узкое стратиграфическое распространение, ограничивает возраст отложений зоной *Cordylodus angulatus* нижнего тремадока.

Необходимо отметить, что изученные отложения являются единственным в Казахстане местонахождением представителя рода *Loxodus*, которые широко встречаются в Сибири и Северной Америки, включая Канадскую Арктику [Pyle, Barnes, 2002; Ji, Barnes, 1994]. Все остальные виды, например *Hirsutodontus*, типичны и для кремнистых и карбонатных отложений Казахстана [Дубинина, 2000; Tolmacheva et al., 2001].

Изучение конодонтов в кремнисто-терригенных отложениях в районе р. Кольденен и гор Зербкызыл позволило значительно уточнить их стратиграфическое расчленение. Кроме того, установлено, что формирование кремнистых пачек в преимущественно терригенных последовательностях этого региона, интерпретируемых как отложения задугового бассейна [Tolmacheva et al., 2008], начинается с самой верхней части кембрия и продолжается в течение тремадокского времени. Но в отличие от кремнистых отложений бурбайтальской свиты здесь биогенным источником кремнезема были, скорее всего, спикулы губок, а не радиолярии.

Маматская свита. Известняки, приуроченные к нижней части маматской свиты, являются одним из немногих местонахождений в Чингиз-Тарбагатайской зоне, содержащих разнообразную и богатую фауну раннеордовикских трилобитов и брахиопод в карбонатных породах. В разные годы брахиоподы определяли И. Ф. Никитин (1972) и Л. Н. Кленина (1984), трилобиты – Н. К. Ившин и М. К. Аполлонов, лингуляты – Л. Е. Попов [Назаров и Попов, 1980]. Из всех фаунистических групп монографически описаны были только лингуляты [Назаров и Попов, 1980]. Возраст свиты по всем группам фауны считался тремадокским. Особенность этого местонахождения заключается в том, что комплексы макрофауны, в частности трилобитов, отличаются от одновозрастных фаун из других частей Казахстана своей биогеографической характеристикой [Fortey, Cocks, 2003]. Среди трилобитов были определены рода *Nayaua* и *?Lopeuloma*, характерные для Сибирской платформы и вид *Bienvillia tetragonalis* Brøgger, встречающийся в Норвегии [Fortey, Cocks, 2003]. Также было отмечено присутствие позднетремадокских видов *Ceratopyge forficula*, "*Protopliomerops*" *speciosa* и представителей *Niobe* sp. скандинавского обли-

ка [Fortey, Cocks, 2003]. В то же время отмечалось, что в других местонахождениях Казахстана одновозрастные трилобиты и брахиоподы в биогеографическом отношении близки к фауне Восточной Гондваны [Fortey, Cocks, 2003; Popov et al., 2009] и не имеют общих компонентов с балтоскандийскими фаунами.

Относительно недавно разрез маматской свиты был переизучен, а для подтверждения возраста и биогеографических отличий фауны маматской свиты от фауны других одновозрастных образований региона из отложений свиты впервые выделены и описаны конодонты.

Маматская свита входит в состав вулканогенно-осадочного комплекса, объединяющего верхнекембрийские и нижнеордовикские толщи в центральной части хребта Чингиз (рис. 20). Верхнекембрийские образования (карагутуская свита) представлены эффузивами и туфами андезибазальтов, андезитов, андезидацитов, дацитов и риодацитов и риолитов, содержащими линзы известняков с трилобитами сакского и аксайского ярусов верхнего кембрия. Мощность карагутуской свиты достигает 2000 м [Геология ... , 1962; Самыгин и др., 1969; Геология СССР, 1972]. Тремадокские толщи (собственно маматская свита) сложены преимущественно обломочными породами с горизонтом известняков в нижней части разреза. Флоский ярус (сарышокинская свита) представлен эффузивами и туфами среднего состава, которые вверх по разрезу сменяются туфогенными песчаниками с линзами известняков, содержащими трилобиты. Мощность сарышокинской свиты достигает 500 м [Никитин, 1972].

Изученный участок располагается на обоих берегах левого безымянного притока ручья Карлыбулак в 5 км к восток-юго-востоку от горы Мамат. Здесь вулканогенно-осадочные толщи верхнего кембрия – нижнего ордовика слагают юго-восточное крыло антиклинальной складки, ядро которой прорвано гранодиоритами позднего силура (рис. 20).

В основании видимого разреза обнажены лавы и туфы риолитового состава мощностью до нескольких сот метров, в 5 км к северо-северо-западу от рассматриваемого участка аналогичные породы содержат линзы известняков с трилобитами аксайского яруса верхнего кембрия [Лялин и др., 1964]. Эффузивы и туфы кислого состава верхнего кембрия перекрывает туфогенно-осадочная маматская свита, низы разреза которой на разных берегах безымянного ручья несколько отличаются.

На правом берегу туфы, туфоконгломераты и туфобрекчии кислого состава перекрываются ритмично слоистой пачкой, в основании ритмов

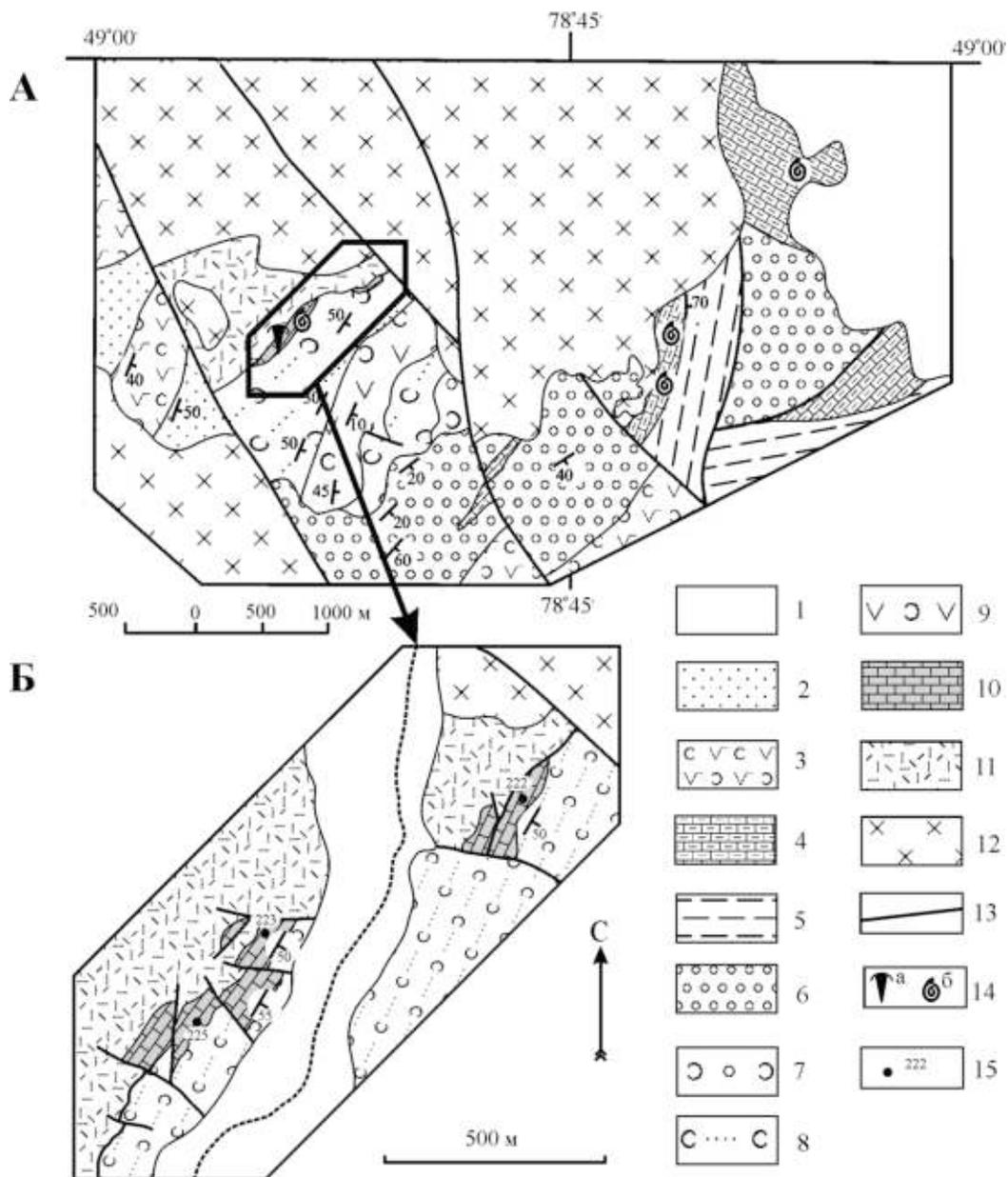


Рис. 20. *А* – схема геологического строения участка в 5 км к восток-юго-востоку от горы Мамат. *Б* – детальная геологическая карта выходов известняков маматской свиты (сост. по данным К. Е. Дегтярёва, А. В. Рязанцева, О. И. Никитиной и автора)

1 – кайнозойские отложения; 2–6 – бестамакская свита, средний ордовик: 2 – песчаники и туфопесчаники, 3 – туфы средне-основного состава, 4 – известняки водорослевые, 5 – алевриты и мелкозернистые песчаники, 6 – конгломераты; 7–11 – торткудукская серия, верхний кембрий – нижний ордовик: 7–10 – маматская свита, нижний ордовик: 7 – туфоконгломераты, 8 – туфопесчаники, 9 – туфы андезитового состава, 10 – известняки с трилобитами, брахиоподами и конодонтами тремадокского яруса, 11 – риолиты, их туфы и туфобрекчии карагутуйской свиты верхнего кембриа; 12 – позднесилурийские гранодиориты Актасского массива; 13 – разрывные нарушения, 14 – местонахождения: *а* – трилобитов, *б* – брахиопод; 15 – точки отбора проб на конодонты

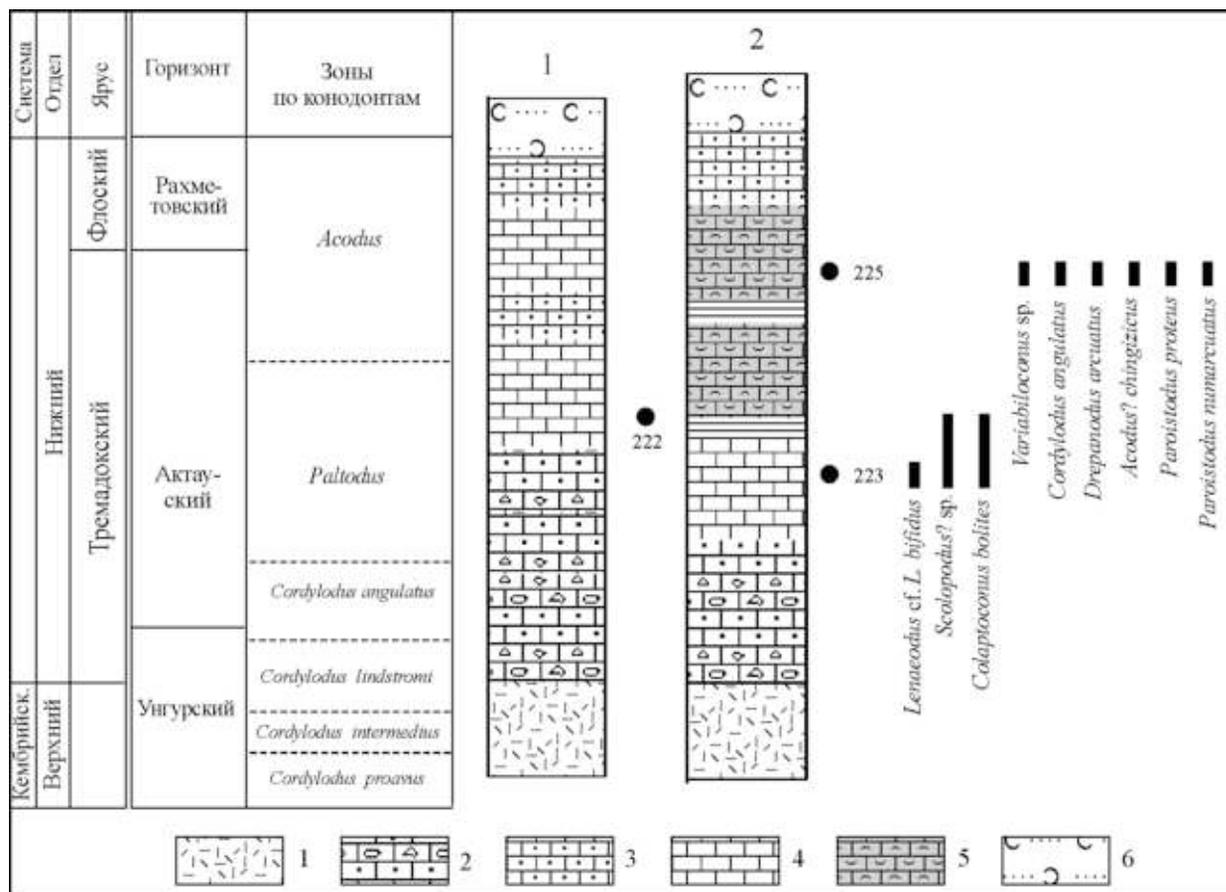


Рис. 21. Разрезы карбонатной пачки маматской свиты на правом (1) и левом (2) берегах безымянного притока ручья Карлыбулак

1 – туфы и туфобрекчии карагутуйской свиты верхнего кембрия; 2 – брекчии; 3 – известковистые песчаники и калькарениты; 4 – известняки водорослевые, микритовые; 5 – известняки розовые и красные, биокластические; 6 – туфопесчаники

залегают серые калькарениты и известковистые песчаники с обломками эффузивов среднего состава и очень редко гранитоидов (рис. 21). Мощность каждого из трех видимых ритмов 1,5–2 м. Для калькаренитов и песчаников характерна косая слоистость (прил. 3, рис. 8). Далее разрез наращивается серыми и розовыми, часто биокластическими известняками, чередующимися с известковистыми песчаниками. Общая мощность терригенно-карбонатной пачки не более 20–25 м.

На левом берегу также обнажены туфы кисло-го состава, которые перекрываются туфогенными грубозернистыми песчаниками и брекчиями с обломками кислых эффузивов, мощностью 5 м. Выше залегают серые песчанистые (5 м) и водорослевые известняки (2 м). Разрез наращивается пачкой розовых и красных биокластических известняков с обломками криноидей, брахиопод и трилобитов, чередующихся с прослоями

алевролитов. Мощность этой пачки около 10 м. Общая мощность карбонатных пород на левом берегу 25–30 м.

Карбонатные породы в обоих разрезах перекрываются толщей лиловых и зеленых слоистых туфогенных песчаников и алевролитов мощностью более 500 м. Верхняя часть разреза маматской свиты образована литокластическими туфами и туфоконгломератами андезитов и дацитов мощностью до 300 м [Никитин, 1972]. В 1,5 км юго-восточнее изученного участка маматская свита с несогласием перекрывается терригенно-карбонатными породами верхнего ордовика.

Детальное опробование карбонатной части разреза показало, что конодонты в породе содержатся в очень небольших количествах, не превышающих 1–5 экземпляров на 1 кг породы. Только на нескольких уровнях содержание конодонтов в породе оказалось достаточным для

определения таксономического состава и возраста комплекса. Всего было извлечено 60 конодонтовых элементов. В обр. 222 и 223 был обнаружен одинаковый набор конодонтовых видов, включающий *Paltodus* cf. *P. pristinus*, *Lenaedodus* cf. *L. bifidus*, *Acodus* sp. и *Colaptoconus bolites*. Выше по разрезу в т. н. 225 (45 по схеме опробования И. Ф. Никитина) количественно преобладают элементы *Acodus? chingizicus* (более 70% от всех элементов), *Cordylodus angulatus*, *Drepanodus arcuatus*, *Paroistodus numarcuatus*, *Paroistodus proteus*. Все конодонты светлокорицевые относительно слабоизмененные с индексом окраски (CAI), не превышающим 2,0.

Таким образом, в разрезе известняков выделяются два стратиграфических уровня — серозеленые известняки содержат конодонты зоны *Paltodus* верхнего тремадока, а вышележащие красные известняки по конодонтам относятся к зоне *Acodus* sp. 2 (или *Paroistodus proteus* самых верхов тремадока — низов фло). В целом в комплексе маматской свиты доминирует эндемичная форма *Acodus* sp. 2, в меньшем количестве присутствуют виды *Drepanodus arcuatus*, *Paroistodus proteus*, широко встречающиеся во всех отложениях относительно глубоководных фаций, в том числе и в Балтоскандии. Типично Балтоскандийские таксоны в изученном местонахождении не обнаружены, в то время как были найдены элементы *Lenaedodus* cf. *L. bifidus* — вида, который встречается на Сибирской платформе, на Северо-Востоке России и на Аляске. Вид *Acodus* sp. 2, который доминирует в маматской свите, не найден в других изученных местонахождениях этого возраста на территории Казахстана [Дубинина, 2000] и Северного Тянь-Шаня [Дегтярёв и др., 2012].

Найманская свита. В центральной части Чингиз-Тарбагатайской зоны значительные площади занимают кремнисто-терригенные толщи, отнесенные к найманской свите дапинского и нижней части дарривильского яруса (рис. 22). Свита общей мощностью 900–1200 м сложена тефроидами, туффитами, полевошпатовыми, кварц-полевошпатовыми песчаниками, кремнистыми туфопелитами, известковистыми туффитами, фтанитами и известняками. Самая верхняя часть свиты представлена крупнозернистыми песчаниками и конгломератами. Возраст свиты был обоснован в типовой местности — ур. Найман относительно многочисленными находками граптолитов, а также редкими трилобитами и брахиоподами [Никитин, 1972; Орлова, 1993].

Известняки найманской свиты в ур. Найман — это карбонатная пачка мощностью до

15 м, имеющая сложное внутреннее строение. Ее нижняя часть (5–8 м) сложена серыми пелитоморфными известняками с большим количеством неокатанных обломков слоистых известковисто-кремнистых алевролитов (прил. 3, рис. 9).

Выше начинают преобладать массивные водорослевые разности, постепенно переходящие в плитчатые светло-серые известняки. Верхние 1–2 м сложены плитками до 5–10 см, представляющими отдельные ритмы, в каждом из которых присутствует полный цикл от серого и темно-серого известняка до кремнистого известняка и фтаниту — спонгилиту (прил. 3, рис. 9).

Известняки найманской свиты в ур. Найман были несколько раз опробованы на конодонты разными исследователями [Орлова, 1993; А. К. Жилкайдаров (устное сообщение)], однако до недавнего времени из них удавалось выделить только относительно небольшое количество конодонтовых элементов. Из проб А. П. Орловой С. В. Дубинина определила *Periodon aculeatus zgierzensis* Dzik, *Drepanodus arcuatus* Pander и *Panderodus mutatus* (Branson et Mehl), что подтвердило раннедарривильский (раннелланвирнский) возраст этой части свиты.

В наиболее полном разрезе известняков свиты (т. н. 48°54'56,66" с. ш., 79°00'19,87" в. д.) из всех разностей карбонатов был отобран ряд проб на конодонты, которые были обнаружены только в самой верхней части известнякового пласта в темно-серых кремнях, переслаивающихся со фтанитами. Всего из 12 кг известняка было выделено более 2000 конодонтовых элементов. Этот комплекс конодонтов оказался одним из наиболее таксономически разнообразных в Казахстане и включает более 30 видов, среди которых доминируют виды широкого географического распространения *Periodon macrodentatus* и *Paroistodus horridus*, составляющие 75% от общего количества конодонтовых элементов. В значительно меньшем количестве присутствуют *Histiodellella levis*, *Histiodellella kristinae*, *Spinodus spinatus*, *Costiconus ethingtoni*, *Juanognathus jaanussoni*, *Erraticodon* cf. *E. hexianensis*, *Appalachignathus* sp., *Panderodus? nogami*, *Ansella jemtlandica*, *Drepanodus reclinator*, *Drepanodus arcuatus*, *Parapanderodus* sp., *Naimanodus degtyarevi* и др.

Возраст комплекса определяется как раннедарривильский по совместному нахождению *Paroistodus horridus*, *Periodon macrodentatus* и *Histiodellella kristinae*. Из всех видов именно последний имеет на Ньюфаундленде узкое стратиграфическое распространение в нижней части дарривильского яруса и рассматривается в качестве маркера одноименной зоны [Stouge, 1984].

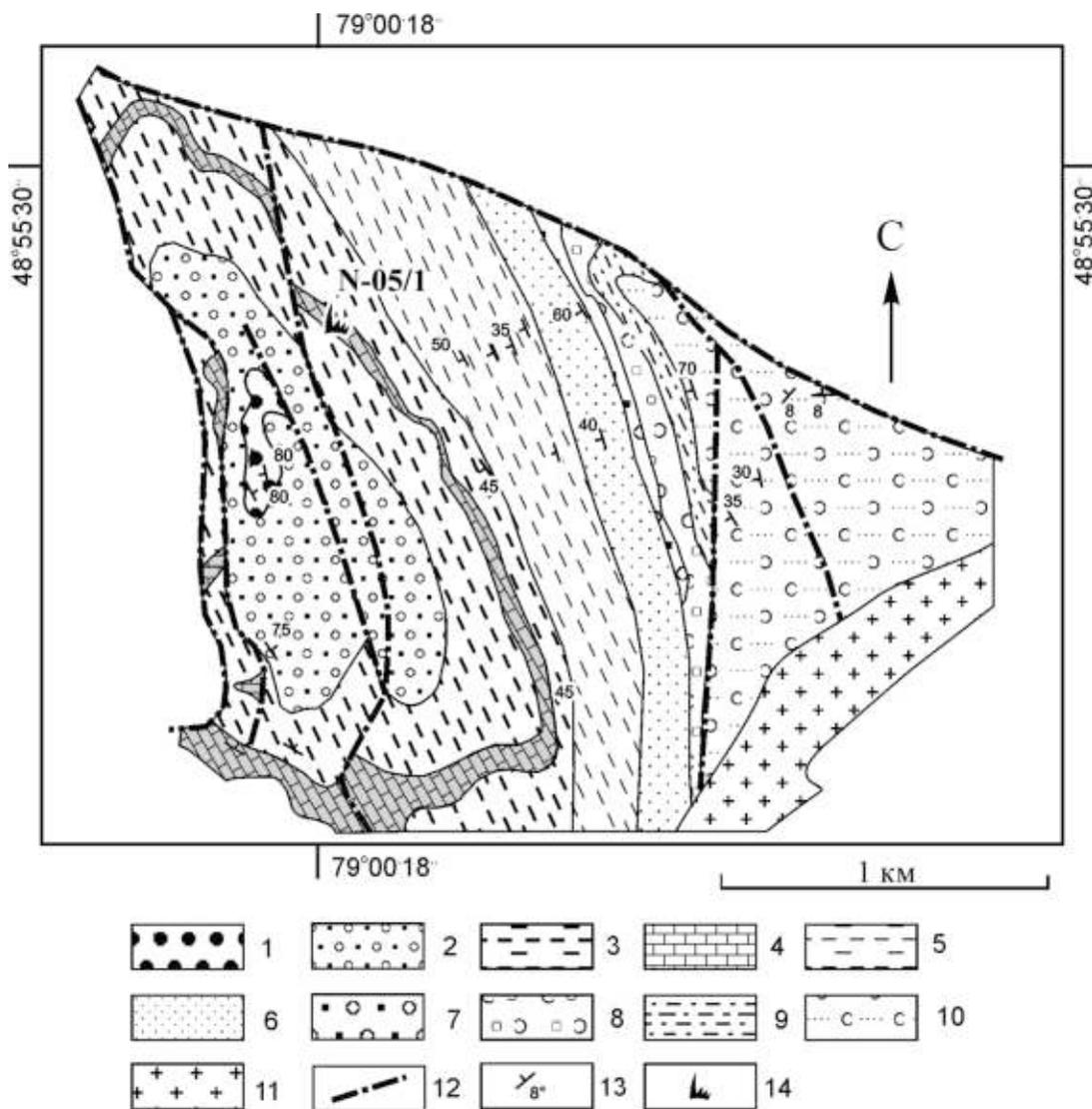


Рис. 22. Схема геологического строения ур. Найман, по [Никитин, 1972]

1–6 – найманская свита нижнего и среднего ордовика: 1 – кварцевые конгломераты, 2 – светло-серые кварцевые и кварц-полевошпатовые песчаники, 3 – темно-серые кремнисто-хлоритовые алевролиты с прослоями кварц-полевошпатовых песчаников, 4 – темно-серые известняки, 5 – серые глинисто-хлоритовые алевролиты с пластами полевошпатовых песчаников, 6 – серые полевошпатовые песчаники с прослоями глинисто-хлоритовых алевролитов; 7–10 – сарышокинская свита нижнего ордовика: 7 – серые полевошпатовые песчаники с пластами конгломератов, гравелитов и туфов, 8 – вулканомиктовые конгломераты и туфы среднего, а также кислого состава, 9 – зеленоватые песчаники и алевролиты, 10 – зеленовато-серые туфогенные песчаники с пачками алевролитов и конгломератов; 11 – гранодиориты Сарышокинского массива; 12 – тектонические разломы; 13 – элементы залегания; трилобиты, 14 – местонахождения конодонтов

Бестамакская свита. В известняках бестамакской свиты в верховьях р. Чаган еще в 50-х годах XX в. было обнаружено одно из наиболее богатых разнообразной фауной местонаждений в Чингизской зоне. Геологическое строение и стратиграфия этого района были подробно изучены И. Ф. Никитиным (1960, 1962, 1972).

В целом бестамакская свита мощностью до 1000 м сложена преимущественно терригенными флишеидными отложениями. Базальные слои бестамакской свиты образованы аркозовыми песчаниками, выше которых залегает мощная до 200–250 м карбонатная толща. В верхней части свиты в терригенной последовательности начина-

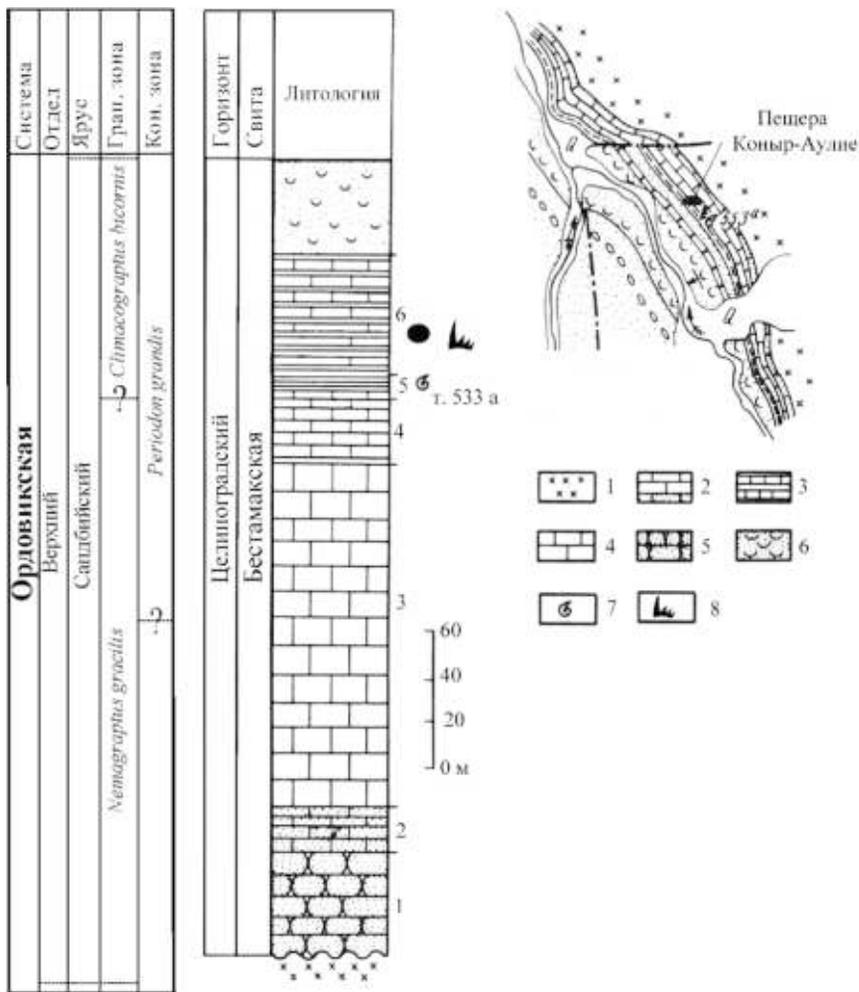


Рис. 23. Местонахождение и разрез бестамакской свиты на р. Чаган с указанием уровня находок разнообразной фауны и конодонтов по (Назаров, Попов, 1980) и современное стратиграфическое положение отложений

1 – гранодиориты, 2 – темные плитчатые известняки, 3 – глинистые известняки и черные известковистые аргиллиты, 4 – массивные водорослевые известняки, 5 – аркозовые песчаники, 6 – туфы, туффиты, туфопесчаники; 7 – точка с граптолитами и другой фауной; 8 – местонахождение конодонтов

ют преобладать пачки и слои туфов и тефроидов средне-основного состава.

Нижняя часть бестамакской свиты наиболее хорошо изучена на правом берегу р. Чаган, в устье р. Саргалдак, примерно в 100 м к юго-востоку от известной карстовой пещеры Коныр-Аулие (49°06'15,04" с. ш., 78°32'05,93" в. д.) (рис. 23). Карбонатная толща здесь сложена светло-серыми и белыми массивными водорослевыми известняками, кроме редких крупных гастропод, не содержащих других палеонтологических остатков. Верхняя граница известняков и их контакт с вышележащими туфоалевролитами и туфопесчани-

ками обнажены очень слабо, но в 60-х годах были вскрыты канавой и детально описаны. В настоящее время эта канава уже не существует.

Нижняя часть вскрытого разреза мощностью около 30 м сложена преимущественно серыми комковатыми известняками, относительно небогатыми фауной. Многочисленные фаунистические остатки приурочены к верхней части разреза, представленной темно-серыми и коричневыми плитчатыми глинистыми известняками, алевролитами и аргиллитами. В прослоях темно-серых, почти черных известковистых алевролитов и аргиллитов (т. н. 533а) были найдены

граптолиты *Dicranograptus nicholsoni* (Hopkinson), *Climacograptus bicornis* (J. Hall), *Nemagraptus gracilis* (J. Hall), *Orthograptus* sp.

Трилобиты из этого местонахождения были изучены Н. К. Ившиным, М. К. Аполлоновым и И. М. Колобовой, замковые брахиоподы – И. Ф. Никитиным, граптолиты – Д. Т. Цаем, лингуляты и радиолярии – Л. Е. Поповым и Б. Б. Назаровым [Назаров, 1975; Назаров и др., 1975; Назаров, Попов, 1980; Попов, 1975, 1976]. Кроме того, здесь отмечалось присутствие остракод, сколекодонтов, спикул губок, разных проблематичных организмов и конодонтов.

Несмотря на то что о присутствии конодонтов в этом разрезе было известно еще давно, получить материал для их выделения удалось только несколько лет назад из старых коллекций трилобитов. Всего из 3 кг известняка было выделено 500 конодонтовых элементов, принадлежащих 11 видам. Этот таксономически относительно бедный комплекс, включает виды *Periodon grandis*, *Strachanognathus parvus*, *Panderodus* sp., *Belodina compressa*, *Paroistodus? nowlani*, *Yaoxianognathus? tunguskaensis*, *Coelocerodontus trigonius*, *Protopanderodus* sp., *Scabardella altipes*, *Besselodus* sp. Элементы *Periodon grandis* составляют более 70% от общего количества элементов.

Конодонты позволили пересмотреть возраст известняков и соответственно содержащейся в ней бентосной фауны. Ранее считалось, что *Nemagraptus gracilis*, найденный в верхней части карбонатной пачки, указывает на лландейльский (раннесандбийский) возраст по крайней мере части известняков из вышележащей терригенной части разреза. Однако конодонты в слоях, непосредственно перекрывающих алевролиты с *Nemagraptus gracilis*, оказались более молодыми, чем ожидалось, и указывают скорее на среднюю и верхнюю части сандбийского яруса, чем на его основание. Стратиграфически значимыми здесь являются виды *Periodon grandis* и *Belodina compressa*, первое появление которых отмечается не раньше середины сандбийского времени. Эти новые данные в целом не противоречат находкам граптолитов, так как обнаруженные в верхах известняков *Climacograptus bicornis* также свидетельствуют о среднесандбийском возрасте, а найденные экземпляры *Nemagraptus gracilis*, возможно, являются последними представителями этого вида в его развитии от самых низов до почти середины сандбийского яруса.

Терригенно-карбонатные толщи юго-восточной части гор Окпекты. Ордовикские образования в юго-восточной части гор Окпекты были впервые выделены и фаунистически охарактер-

изованы М. Б. Мычником при проведении геологической съемки масштаба 1 : 200 000 в конце 50-х годов XX в. [Государственная геологическая карта ... , 1962]. По мнению этих авторов, ордовик здесь представлен терригенно-карбонатными породами бестамакской свиты, которые с несогласием залегают на кембрийские толщи, образуя небольшую синклинали. Предполагалось, что в основании разреза залегают мелкогалечные конгломераты, которые вверх сменяются известковистыми песчаниками и известняками, венчают разрез переслаивающиеся кремнистые алевролиты и известковистые песчаники с тонкими прослоями известняков.

В известковистых песчаниках нижней части разреза были собраны трилобиты и брахиоподы плохой сохранности: *Asaphus* sp., *Iliaenus* sp., *Remopleurides* sp., *Sowerbyella* sp., *Strophomenacea* (определения М. Н. Королевой и Т. Б. Руковишниковой), возраст которых не мог быть определен точнее чем ордовикский.

В верхней части разреза были собраны многочисленные остатки одного вида граптолитов *Glyptograptus* cf. *artschalensis* Pavlinov (определение Б. М. Келлера), на основании находок которых возраст определялся как верхи лландейло – низы карадока (т. е. нижняя часть сандбийского яруса). Здесь же собраны трилобиты *Trinodus glabratus* (Angelin), *Cybele* cf. *weberi* Kolova, *Plimera* sp. (определения М. Н. Королевой) также верхов лландейло – низов карадока и брахиоподы плохой сохранности *Productorthis* sp., *Sowerbyella* sp. (определения Т. Б. Руковишниковой) ордовикского возраста [Мычник и др., 1962].

В результате исследований юго-восточной части гор Окпекты, проведенных в 2010 г. вместе с К. Е. Дегтярëвым, А. В. Рязанцевым и О. И. Никитиной было пересмотрено строение этого участка и для нескольких стратиграфических уровней получены новые палеонтологические данные.

В структуре рассматриваемого участка выявлена субширотная антиклинальная складка протяженностью около 4 км (рис. 24). Северное крыло антиклинали представлено наиболее полно, в то время как южное нарушено крупным разломом, по которому на ордовикские комплексы надвинуты более древние, скорее всего, нижнекембрийские вулканогенно-карбонатно-кремнистые толщи.

Наиболее низкое стратиграфическое положение занимает толща чередующихся черных и серых кремнистых алевролитов, алевролитов, с линзами и горизонтами калькаренинов, карбонатных гравелито-брекчий (рис. 25). Толща слагает ядро антиклинали и достаточно сильно дислоцирована, ее мощность, которая может быть

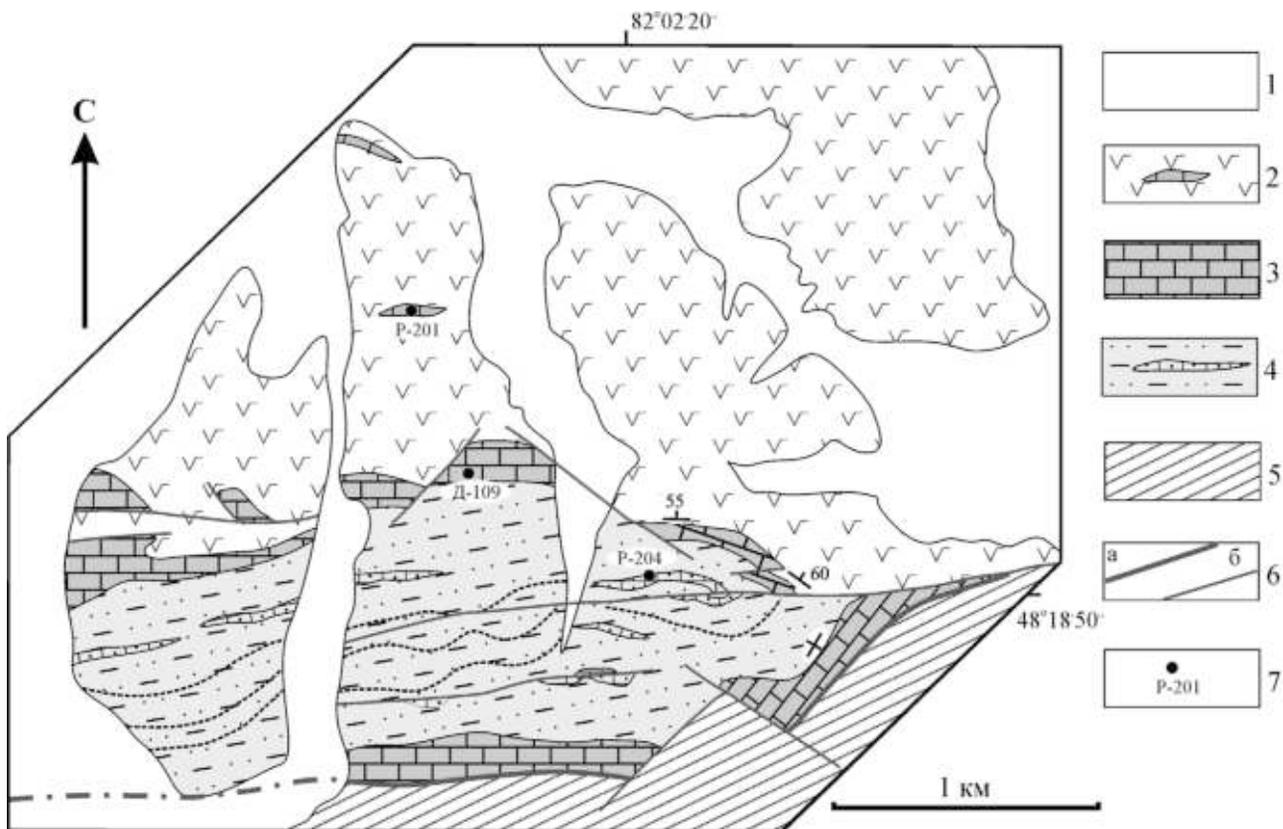


Рис. 24. Схема геологического строения юго-восточной части гор Окпеты (сост. по данным К. Е. Дегтярёва, А. В. Рязанцева, О. И. Никитиной и автора)

1 – кайнозойские отложения; 2 – эффузивы и туфы среднего состава с линзами известняков; 3 – водорослевые и биокластические известняки; 4 – чередование кремнистых алевролитов, алевролитов, песчаников с линзами и горизонтами, калькаренитов и карбонатных гравелито-брекчий; 5 – доордовикские вулканогенно-карбонатно-кремнистые толщи; 6 – разрывные нарушения: а – надвиги, б – прочие; 7 – места отбора проб для выделения конодонтов и их номера

оценена лишь приблизительно, составляет более 250–300 м. Ранее именно в породах этой толщи были собраны трилобиты и граптолиты сандбийского возраста. Из двух линз калькаренитов, расположенных в 50 м друг от друга по разрезу, были отобраны пробы (P-10204 и P-10204a) на конодонты. В стратиграфически более низкой пробе обнаружено 11 видов конодонтов – *Ansellajemtlandica*, *Drepanoistodus* cf. *D. costatus*, *Histiodelleholodentata*, *Juanognathus* sp., *Paroistodus horridus*, *Periodon macrodentatus*, *Panderodus? nogami*, *Protopanderodus* sp., *?Polonodus* sp., *Costiconus* sp., *Semiacontiodus* sp. Присутствие видов *Histiodelleholodentata* и *Paroistodus horridus*, распространение которых ограничено нижней частью дарривильского яруса, определяет раннедарривильский возраст опробованной породы. Однако здесь не исключено переотложение более древних форм. Из пробы, отобранной выше по разрезу, выделены конодонты *Pygodus serra*, *Periodon aculeatus*,

Drepanodus sp. Присутствие зонального вида *P. serra* указывает на позднедарривильский возраст линз карбонатов.

Стратиграфически выше по разрезу залегает мощная (50–70 м, редко до 100 м) пачка карбонатных пород, которая маркирует крылья и восточное замыкание антиклинали. В строении пачки участвуют пелитоморфные слоистые водорослевые известняки, в нижней части которых встречаются комковатые биокластические разности с остатками трилобитов и брахиопод. Из биокластических известняков выделены немногочисленные элементы видов *Panderodus* sp. и *Panderodus? nogami* (пр. Д-10109).

Самое верхнее положение в структуре занимает толща эффузивов и туфов среднего и основного состава, которая лучше всего представлена на северном крыле антиклинали. В ее строении участвуют порфиоровые андезиты, андезибазальты и базальты, среди которых встречаются редкие

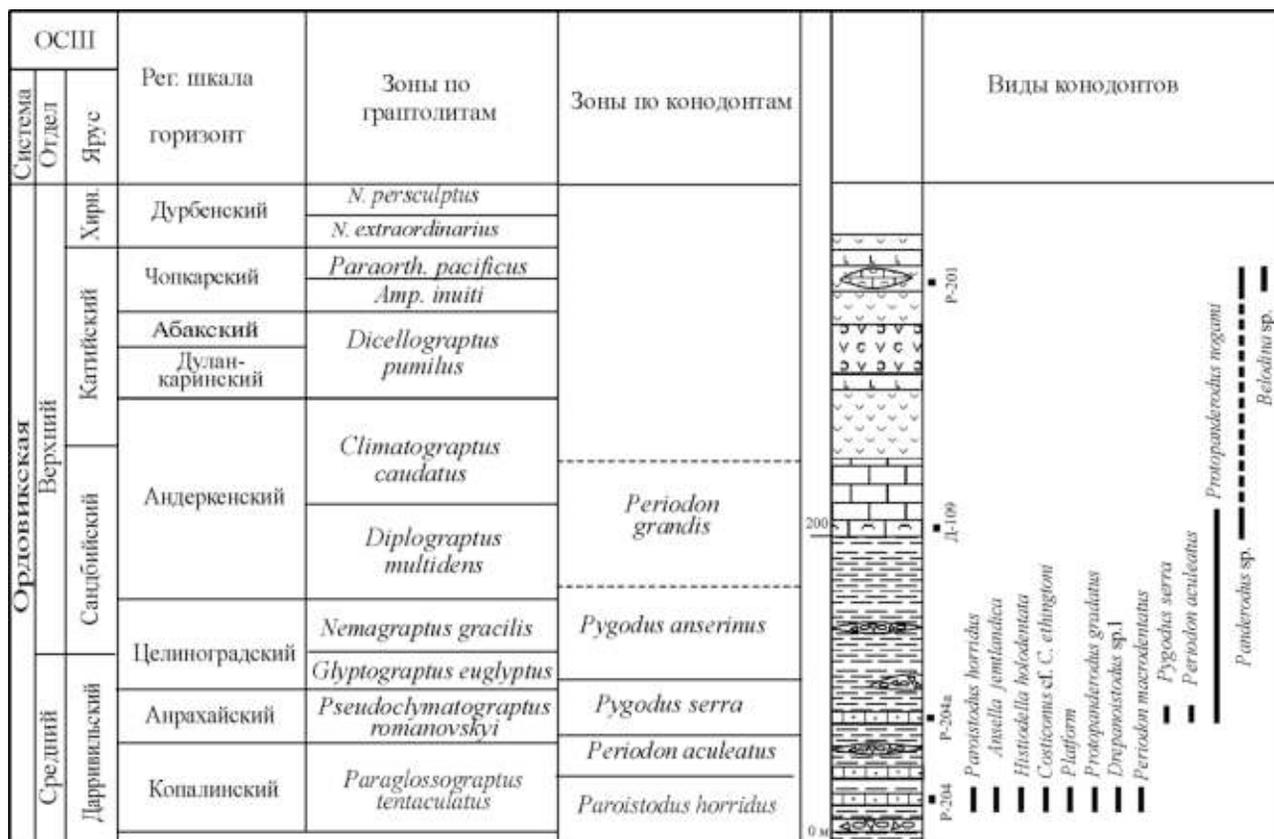


Рис. 25. Разрез терригенно-карбонатных отложений в юго-восточной части гор Окпекты и распространение конодонтов

1 – карбонатные гравелито-брекчии; 2 – серые алевролиты и песчаники; 3 – массивные толстоплитчатые известняки; 4 – песчаные известняки, калькарениты; 5 – биокластические известняки; 6 – эффузивы и туфы среднего состава

прослой литокластических туфов того же состава, а также редкие линзы биокластических известняков с остатками брахиопод, кораллов, трилобитов, криноидей и ортоцератид. Мощность толщи составляет несколько сот метров. Ранее эти породы относились к низам кембрия [Государственная геологическая карта ... , 1962] или, согласно структурному положению, к верхнему ордовика [Решения ... , 1991], но не были охарактеризованы органическими остатками. Большинство фаунистических остатков представлено неопределимыми до рода обломками. Среди брахиопод были определены (т. н. P-10201): *Anoptambonites?* sp., *Sowerbyella akdombakensis* Klenina, *Kassinella globosa* M. Borissjak, *Phakeloorthis?* sp., *Plectorthis* sp., *Hebertella?* *brevis* (Rukavishnikova), *Altaethyrella otarica* (Rukavishnikova), *Sulcatospira?* sp. (определения О. И. Никитиной), характерные для верхней части дуланкаринского или чокпарского горизонтов верхнего ордовика. Из этого же обнажения были извлечены конодонты *Panderodus* sp.

и *Belodina* sp., указывающие на, вероятно, катийский возраст вмещающих пород.

Таким образом, по конодонтам был подтвержден средне-позднеордовикский возраст терригенно-карбонатной и перекрывающей ее вулканогенной толщ гор Окпекты. Кроме того, из карбонатных пород этого местонахождения получен единственный на настоящее время комплекс конодонтов верхней части дарривильского яруса.

Кулунбулакская свита (хр. Тарбагатай). Неоднократные попытки охарактеризовать конодонтов верхнего ордовика из карбонатных пород Казахстана были не слишком успешны. Самые молодые конодонты ашгиллского возраста выделены из ойсуйских известняков чокпарской свиты в районе гор Дуланкара Джалаир-Найманской зоны Чу-Илийского региона. Всего там было обнаружено около десятка конодонтовых элементов *Eobelodina fornicata* [Stauffer, 1935] (= *Belodina* sp.), *Icriodella* sp. и *Acodus similaris*

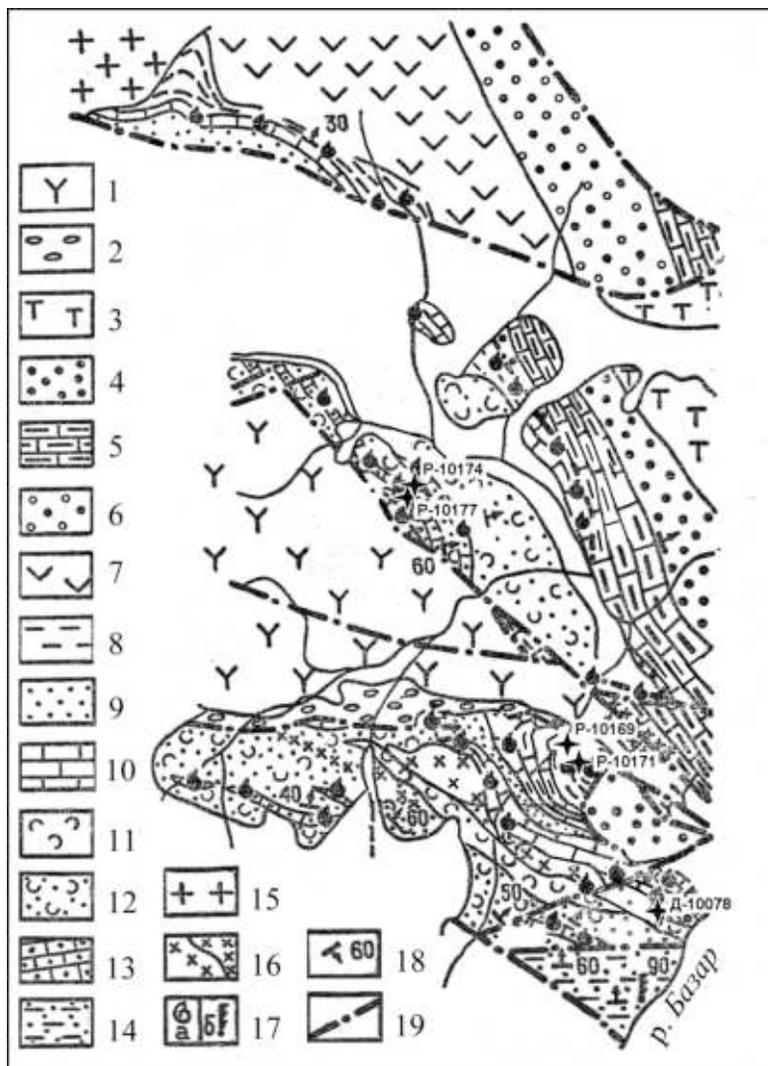


Рис. 26. Схема геологического строения правобережья р. Базар у выхода из хр. Тарбагатай, по [Никитин, 1972]

1, 2 – ниже-среднедевонские отложения: 1 – порфириды и туфы среднего и кислого состава, 2 – конгломераты; 3–5 – аягузская свита нижнего силура: 3 – порфириды и туфы среднего состава, 4 – песчаники и конгломераты, 5 – известняки и песчаники; 6, 7 – караконгойская свита верхнего ордовика: 6 – красноцветные конгломераты и песчаники, 7 – порфириды и туфы среднего состава; 8–13 – кулунбулакская свита верхнего ордовика: 8 – слои с *Catenipora libera*, алевролиты и аргиллиты, 9 – песчаники и алевролиты слоев с *Agetolites mirabilis*, 10 – известняки слоев с *Agetolites mirabilis*, 11 – туфы и туфогенные песчаники из слоев с *Amsassia chaetetoidea*, 12 – грязно-зеленые, буроватые туфогенные песчаники, алевролиты, прослои туфов в слоях с *Amsassia chaetetoidea*, 13 – известняки слоев с *Amsassia chaetetoidea*; 14 – низы верхнего ордовика – ритмичное переслаивание зеленоцветных песчаников и алевролитов, пачки конгломератов; 15 – граниты; 16 – интрузии различного состава; 17 – местонахождения фауны: а – кораллы, брахиоподы, трилобиты и др., б – граптолиты; 18 – элементы залегания; 19 – тектонические разрывы

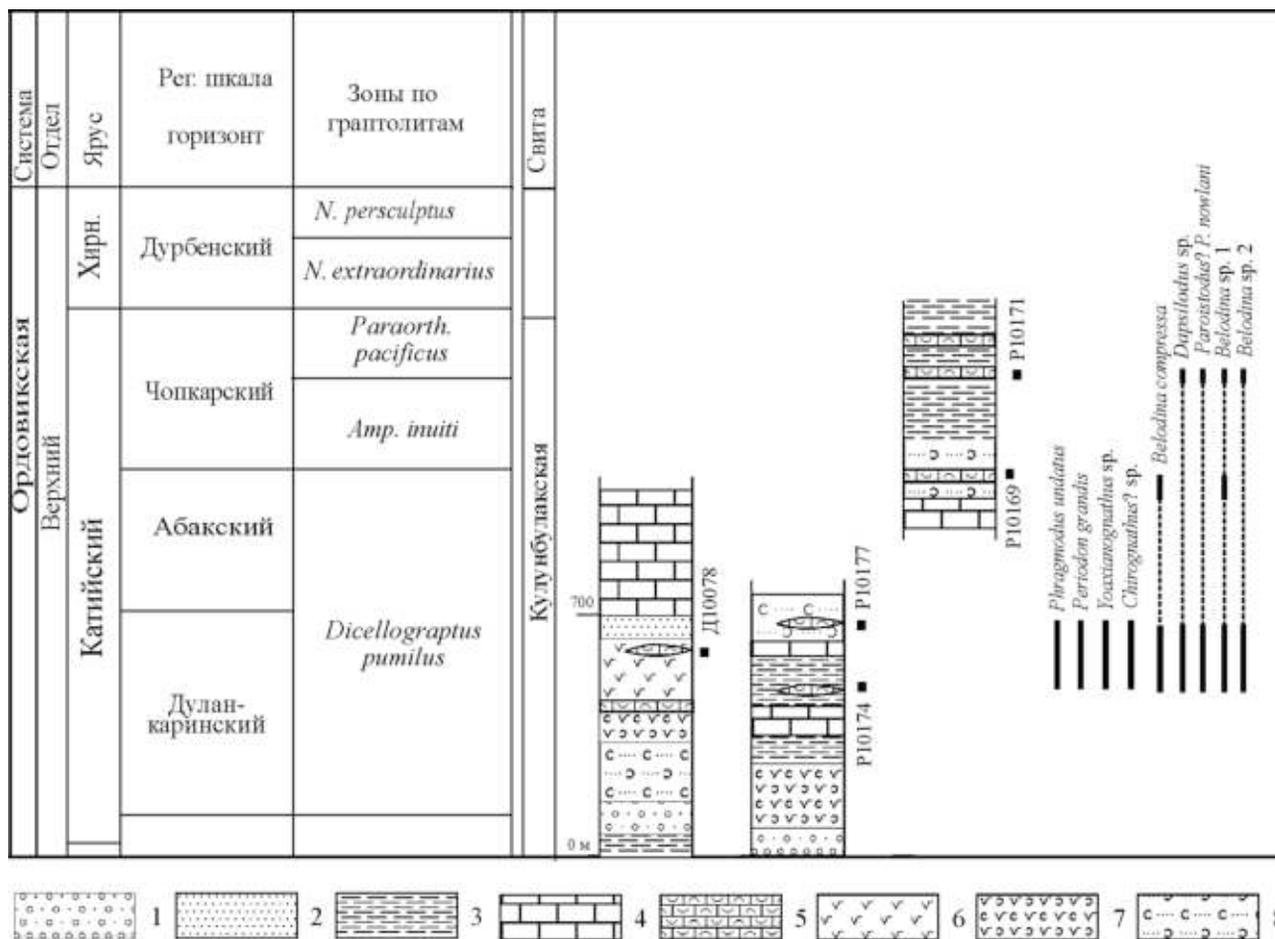


Рис. 27. Разрезы кулунбулакской свиты на правом берегу р. Базар (хр. Тарбагатай) и распространение конодонтов

1 – гравелиты и конгломераты; 2 – песчаники; 3 – алевролиты; 4 – массивные водорослевые известняки; 5 – биокластические известняки; 6 – эффузивы средне-основного состава; 7 – туфы средне-основного состава; 8 – туфопесчаники

Rhodes, 1955 (= *Scabbardella altipes*) [Граница ордовика и силура, 1980].

Конодонты карадока – верхнего ашгилла известны из известняков верхов шундинской свиты Актау-Моинтинского массива, где они представлены многочисленными элементами вида *Belodina compressa* (Branson et Melh) [Бесстрашнов и др., 1989]. Также элементы позднеордовикских *Belodina* sp., *Panderodus* sp. и *Aphelognathus* sp. выделены из карбонатов, вероятно, байдаулетовской свиты (замечание К. Е. Дегтярёва) на южном обрамлении Ерментау-Ниязского антиклинория [Барсков и др., 1983]. Эта работа является единственной, где приведены изображения найденных конодонтов. Находки конодонтов в верхнеордовикских отложениях хр. Тарбагатай были до настоящего времени неизвестны.

В 2010 г. были изучены разрезы кулунбулакской свиты на правом берегу р. Базар. Свита сло-

жена серо-зелеными туфогенными или полимиктовыми песчаниками и алевролитами с пластами конгломератов, туфов, туфо-андезитов и серых, преимущественно водорослевых известняков, мощность которых значительно варьирует от одного разреза к другому. Вулканогенные породы в основном приурочены к нижней и средней частям свиты дуланкаринского возраста, тогда как карбонатные прослои сконцентрированы в верхней части свиты, относящейся к абакскому и чопкарскому горизонтам (рис. 26, 27). В целом свита содержит обильную и разнообразную фауну, в том числе здесь встречается большое количество кораллов, остракод, трилобитов и брахиопод, которые изучены О. П. Ковалевским, Л. М. Мельниковой, М. А. Борисяк и др.

Биокластические разности известняков, в которых могут быть конодонты, очень редки в разрезах свиты, поэтому из трех изученных разрезов

было отобрано всего десять проб (рис. 27), из которых только в пяти оказались конодонты. Больше всего конодонтовых элементов было получено из нижней части кулунбулакской свиты (т. н. Д-10078: 47°24'23,5" с. ш., 81°47'00,4" в. д.), в других пробах (P10-169 47°25'04,6" с. ш., 81°46'20,6" в. д.; P10-174 47°26'35,3" с. ш., 81°45'07,6" в. д.) конодонты единичны. Комплекс конодонтов на всем протяжении кулунбулакской свиты практически неизменен; потенциальные различия, связанные с довольно значительным стратиграфическим интервалом кулунбулакской свиты, не очевидны из-за небольшого количества конодонтовых элементов. Найдены элементы следующих видов (всего 12 таксонов): *Phragmodus undatus*, *Periodon grandis*, *Belodina compressa*, *Yoaxianognathus* sp., *Belodina* sp. 1, *Besselodus* sp., *Paroistodus? nowlani*, *Chirognathus? cliefdenensis*, *Belodina* sp. 2, *Panderodus* sp. В состав комплекса входят виды широкого стратиграфического распространения или не идентифицированные до вида формы, у которых стратиграфический интервал неизвестен.

В связи с этим возраст нижней дуланкаринской части кулунбулакской свиты по совместному нахождению *Phragmodus undatus* и *Belodina compressa* не может быть определен точнее чем раннекатийский (среднеашгиллский), что не противоречит данным по другим группам фауны. *Phragmodus undatus* появляется в верхней части сандбийского горизонта, где является маркером одноименной зоны [Webby et al., 2004], и продолжает существовать в катийском ярусе, а *Belodina compressa* появляется только начиная с катийского яруса [Zhang, Barnes, 2007].

Полученные новые материалы по конодонтам, хотя и не уточняют стратиграфическое строение региона, но представляют интерес как первые достоверные данные по таксономическому составу позднеордовикских конодонтовых фаун Казахстана.

УРУМБАЙСКИЙ РАЙОН СЕЛЕТЫ-СЮГАТИНСКОЙ ПОДЗОНЫ (СЕВЕРНЫЙ КАЗАХСТАН)

Известняки вулканогенной толщи. В Урумбайском районе Северного Казахстана были изучены известняки, которые ранее включались в состав зорьевской свиты флоско-дарривильского возраста. Зорьевская свита в стратотипическом разрезе по р. Акжар и других разрезах сложена ритмично переслаивающимися зеленовато-серыми и серыми кварц-полевошпатовыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами и кремнистыми

алевролитами. Реже здесь встречаются красные и бурые яшмы, туффиты, гравелиты и конгломераты. Общая мощность свиты достигает 500–800 м. На разных уровнях в разрезе свиты были описаны линзы и маломощные горизонты известняков [Никитин и др., 1963; Никитин, 1972; Геология Северного Казахстана, 1987]. Известняки, обнаженные южнее ур. Жаганар в северной части Урубайского района, были также отнесены к зорьевской свите [Борисенко, 1985], что подтверждалось находками среднеордовикских трилобитов плохой сохранности.

Изучение этой территории в 2011–2012 гг. показало, что известняки представляют собой линзы разного размера (от 10 до 0,5 м), залегающие среди эффузивов, туфов и туфогравелитов средне-основного состава (рис. 28). Конодонты были обнаружены только в самой большой линзе (т. н. Д-11130: 52°26'48,50" с. ш., 72°13'45,50" в. д.), сложенной серыми и коричневато-серыми песчанистыми и водорослевыми массивными ризностами. В целом эта толща, включающая вулканиты, по литологическому составу и строению разреза, резко отличается от типовых разрезов зорьевской свиты и не может с ней сопоставляться. Она заслуживает выделения в самостоятельное и новое для Урумбайского района стратиграфическое подразделение среднего ордовика, но в настоящее время недостаточно изучена.

Количество конодонтов в известняках очень незначительно — из 20 кг породы было выделено всего 152 конодонтовых элемента, отнесенных к 14 следующим таксонам: *Histiodelle levis*, *Parapanderodus striatus*, *Triangulodus* sp., *Periodon aculeatus*, *Juanognathus jaanussoni*, *Drepanoistodus* sp., *Histiodelle* cf. *H. altifrons*, *Naimanodus degtyarevi*, *Juanognathus* sp., *Anodontus longus*, *Protopanderodus? nogami*, *Protopanderodus* sp., *Appalachignathus* sp., *Gen indet.* sp. A. В этом разнообразном комплексе резко доминирует *Histiodelle levis*, составляя около 37% от общего количества элементов. Все остальные таксоны присутствуют примерно в равных соотношениях, слагая менее 10% сообщества.

Раннедарривильский возраст комплекса определяется по совместному нахождению *Appalachignathus* и *Periodon aculeatus*, которые характерны для дарривильского яруса, и отсутствию эволюционно развитых видов рода *Histiodelle*, которые появляются в более молодых карбонатных отложениях в Казахстане. Из всех известных в настоящее время местонахождений конодонтов в Казахстане изученная фауна наиболее близка по возрасту к комплексам узунбулакской свиты Чу-Илийских гор, от которой отличается ярко выраженным доминированием *Histiodelle levis*.

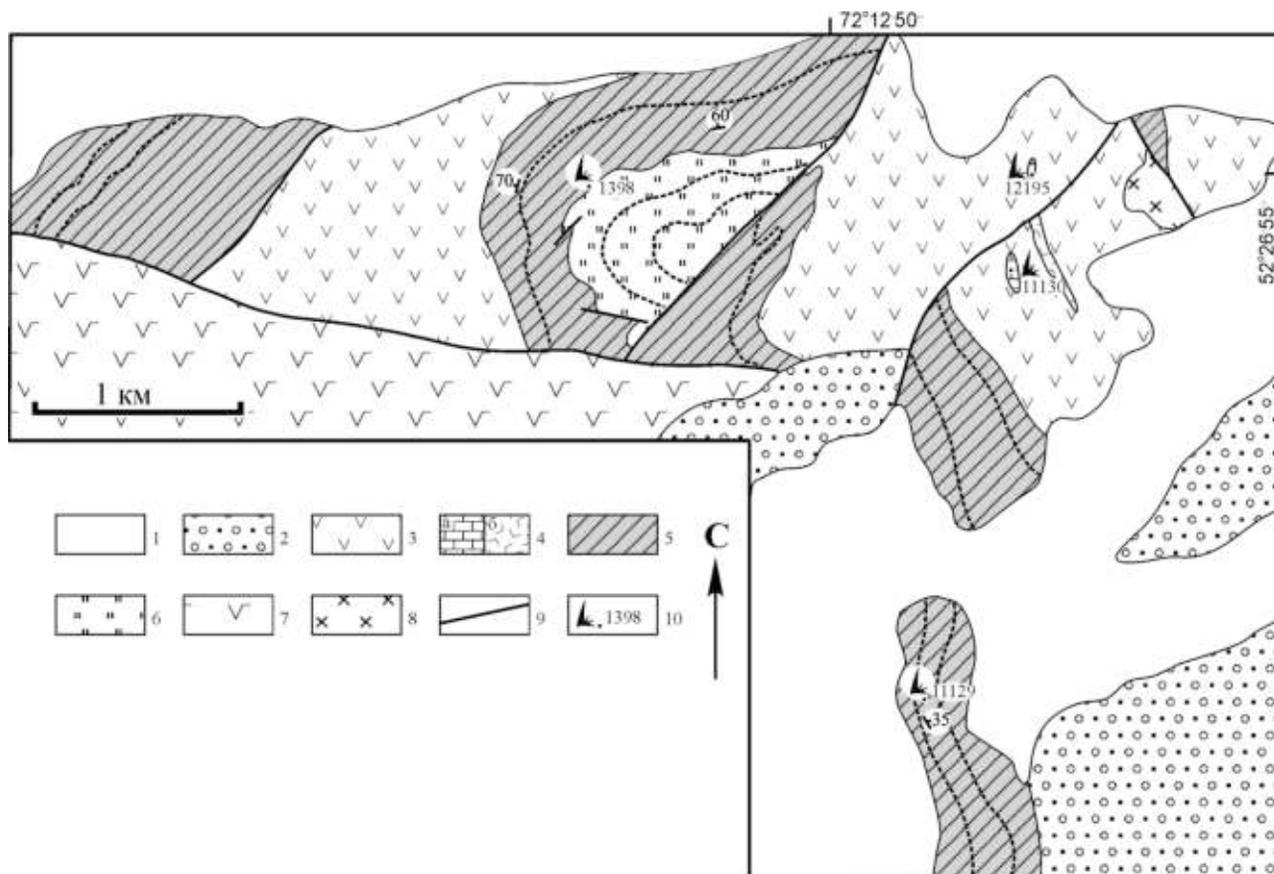


Рис. 28. Схема геологического строения ур. Жаганар (Урумбайская зона). Сост. К. Е. Дегтярёвым с использованием [Борисенко, 1985]

1 – кайнозойские отложения; 2 – верхнедевонские красноцветные конгломераты; 3, 4 – среднеордовикские образования: 3 – андезиты и андезибазальты, 4 – линзы и прослои: а – водорослевых и биокластических известняков, б – туфоалевролитов и туфитов желтых и красных; 5, 6 – верхнекембрийская урумбайская свита: 5 – кремни серые, белые и черные тонкослоистые, 6 – кремнистые алевролиты и алевролиты зеленые и серые; 7 – средне(?)-верхнекембрийские базальты и андезибазальты; 8 – позднеордовикские гранитоиды; 9 – разрывные нарушения; 10 – местонахождения конодонтов и их номера

Это местонахождение мелководных конодонтов является одним из наиболее западных в Казахстане и исключительно важным для биогеографического районирования конодонтовых фаун Казахстана.

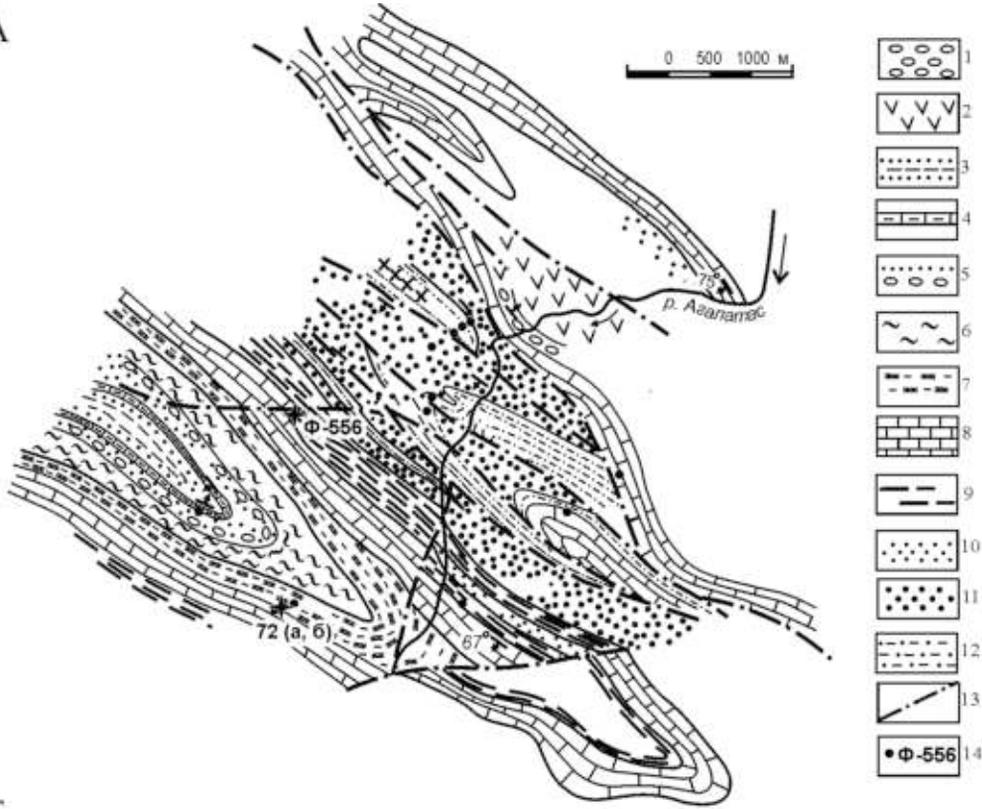
ХРЕБЕТ КЕНДЫКТАС (ЮЖНЫЙ КАЗАХСТАН)

Агалатасская свита. Массивные известняки в бассейне рек Агалатас Майбулак и Ргайты в горах Кендыктас, выделенные в агалатасскую свиту, подстилаются серо-зеленоцветными аргиллитами и алевролитами кендыктасской свиты и перекрываются преимущественно пестрыми и красноватыми алевролитами и песчаниками курдайской свиты. В последней также отмечают-

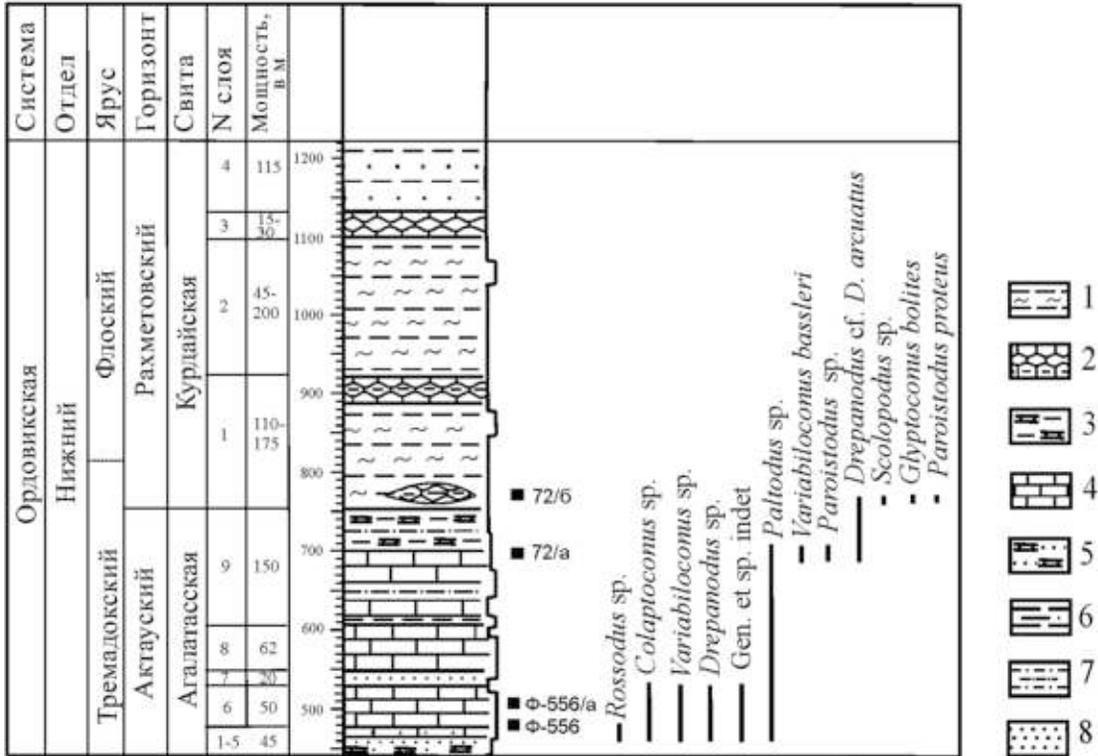
ся редкие маломощные пласты известняков. Эти толщи содержат многочисленные остатки брахиопод, трилобитов и граптолитов, на основании которых кендыктасская свита отнесена к раннему тремадоку, агалатасская – к позднему тремадоку, а курдайская – к флоскому (аренигскому) ярусу [Решения ... , 1991]. Толщи по р. Агалатас многократно описаны Б. М. Келлером, Т. Б. Рукавишниковой (1961), К. А. Лисогор (1961) и др.

Разрез агалатасской свиты в известняковом карьере в 1 км (43°03'07,6" с. ш., 74°53'46,8" в. д.) к северо-западу от русла р. Агалатас в ее среднем течении (рис. 29) был детально изучен и опробован на конодонты только недавно. Тогда же были отобраны пробы из известняков курдайской свиты из местонахождения в 500 м к юго-востоку от карьера.

А



Б



В известняковом карьере кендыктасская свита сложена ритмичным чередованием зеленовато-серых, зеленовато-бурых и лиловых алевролитов, аргиллитов, мергелей и мелкозернистых известковистых песчаников (рис. 29). В нижней части свиты встречаются единичные линзы конгломератов. Для всех глинистых разностей пород характерны скопления ходов илоедов и многочисленные знаки ряби. На некоторых поверхностях напластования встречаются многочисленные беззачемковые брахиоподы и трилобиты.

Агалатасская свита с постепенным переходом, который выражен в постепенном увеличении количества маломощных карбонатных прослоев в преимущественно терригенной толще, залегает на кендыктасской свите. За основание агалатасской свиты принимается появление первых пластов известковистых песчаников.

Нижняя часть агалатасской свиты сложена зеленовато-серыми известковистыми песчаниками, переслаивающимися с алевролитами и пластами биокластических известняков (15 м), выше которых залегают светло-серые толстослоистые крупноплитчатые до массивных органогенно-обломочные и водорослевые мраморизованные известняки (50 м) с темноцветными прослоями в верхней части. Известняки вверх по разрезу сменяются желтовато-серыми кварцевыми тонкоплитчатыми песчаниками (40 м) с мелкой, в основном параллельной, слоистостью; для отдельных прослоев характерна тонкая косая слоистость. Среди кварцевых песчаников встречаются отдельные мелкие прослои оливково-зеленых известковистых песчаников и мергелей.

Рис. 29. А – геологическая схема строения участка в среднем течении р. Агалатас, по [Атлас опорных ... , 2008]. **Б** – сводный разрез агалатасской и курдайской свит и стратиграфическое распространение конодонтов

А: 1–3 – кескинтасская свита верхнего ордовика (карадока): 1 – конгломераты известняковые, 2 – песчаники, туфо-песчаники, 3 – андезито-базальты; 4–7 – курдайская свита нижнего аренига: 4 – пестроцветные песчаники, алевролиты, 5 – глинистые известняки, 6 – бурые песчаники, гравелиты, 7 – бурые известковистые алевролиты; 8, 9 – агалатасская свита верхнего тремадока: 8 – известковистые алевролиты, глинистые известняки, мергели, 9 – известняки, известковистые песчаники; 10–12 – кендыктасская свита нижнего тремадока: 10 – зеленые, бурые алевролиты с прослоями, линзами песчаников, конгломератов; 11 – ритмичное переслаивание темно-серых, темно-зеленых песчаников, 12 – бурые песчаники, алевролиты; 13 – разломы; 14 – местонахождение конодонтов.

Б: 1 – бурые алевролиты, аргиллиты; 2 – комковатые известняки; 3 – алевролиты, линзы известняков; 4 – известняки; 5 – известковистые песчаники, песчаные известняки; 6 – аргиллиты; 7 – алевролиты; 8 – сероцветные песчаники

Вышележащая часть разреза представлена однородными темными голубовато-серыми толстослоистыми, крупноплитчатыми, крупнозернистыми до пелитоморфных органогенно-обломочными известняками (до 150 м). В разрезе карьера вскрыта только самая нижняя часть последней пачки. Верхняя часть агалатасской свиты хорошо обнажена к северо-западу от карьера по простиранию гряды, где ее верхние пласты на границе с курдайской свитой были опробованы на конодонты (пр. 72 43°02'46" с. ш., 74°53'23,9" в. д.). Из этого обнажения на вершине горы описаны многочисленные замковые брахиоподы [Попов, Vinn, Nikitina, 2001]. Кроме того, ранее Л. Е. Поповым отсюда выделен комплекс конодонтов зоны *Paroistodus proteus* верхнего тремадока – низов флоского яруса и богатый комплекс лингулид [Попов, Vinn, Nikitina, 2001].

Из более десятка проб конодонты были обнаружены только в четырех, две из которых относятся к нижней части агалатасской свиты в карьере (прил. 3, рис. 10): первая в верхней части свиты на гряде к юго-востоку и вторая в основании курдайской свиты.

Из двух пластов известняка, расположенных в 15 м друг от друга, в нижней части агалатасской свиты выделен таксономически бедный, но многочисленный комплекс конодонтов с *Colaptoconus* sp., *Drepanodus* sp., *Rossodus* sp., *Variabiloconus* sp., Gen. et sp. indet, *Paltodus* sp. зоны *Paltodus* позднего тремадока. Верхняя часть свиты содержит *Drepanodus* cf. *D. arcuatus*, *Variabiloconus bassleri* и *Paroistodus* sp. зоны *Paltodus*. Из известняков курдайской свиты выделены элементы *Paroistodus proteus*, чье присутствие вместе с *Colaptoconus bolites* характерно для самой нижней части зоны *Paroistodus proteus* верхов тремадока – низов флоского яруса.

Новые данные по конодонтам подтверждают позднетремадоковский возраст агалатасской свиты, однако самые верхи свиты оказались древнее, чем предполагалось на основании данных предыдущих исследователей [Попов, Vinn, Nikitina, 2001]. Нижняя часть курдайской свиты, которая считалась аренигской, также может быть отнесена к верхнему тремадоку.

ТЕКЕЛИЙСКИЙ РАЙОН ДЖУНГАРСКОГО АЛАТАУ (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН)

Тасбулакская свита. Детальное изучение кремнисто-терригенных и терригенно-кремнисто-карбонатных толщ Коксу-Текелийского рудного района Джунгарского Алатау началось в 80-х годах XX в. [Никитин и др., 1993]. До начала этих

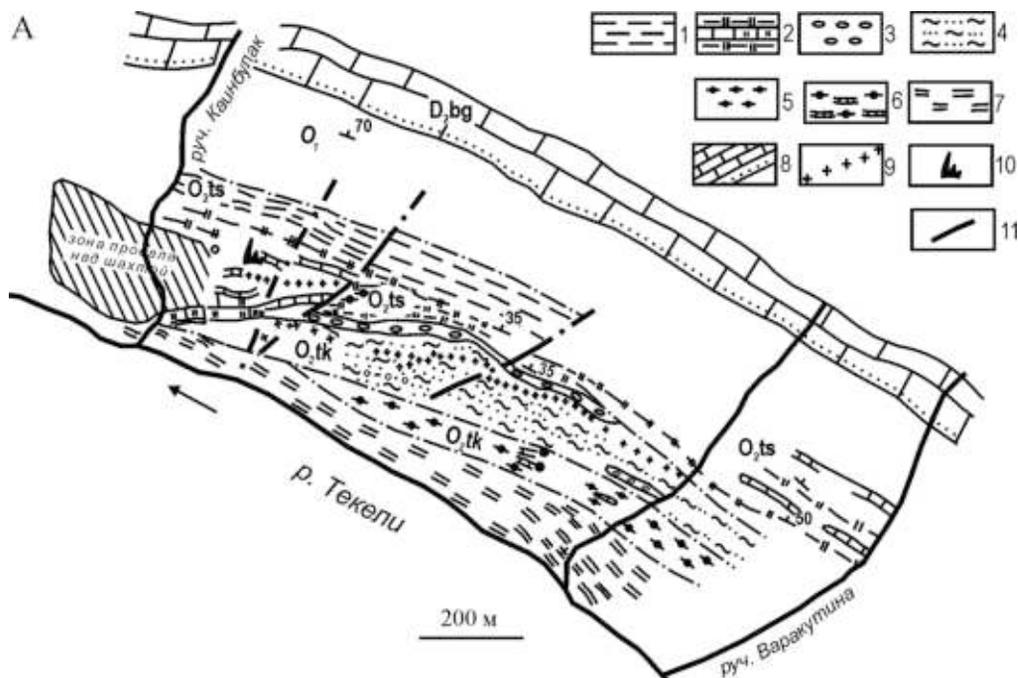


Рис. 30. А – Схема геологического строения рудовмещающих толщ ордовика в правобережье р. Текели, по [Никитин и др., 1993]. Б – Сводный разрез нижнего и среднего ордовика с расположением пробы на конодонтов, по [Никитин и др., 1993]

1, 2 – тасбулакская свита: 1 – алевролиты, 2 – углисто-кремнистые алевролиты, фтаниты, известняки; 3–6 – текелийская свита: 3 – кварцево-кремнистые конгломераты, 4 – сланцы по кварцевым песчаникам, 5 – углеродистые сланцы, 6 – то же с прослоями известняков; 7 – нижнесууктюбинская подсвита: глинисто-кремнисто-известковистые ритмиты; 8 – бигашская свита (нижний девон); 9 – дайки кислого состава; 10 – местонахождения конодонтов; 11 – разломы

работ вся осадочная последовательность района относились к верхнему докембрию — кембрию. Детальное картирование участков тогда сопровождалось планомерными поисками органических остатков, в том числе и конодонтов как в карбонатах, так и на поверхностях напластования кремнистых пород. В результате исследований в керимбекской свите, сложенной пиллоу-лавами базальтов, гиалокластитами, туфами, тефроидными турбидитами, вулканомиктовыми алевролитами, песчаниками и конгломератами, были найдены редкие конодонты *Distacodus* cf. *D. expansus* (Graves et Ellison) тремадокского — флоского ярусов (определения Л. С. Тимофеевой, неопубликованные материалы).

Большее количество конодонтов было обнаружено в карбонатах тасбулакской свиты, согласно залегающей на керимбекской и сложенной песчаниками, алевролитами, а в верхней части переслаиванием серых известняков и темно-серых до черных фтанитов, углисто-кремнистых и углисто-глинистых сланцев (рис. 30). Кроме конодонтов, в породах этой свиты было обнаружено большое количество фаунистических остатков, среди которых О. И. Никитиной были определены брахиоподы, М. К. Аполлоновым — трилобиты, Н. М. Заславским — хитинозои, Д. Т. Цаем — граптолиты, С. В. Дубининой и Л. С. Тимофеевой — конодонты. В результате этих исследований был опубликован список конодонтов, включающий *Oistodus parallelus*, *Paroistodus horridus*, *Acontiodus arcuatus*, *Drepanodus originalis*, *D. aff. D. longibasis*, *Scandodus unistriatus*, *Gothodus* sp., *Prioniodina inflata*., *Acodus* sp., *Histiodellella* sp., *Spinodus spinatus*, *Perlodon aculeatus*, *P. zgierzensis* и др. (определения С. В. Дубининой, Л. С. Тимофеевой). Таким образом был определен ранне-среднедарривильский (ранне-среднедарривильский) возраст отложений. В вышележащей текелийской свите, представленной черными пиритизированными тонкослоистыми углисто-глинистыми, углисто-доломитовыми, глинисто-доломитовыми сланцами с прослоями черных углистых известняков, были обнаружены единичные элементы *Pygodus anserinus* верхнего дарривилия — нижнего сандбия.

В 2010 г. для уточнения таксономического состава конодонтовых комплексов были отобраны конодонты из пластов известняка, переслаивающихся с фтанитами в верхней части тасбулакской свиты (44°48'07,1" с. ш., 78°54'24,4" в. д.).

Из 2 кг известняка было получено около 200 конодонтовых элементов, среди которых определены *Spinodus spinatus*, *Paroistodus horridus*, *Protopanderodus? nogami*, *Periodon* cf. *P. aculeatus*, *Histiodellella* cf. *H. altifrons*, *Protopanderodus* sp.,

Costiconus sp., *Drepanoistodus* sp., *Ansella* sp., *Parapanderodus* sp. 1 и др. (всего 14 видов).

Почти все обнаруженные виды имеют длительное стратиграфическое распространение и совместно существуют в пределах по крайней мере нижней части дарривильского яруса вплоть до зоны *P. serra*. Эндемичная форма *Histiodellella* cf. *H. altifrons*, возможно, имеет более узкий интервал распространения, но его верхний предел пока не известен. Новые сборы конодонтов в тасбулакской свите подтверждают ее возраст, установленный в результате предыдущих работ [Никитин и др., 1993].

ЧУ-ИЛИЙСКИЕ ГОРЫ (ЮГО-ЗАПАДНЫЙ КАЗАХСТАН)

Узунбулакская свита. Один из известных и хорошо изученных разрезов среднего и верхнего ордовика с богатыми и разнообразными комплексами фауны расположен в юго-восточной части Чу-Илийских гор в Южном Казахстане (рис. 31). Результаты его стратиграфического и палеонтологического изучения опубликованы в многочисленных работах [Келлер, 1956; Рукавишников, 1956; Никитин, 1972; Чу-Илийский ... , 1980; Мельникова, 1986; Никитина, Тимофеева, 1991; Цай, 1988; Попов, Cocks, Nikitin, 2002; Попов, Nikitin, Cocks, 2000; Попов, Nikitin, Sokiran, 1999; Попов, Vinn, Nikitina, 2001; Nikitina, Попов et al., 2006; Никитина и др., 20086].

В среднем и верхнем ордовике этого района преобладают терригенные и карбонатные породы мелководно-морских фаций. Известняки преимущественно светло-серые комковато-слоистые органогенные (водорослево-строматопоровые) и органогенно-обломочные. Из органических остатков лучше всего здесь изучены брахиоподы, граптолиты и остракоды, в меньшей степени — трилобиты. Неоднократно предпринимались попытки выделить из карбонатов конодонты, но оказалось, что почти во всех типах известняков конодонты находятся в очень незначительном количестве.

Опытным путем было обнаружено, что наибольшее количество конодонтов содержит пласт известковых песчаников мощностью 2 м в верхней части узунбулакской свиты (т. н. 156 43°54'43,80" с. ш., 75°26'14,20" в. д.) в долине р. Узунбулак. Списки конодонтов из этой точки были опубликованы [Никитина, Тимофеева, 1991]. В 2010 г. из этого пласта было отобрано более 10 кг породы и выделено около 1500 конодонтовых элементов. Среди конодонтов доминируют элементы *Periodon macrodentatus*, составляющие

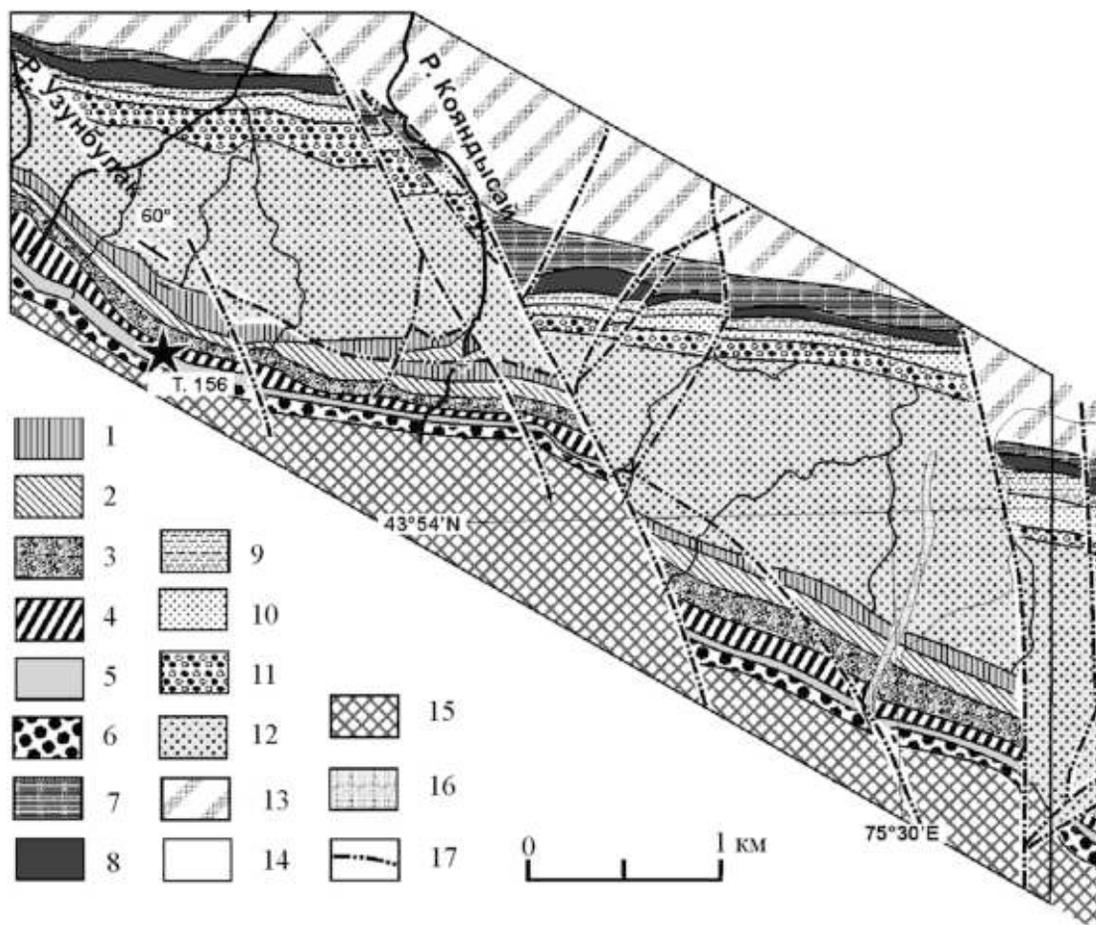


Рис. 31. Геологическая схема ур. Кояндысай с указанием местонахождения отбора конодонтов (т. 156), по [Nikitina et al., 2006]

1–6 – узунбулакская свита: 1 – алевролиты с пластами песчаника и известняка, 2 – песчаники, 3 – хаотические комплексы, 4 – песчаники и алевролиты, линзы конгломератов, 5 – известняки и алевролиты, 6 – крупноблоковые конгломераты; 7–11 – андеркенская свита: 7 – алевролиты и аргиллиты, 8 – известняки, 9 – песчаники и алевролиты, 10 – песчаники, 11 – конгломераты; 12 – бекейская свита (песчаники, алевролиты и аргиллиты); 13 – девонские конгломераты и красноцветные песчаники; 14 – четвертичные отложения; 15 – гнейсы и метаморфические сланцы; 16 – дайки; 17 – разломы

около 40% от общего количества конодонтов. Кроме этого таксона, определены виды *Aurilobodus leptosomatus*, *Loxodus dissectus*, *Histiodella? levis*, *Paroistodus horridus*, *Protopanderodus? nogamii*, *Parapanderodus* sp., *Ansella jemtlandica*, *Periodon macrodentatus*, *Parapanderodus striatus*, *Protopanderodus* sp., *Juanognathus variabilis*, *Naimanodus degyarevi*, *Appalaphognathus* sp., *Anodontus longus*, *Semiacontiodus? asymmetricus*, *Erraticodon* cf. *E. balticus* и др. Раннедарривильский возраст комплекса, который состоит из 28 видов, определяется совместным нахождением *Paroistodus horridus* и *Ansella jemtlandica*, появляющихся на других континентах не ранее нижнего дарривилья [Lofgren, 1978].

КИПЧАКСКИЙ (ДЖАЛАИР-НАЙМАНСКИЙ) РАЙОН (ЮГО-ЗАПАДНЫЙ КАЗАХСТАН)

Караканская свита (Северная Бетпак-Дала). Один из наиболее известных обнажений карбонатных пород ордовика в Северной Бетпак-Дале – это выходы караканской свиты, согласно залегающей на кремнисто-терригенных отложениях кушекинской свиты [Никитина и др., 20086]. Караканская свита в районе изученного кремнистого разреза Голубой гряды сложена серыми, лилово-серыми и бурыми кремнисто-глинистыми, глинисто-известковистыми сланцами и алевролитами с прослоями сургуочно-красных глинистых яшм. В 2004 г. в яшмах были обна-

ружены элементы *Paroistodus horridus*. К караганской свите также относят встречающиеся на других участках разнозернистые (до гравелитов) кварцево-полимиктовые песчаники с неритмичной слоистостью, органогенные и органогенно-обломочные известняки. Последние образуют крупные линзовидные тела, состоящие из тол-

стоплитчатых и массивных водорослево-строматопоровых известняков.

Стратотип караганской свиты, описанный Б. М. Келлером и К. А. Лисогор, находится на пологой возвышенности, названной ими Караганским увалом (рис. 32) в 14 км северо-западнее Голубой гряды [Келлер, Лисогор, 1954]. Это

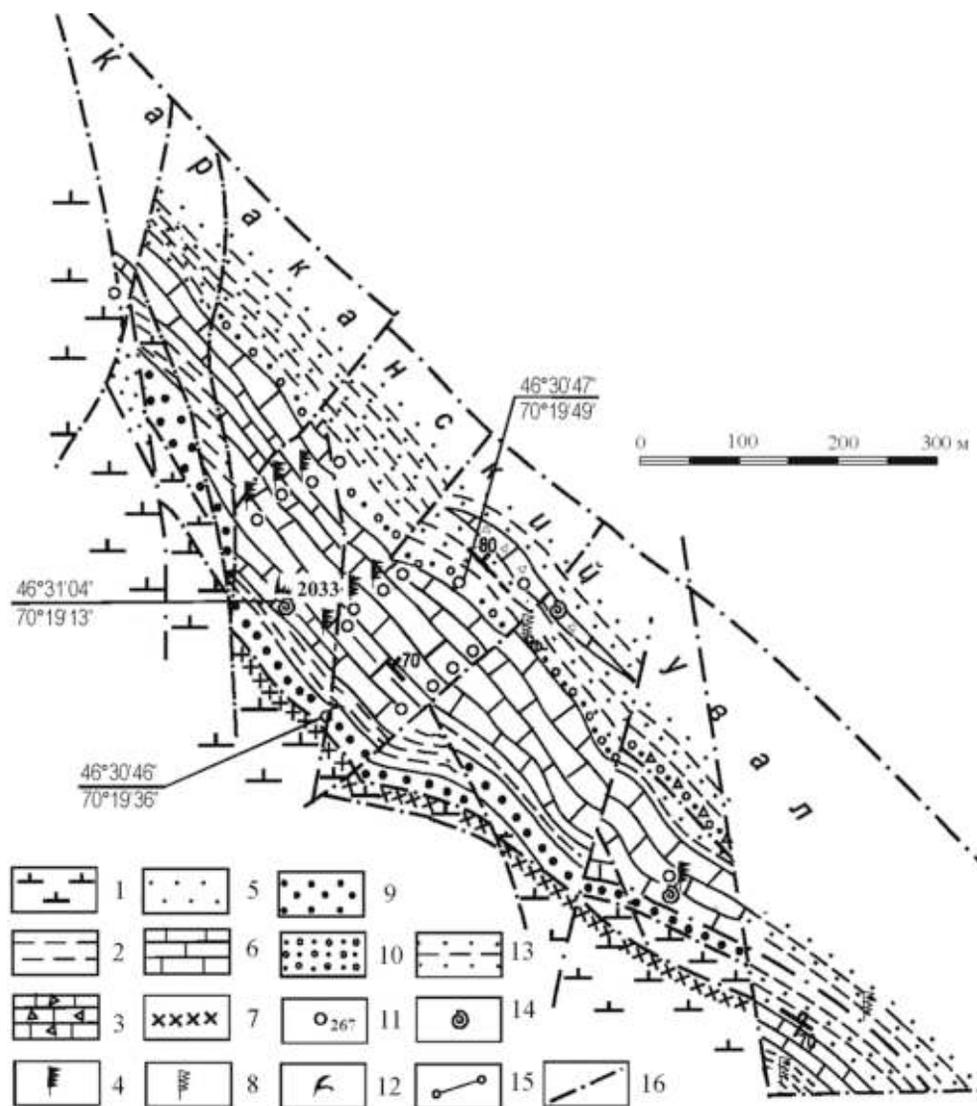


Рис. 32. Геологическая схема Караганского увала с указанием местонахождения отбора конодонтов, по [Никитину и др., 2008]

1 – офиолиты; 2 – офиолитокластовые грубообломочные породы и песчаники базальных слоев караганской (?) свиты; 3–5 – караганская свита: 3 – кварцево-полевошпатовые песчаники с зернами хромшпинелидов, 4 – углисто-кремнистые аргиллиты, алевролиты, 5 – известняки; 6–8 – савидская (?) свита: 6 – гравелиты, конгломераты, 7 – углистые аргиллиты, алевролиты, туфопесчаники, 8 – брекчиевидные известняки; 9 – дайки средне-основного состава; 10 – керны скважин; 11–14 – местонахождения фауны: 11 – брахиоподы, трилобиты, наутилоидеи, 12 – граптолиты, 13 – то же (т. н. Б. М. Келлера, Д. Т. Цая), 14 – конодонты; 15 – линия разреза; 16 – линии разломов

местонахождение изучалось неоднократно начиная с работ Д. И. Яковлева в 30-х годах прошлого века [Никитин, 1972; Чу-Илийский ... , 1980; Никитина и др., 2008б].

Караканский увал — это линзоподобное тело известняков мощностью до 120 м, которое в целом плохо обнажено и сильно дислоцировано. На поверхности наблюдаются только отдельные выходы известняков, в большей части которых отсутствуют какие-либо фаунистические остатки. В нижней части карбонатного тела, в одном из выходов (т. н. 2033 И. Ф. Никитина), были обнаружены многочисленные остатки брахиопод, гастропод, наутилоидей и массовые скопления разнообразных трилобитов, представленных преимущественно эндемичными таксонами. Граптолиты среднего ордовика встречаются на ряде уровней в прослоях углисто-кремнистых сланцев, местами переслаивающихся с известняками. Попытки выделить конодонтов из этих известняков предпринимались и ранее [Никитина, Тимофеева, 1991], но были извлечены только единичные экземпляры. Несмотря на обилие фауны, возраст известняков караканской свиты до последнего времени оставался дискуссионным, так как комплексы трилобитов и брахиопод в значительной степени эндемичны, но в целом по составу и облику фауны известняки считались позднеаренигскими [Никитина и др., 2008б].

Опробования разных стратиграфических уровней известняков показали, что конодонты многочисленны и разнообразны в тех же местонахождениях, где встречаются и другие фаунистические остатки. В т. н. 2033 обнаружен раннедарривильский комплекс, включающий виды *Erraticodon* cf. *E. hexianensis*, *Protopanderodus nogami*, *Ansella* sp., *Periodon macrodentatus*, *Parostodus horridus*, *Histiodela* cf. *H. altifrons*, *Juanognathus variabilis*, *Protopanderodus* sp., *Costiconus* sp., *Dzikodus* sp. Выделенные конодонты из т. н. 263 (*Periodon macrodentatus*, *Periodon flabellum*, *Protopanderodus* sp.) указывают на более древний — позднедапинский возраст отложений. Таким образом, согласно конодонтам формирование известняков караканской свиты охватывало интервал от верхней части дапинского до нижней части дарривильского яруса.

Джалаир-Найманский район, каратальская свита (участок юго-западнее горы Байгара). Каратальская свита выделяется на относительно ограниченной территории в пределах лога Каратал, западнее и юго-западнее горы Байгара [Палец, 1965; Никитин, 1972], где она сложена конгломератами, песчаниками и алевролитами с редкими прослоями средне- и мелкообло-

мочных туфов кислого состава и маломощными слоями и линзами известняков мощностью более 2000 м. Находки граптолитов на нескольких стратиграфических уровнях, в том числе *Tetragraptus bigsbyi* (Hall), *Phyllograptus typus* Hall, *Didymograptus* cf. *protobifidus* Elles, *Phyllograptus anna* Hall, *Tetragraptus quadribrachiatum* (Hall), *Isograptus* sp., позволяют определить, что свита охватывает интервал аренига и лланвирна [Чу-Илийский ... , 1980]. Однако до сих пор возраст нижней границы свиты оставался спорным вопросом. Так, в стратиграфических региональных схемах Казахстана (1991) возраст каратальской свиты ограничен только поздним аренигом — лланвирном (т. е. только дапинским — дарривильскими веками). Этот вывод был сделан на основании изучения участка южнее горы Байгара, где распространены отложения каратальской и, согласно региональным схемам Казахстана, подстилающей ее акжальской свиты, сложенной преимущественно карбонатами [Палец, 1965; Решения ... , 1991]. На участке южнее горы Байгара акжальская свита охарактеризована трилобитами и граптолитами рахметовского и когашиковского горизонтов тремадокского и флоского ярусов, а нижняя граница каратальской свиты по граптолитам соотнесена с основанием дапинского яруса [Палец, 1965]. Надо отметить, что на другом участке в типовом разрезе акжальской свиты (гора Акжал), помимо раннеордовикских конодонтов *Acodus* sp., отмечены находки трилобитов *Bumastoides* cf. *betpakensis* Weber, *Lonchodomus* sp. и *Annamitella* (= *Bathyuriscops*) sp., свидетельствующие о более широком возрастном диапазоне свиты вплоть до дарривильского яруса [Никитин, 1972; Popov et al., 2009]. Это позволяет некоторым исследователям предполагать, что каратальская и акжальская свиты являются фашиальными латеральными аналогами [Popov et al., 2009].

В 2006 г. на участке южнее горы Байгара, где терригенная толща каратальской и известняки акжальской свит имеют тектонические соотношения, были сделаны попытки определить возраст каратальской свиты по конодонтам. В поле развития каратальской свиты среди кремнистых туфоалевролитов, туффитов и алевролитов каратальской свиты был найден единственный прослой слоистых обломочных песчаных известняков мощностью 25 см (45°08'02,8" с. ш., 72°13'03,8" в. д.). Из пробы P05-24 выделены элементы видов *Oepikodus evae*, *Oelandodus elongatus*, *Tropodus? sweeti*, *Lundodus gladius*, *Periodon flabellum*, *Juanognathus variabilis*, *Drepanodus reclinator*, *Cornuodus longibasis*, *Bergstroemognathus extensus*, *Erraticodon* cf. *E. hexianensis* и ряд других таксонов, определенных в открытой номенкла-

туре (всего 17). Среди конодонтовых элементов существенно преобладают элементы *Oepikodus evae*, присутствие которых определяет возраст части свиты, содержащей прослой известняков как зону *Oepikodus evae* верхней части флоского яруса.

Данные по конодонтам подтверждают флоский возраст нижней части каратальской свиты, предположительно установленный по граптолитам [Чу-Илийский ... , 1980], и перекрытие стратиграфических интервалов каратальской и акжальской свит. Однако основное значение этого местонахождения в том, что оно является единственным в Казахстане (кроме Малого Каратау), которое дает возможность характеризовать таксономически разнообразную относительно мелководно-морскую фауну конодонтов верхней части флоского яруса.

ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ КИРГИЗСКОГО ХРЕБТА (СЕВЕРНАЯ КИРГИЗИЯ)

Кенташская толща. Присутствие конодонтов в прослоях и линзах карбонатных и кремнистых пород преимущественно терригенно-вулканогенных толщ западного окончания Киргизского хребта доказано уже давно [Максумова и др., 1987; Апаев и др., 2008], но до настоящего времени их систематическое изучение не проводилось. В 2009 г. в ходе изучения геологического строения региона были опробованы подходящие для этих целей породы. Поиск конодонтов в небольшой части проб, как кремнистых, так и карбонатных, оказался успешным, что впервые позволило точно определить возраст отложений, ранее датированных по крайне редким находкам макрофауны относительно плохой сохранности. Кроме того, эти работы дали возможность охарактеризовать ранее почти не изученную конодонтовую фауну Северного Тянь-Шаня.

Новые данные по конодонтам ордовика были получены из разрезов кенташской толщи, породы которой слагают тектоническую пластину на северо-восточном крыле Макбальской антиформы (южный склон и приводораздельная часть запада Киргизского хребта, в бассейне ручьев Кенташ и Чонг Кок-Кыя, к северу от пос. Кёпюрё Базар) (рис. 33). Кенташская толща сложена преимущественно вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами и интерпретируется как островодужный комплекс нижнего-среднего ордовика [Дегтярёв и др., 2012]. Различные части этой толщи ранее относились к нижнему, среднему и верхнему ордовику, а также к нижнему девону [Апаев и др., 2008; Стратифицированные и интрузивные ... , 1982].

В настоящее время в разрезе толщи выделяются три мощных пачки или подтолщи, различающиеся особенностями строения разреза и составом вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород [Дегтярёв и др., 2012]. Нижняя пачка обнажена к югу от ур. Чонг Кок-Кыя. Ее нижняя часть (450–500 м) сложена эффузивными и пирокластическими породами, среди которых преобладают грубообломочные лито-кристаллокластические туфы андезибазальтового и базальтового состава с отдельными прослоями тонкослоистых туффитов, туфоалевролитов и потоками афировых миндалекаменных и порфировых подушечных базальтов, а также редкими линзами известняков. Разрез нижней пачки завершает туфогенно-карбонатная пачка (80–90 м), низы которой сложены серыми слоистыми глинистыми и песчанистыми известняками с прослоями мелкозернистых песчаников и алевролитов мощностью около 5 м. Средняя часть пачки (мощностью около 50 м) сложена лиловыми туфопесчаниками и туфоалевролитами. При этом вверх по разрезу возрастает карбонатность пород и появляются маломощные прослои органогенных известняков.

Верхняя часть пачки (мощностью около 30 м) представлена массивными серыми водорослевыми известняками, которые сменяются маломощным горизонтом розовых биокластических известняков. Из известняков терригенно-карбонатной пачки выделены наиболее древние комплексы ордовикских конодонтов (рис. 34). Из прослоя обломочного известняка в средней части пачки (т. н. Д-9070-1 42°30'15,80" с. ш., 72°54'56,80" в. д.) выделены конодонты: *Drepanodus arcuatus*, *Paroistodus proteus*, *Drepanodus arcuatus*, *Tropodus australis*, *Drepanoistodus cf. forceps*, *Scolopodus? oistodiformis*, *Drepanoistodus cf. costatus*, *Drepanoistodus latus*, *Tropodus? sweeti*, *Acodus* sp. 3, *Acodus* sp. 4, *Protoprioniodus* sp.

В биокластических известняках верхней части пачки (т. н. Д-9070 42°30'15,80" с. ш., 72°54'56,80" в. д.) присутствует практически такой же комплекс конодонтов. Среди них доминируют элементы *Drepanodus arcuatus*, *Paroistodus proteus*, *Drepanoistodus latus*, *Tropodus? sweeti* и *Acodus* sp. 3. Многие виды этого комплекса широко распространены на других континентах [Pyle, Barnes, 2003]. Их сонахождение характерно для зоны *Paroistodus proteus* верхов тремадокского и самых низов флоского яруса нижнего ордовика. Эти находки позволяют относить нижнюю подсвиту кенташской свиты к верхам тремадока — низам флоского яруса нижнего ордовика.

Средняя подтолща кенташской толщи распространена на широкой площади между ур. Чонг

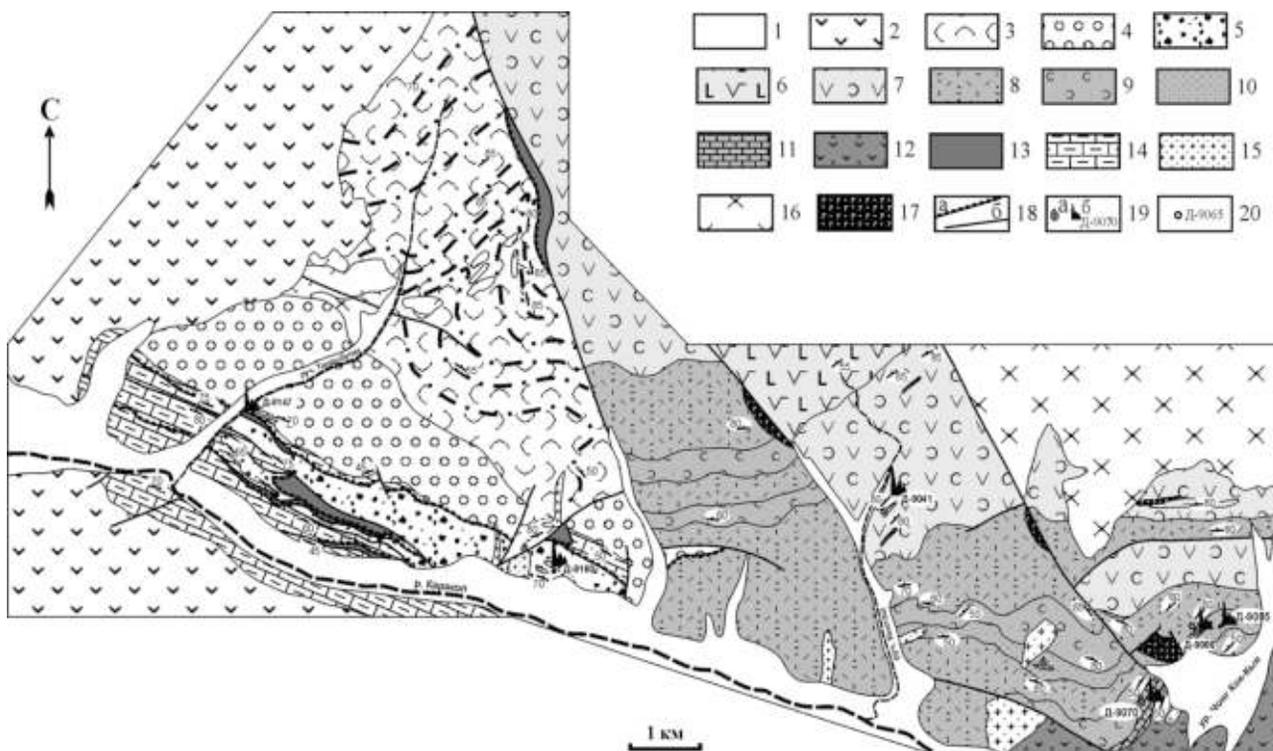


Рис. 33. Схема геологического строения Талдыбулак-Кенташского района, по [Дегтярёв и др., 2012]

1 – кайнозойские отложения; 2 – девонские эффузивы и субвулканические тела; 3–5 – нижне-среднеордовикские толщи нижнего аллохтона: 3 – кзылсайнарская свита (туфогенные породы), 4 – талдыбулакская свита (конгломераты), 5 – олистостромовая толща (осадочные брекчии с глыбами и отторженцами); 6–12 – нижне-среднеордовикские образования верхнего аллохтона (кенташская толща): 6, 7 – верхняя толща: 6 – базальты и андезибазальты, 7 – андезибазальты и их туфы; 8–10 – средняя толща: 8 – туфы дацитового, риодацитового и риолитового состава, 9 – туфопесчаники и туфы среднего и среднекислого состава, 10 – туфопесчаники с линзами конгломератов, известковистых алевролитов и известняков; 11, 12 – нижняя толща: 11 – известняки, 12 – туфы основного и средне-основного состава с потоками базальтов; 13 – ультрамафиты, габбро, плагиограниты и базальты раннего кембрия; 14 – терригенно-карбонатные и сланцевые толщи верхнего докембрия – кембрия неравномерно метаморфизованные; 15, 16 – средне-позднеордовикские интрузивные образования: 15 – щелочные граниты, 16 – граносиениты и гранодиориты; 17 – ранне-среднеордовикские габбро и пироксениты коккинского комплекса; 18 – разрывные нарушения: а – границы тектонических покровов, б – прочие; 19 – местонахождения органических остатков: а – ракушнякавой фауны, б – конодонтов с номерами точек; 20 – место отбора геохронологической пробы из туфов кенташского комплекса и ее номер

Кок-Кыя на востоке и долиной руч. Кенташ на западе. Разрез этой подтолщи начинается с пачки переслаивания мелкообломочных литокристаллокластических туфов дацитового состава, туфопесчаников, туффитов и кремнистых туффитов (мощность около 150 м).

Далее разрез наращивается грубообломочной пачкой, которая сложена конгломератами и пудинговыми конгломератами с хорошо окатанными гальками вулканитов кислого и среднего состава, а также крупными обломками кремнистых туффитов, небольших (до 4–5 м) глыб и более мелких обломков известняков. Выше по разрезу среди конгломератов встречаются оползневые тела глинистых слоистых известняков мощностью 3–5 м, которые прослеживаются по простира-

нию на 10–15 м. Мощность грубообломочной пачки составляет около 100 м. Выше залегает пачка (мощностью около 10 м) тонкослоистых известковистых алевролитов и глинистых известняков с многочисленными остатками трилобитов и брахиопод, которые сменяются среднезернистыми литокристаллокластическими туфами дацитового состава, чередующимися с туфоалевролитами и туффитами. Общая мощность описанного фрагмента разреза составляет около 300 м.

Из оползневого тела глинистых известняков в грубообломочной пачке (т. н. Д-9085 42°30'46,20" с. ш., 72°55'37,20" в. д.) выделены немногочисленные элементы конодонтов *Scolopodus? oistodiformis*, *Tropodus? sweeti*, *Drepa-*

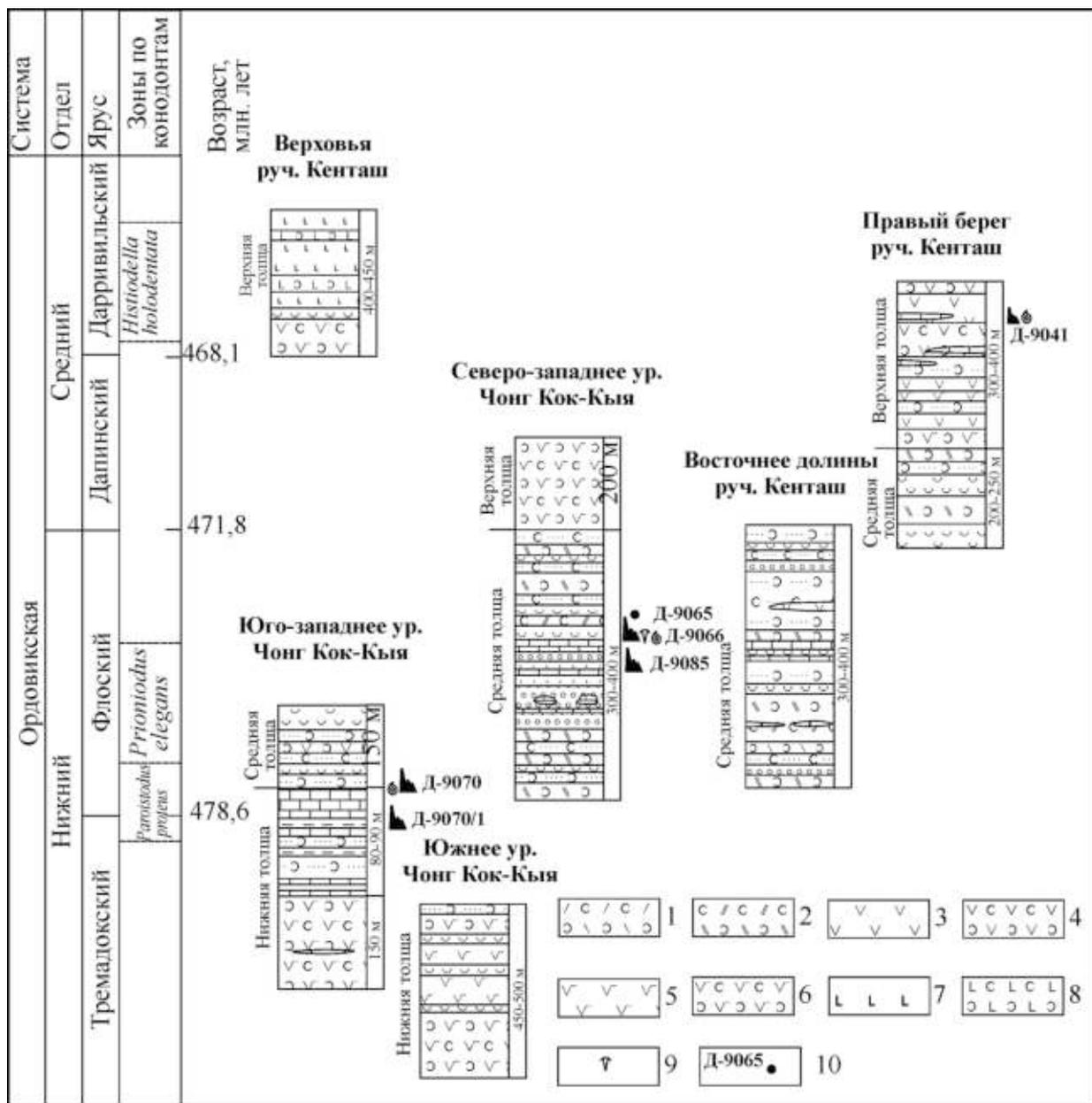


Рис. 34. Разрезы кенташской свиты, по [Дегтярёв и др., 2012]

1 – туфы риолитов; 2 – туфы дацитов; 3 – андезиты; 4 – туфы андезитов; 5 – андезибазальты; 6 – туфы андезибазальтов; 7 – базальты; 8 – туфы базальтов; 9 – местонахождения трилобитов; 10 – место отбора пробы для геохронологических исследований и ее номер

nodus arcuatus, *Bergstroemognathus extensus*, *Cruxodus tretiakovi*, *Tropodus australis*.

Из пробы, взятой из тонкой линзы известняков мощностью 3–5 см в пачке серо-зеленых известковистых алевролитов с многочисленными фрагментами трилобитов (т. н. Д-9066 42°30'46,10" с. ш., 72°55'31,10" в. д.), выде-

лен очень богатый и разнообразный комплекс конодонтов: *Bergstroemognathus extensus*, *Oelandodus elongatus*, *Drepanodus arcuatus*, *Paroi-stodus proteus*, *Cornuodus longibasis*, *Tropodus australis*, *Paracordylodus gracilis*, *Juanognathus variabilis*, *Stolodus stola*, *Drepanoistodus* sp., *Scolopodus? oistodiformis*, *Drepanoistodus costatus*,

Prioniodus elegans, *Coelocerodontus* sp., *Kallidontus corbatoi*, *Drepanoistodus* cf. *latus*, *Tropodus?* *sweeti*, *Kallidontus* cf. *serratus* P, *Protopanderodus gradatus*, *Acodus* sp. 3, *Acodus* sp. 4, *Protoprioniodus* sp., *Coelocerodontus* sp., *Cruixodus tretiakovi*. В целом в этой пробе насчитывается более 1500 конодонтовых элементов, принадлежащих 23 видам, часть которых определена в открытой номенклатуре из-за недостаточного количества найденных экземпляров. В составе комплекса доминируют виды *Acodus* sp. 3, *Drepanodus arcuatus* и *Tropodus australis*, которые составляют до 80% от общего количества конодонтовых элементов. Возраст комплекса уверенно определяется в пределах низов флоского яруса (зона *Prioniodus elegans*) на основании совместного нахождения *Bergstroemognathus extensus*, *Paracordylodus gracilis*, *Oelandodous elongatus* и *Paroistodus proteus*. Кроме того, находка нескольких элементов *Prioniodus elegans* позволяет предполагать, что возраст изученной карбонатной линзы находится в пределах начала одноименной зоны нижней части флоского яруса раннего ордовика, когда номинальный вид еще не встречается в массовых количествах. Конодонты, собранные из тела известняков в грубообломочной пачке, имеют близкий возраст. Таким образом, на основании находок конодонтов в известняках средней подсвиты кенташской свиты последняя может датироваться флоским ярусом раннего ордовика.

Из линзы биокластических известняков, залегающих среди туфов среднего состава (т. н. Д-9041, 42°31'31,20" с. ш., 72°51'56,40" в. д.) выделены конодонты *Panderodus?* *nogamii*, *Ansella robusta*, *Juanognathus variabilis*, *Drepanodus arcuatus*, *Histiodela holodentata*, *Prioniodus?* sp., *Drepano-*

dus sp., gen. indet. sp. 2. Возраст известняков определяется видами *Histiodela holodentata* и *Ansella robusta*, которые в Северной Америке появляются не ранее середины нижней части дарривильского яруса [Ethington, Clark, 1982]. Кроме того, был найден элемент *Naimanodus degyarevi*, который встречается в дарривильских отложениях Казахстана (найманская свита) и Алтая (воскресенская свита). Таким образом, находки конодонтов в известняках нижней части верхней подсвиты кенташской свиты позволяют относить ее к нижней части дарривильского яруса среднего ордовика.

Верхи разреза верхней подсвиты наиболее полно обнажены в верховьях руч. Кенташ. Здесь широко распространены литокластические туфы андезибазальтов и базальтов, содержащие небольшие линзовидные прослои тонкослоистых туффитов и кремнистых туффитов, выше залегает мощная пачка подушечных миндалекаменных базальтов и туфов основного состава. Мощность этой части разреза верхней подсвиты может составлять 500–600 м. Общая мощность разреза кенташской свиты более 1500 м.

Кроме того, ранне-среднеордовикский (верхи тремадока – низы дарривилия) возраст кенташской свиты подтверждается U-Pb датированием цирконов из туфов дацитового состава [Дегтярёв и др., 2012]. Возраст цирконов из средней подсвиты составляет 474 ± 2 млн лет, что соответствует нижней части флоского яруса нижнего ордовика, подошва которого определена как $477,7 \pm 1,4$ млн лет, а кровля как $470,0 \pm 1,4$ млн лет [Gradstein ... , 2012]. В целом полученные геохронологические и биостратиграфические данные о возрасте вулканогенно-осадочных пород демонстрируют очень хорошую сходимость.

БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ ПО КОНОДОНТАМ ОРДОВИКА ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

Биостратиграфическое расчленение осадочных толщ — одна из наиболее важных целей изучения конодонтов. Основной задачей построения местных биостратиграфических шкал является наиболее точное расчленение разрезов и увязка предлагаемых биостратиграфических границ с уже выделенными подразделениями по конодонтам в других частях палеобассейна. В осадочных бассейнах Казахстана, где изученность конодонтов ранее была недостаточной, и биостратиграфическое расчленение предлагается впервые, в том числе решается более крупная проблема разработки региональной (провинциальной) шкалы и ее корреляции с зональными подразделениями глобальной хроностратиграфической шкалы. Поскольку таксономический состав фауны в мелководных и глубоководных фациях Казахстана сильно отличается, то региональные биостратиграфические шкалы предлагаются для глубоководных и мелководных отложений палеозой Казахстана.

В Казахстане с его длительной историей геологических исследований хорошо изучены многие группы фауны, включая брахиопод, трилобитов, остракод, криноидей, цефалопод, кораллов и радиолярий. Но из-за сложного геологического строения ордовикских толщ, в составе которых преобладают терригенные и терригенно-вулканогенные породы, а протяженные карбонатные разрезы редки, многие палеонтологические находки разобщены и известны только в отдельных местонахождениях. Непрерывное распространение видов исключительно редко прослеживается в одном и том же разрезе, а все предложенные зональные шкалы, в том числе по трилобитам [Аполлонов, 1974] были составлены из надстраивающих друг друга интервалов отдельных зон. Границы большинства из них не смыкались и тем более не перекрывались. В результате все группы фауны в региональной стратиграфической шкале Казахстана, кроме граптолитов, представлены только характерными комплексами органических остатков [Решения ... , 1991].

Наибольшее значение для стратиграфии Казахстана имели граптолиты, которые начали изучаться с 50-х годов XX в. Эта группа фауны, которой занимались Б. М. Келлер, А. М. Обут, Д. Т. Цай, Н. Ф. Михайлова, давала возможность определять возраст терригенно-кремнистых и терригенных отложений, где другие фаунистические остатки были неизвестны. Первая зональная шкала по граптолитам была предложена уже в 60-х годах [Келлер и др., 1956], позднее она неоднократно дополнялась и модифицировалась [Никитин и др., 1968].

Если для мелководных карбонатных и карбонатно-терригенных отложений биостратиграфическое расчленение было в той или иной степени разработано уже давно, то биостратиграфия относительно более глубоководных кремнистых отложений в этом смысле сильно отставала. Радиолярии, которые изучал Б. Б. Назаров, хотя и были единственной фауной, позволяющей датировать кремнистые отложения [Назаров, Попов, 1980], часто давали неточный возраст. Необходимо отметить, что до сих пор данные по радиоляриям ордовика, особенно по его ранней половине, единичны, а зональные шкалы по этой группе фауны только разрабатываются [Danelian, Popov, 2003].

По конодонтам за 15 лет с момента их обнаружения в кремнистых отложениях нижнего и среднего Казахстана [Гридина, Машкова, 1977] был накоплен огромный объем фактического материала. На основе точечных сборов конодонтов были выделены комплексы, которые вошли в региональную стратиграфическую схему Казахстана [Решения ... , 1991]. Н. К. Двойченко и Г. П. Абаимова (1986) обосновали существование позднекембрийского комплекса конодонтов с *Cordylodus* и *Phakelodus tenuis*, тремадокского комплекса с *Drepanoistodus* и *Drepanodus*, двух ареннигских комплексов с *Paracordylodus gracilis*, *Oepikodus evae*, *Oistodus lanceolatus*, *Stolodus stola* и *Periodon flabellum*, *Microzarkodina flabellum*, и лланвирнского с *Pygodus serra* и *Phragmodus* sp. (рис. 35). Несмотря на то что эта работа долгое

Система		Регionalные стратиграфические подразделения, зоны, слои и комплексы с конodontами										
Отдел	Ярус	Локалитет	Зоны по грантолитам (Решкина, 1991)	Комплексы конodontов (Курманова, 1985)	Комплексы конodontов (Лифшица, Абамкина, 1987)	Зоны и слои с конodontами, В. Сайманур (Дубинина и др., 1986)	Зоны и слои с конodontами (Толышева, 1996)	Зоны по конodontам, Р. Батырбай (Дубинина, 2000)	Зоны по конodontам, Р. Сарыкүм (Дубинина, 2000)	Зоны и слои с конodontами для гл. биверд. отд. (данная работа)	Слой с конodontами для мелковод. отд. (данная работа)	
												Верхний
Срединская	Уральский	Хитин	<i>Perrinitograptus perrinitus</i>	Комплекс с <i>Periodon grandis</i>								
			<i>Notograptus astobanoides</i>									
			<i>Rogolith rostratus</i>									
			<i>Diplograptus inulfi</i>									
			<i>Dis. ramalis</i>									
	Катинский	Хитин	<i>Diplograptus caudatus</i>									<i>Ussatograptus sp.</i>
			<i>Diplograptus multidentis</i>									
			<i>Metagraptus gracilis</i>									
			<i>Stylograptus stygraptus</i>									
			<i>Pseudolimonograptus romanioides</i>									
Сандубинский	Средний	Цельноградский	<i>Psilodolimo-</i> <i>graptus romanioides</i>	Комп. 6. с <i>P. ameghino</i> Ком. 5. с <i>Pygodus setta</i> Ком. 4. <i>H. limoni</i> Ком. 3. <i>P. sturmanni</i>	<i>Pygodus setta</i> , <i>Phragmodus sp.</i>							<i>Pygodus anserinus</i>
			<i>Pygodus setta</i>									
			<i>Microzarkodina flabellum</i>									
			<i>Periodon flabellum</i>									
			<i>Parasaccolobus gracilis</i>									
Дарпунинский	Уральский	Коташинский	<i>Exaniso-</i> <i>graptus litvadi</i>	Комплекс 2. с <i>Periodon flabellum</i> Комплекс 1. с <i>Oeripodus evae</i>								<i>Periodon flabellum</i> / <i>macrodentatus</i>
			<i>Isograptus maximodivertens</i>									
			<i>Did. protobifidus</i>									
			<i>Tetragraptus fruticosus</i>									
			<i>Tetragraptus approximatus</i>									
Флюский	Нижний	Рахметовский	<i>Tetragraptus fruticosus</i>									<i>Oeripodus evae</i> <i>Prionodus elegans</i> <i>Parasaccolobus gracilis</i> <i>Acodius longibasis</i> <i>Acodius sp. A</i> <i>Acodius ? elongatus</i>
			<i>Tetragraptus approximatus</i>									
			<i>Anisograptus - Bryograptus</i>									
			<i>Stainograptus dichotomus</i>									
			<i>Dendrograptus yini</i>									
Тремлюковский	Нижний	Актюбский	<i>Anisograptus - Bryograptus</i>									<i>Oeripodus evae</i> <i>Prionodus elegans</i> <i>Parasaccolobus gracilis</i> <i>Acodius longibasis</i> <i>Acodius sp. A</i> <i>Acodius ? elongatus</i>
			<i>Stainograptus dichotomus</i>									
			<i>Dendrograptus yini</i>									
			<i>Stainograptus dichotomus</i>									
			<i>Dendrograptus yini</i>									

Рис. 35. Разработанные ранее схемы биостратиграфического расчленения ордовика Казахстана по конodontам и сопоставление с вновь предложенными для глубоководных и мелководных отложений

время являлась единственной, где были приведены фотографии и качественные рисунки конодонтов в кремнях, некоторым видам конодонтов давались названия морфологически сходных элементов из одновозрастных принципиально лучше изученных фаун Эстонии и средней Швеции. Среди них такие виды, как *Oistodus lancealatus*, *Stolodus stola*, *Microzarkodina flabellum*, *Phragmodus* sp. и другие, присутствие которых в кремнистых фациях Казахстана не подтверждено. Тем не менее работа показала возможность определения возраста кремнистых отложений с точностью до яруса в пределах нижнего и среднего ордовика.

Л. А. Курковская (1985) выделила шесть конодонтовых комплексов, самым древним из которых является раннеаренигский – с *Oepikodus evae* и *Periodon flabellum*. Комплекс позднего аренига включал *Paracordylodus gracilis*, *Periodon flabellum*, *Paroistodus parallelus* и *Periodon zgierzensis*. В данном случае Л. А. Курковская, хорошо распознавая и правильно определяя возраст этой ассоциации конодонтов, неверно идентифицировала элементы *Fahreusodus* видом *Paracordylodus gracilis*. Третий комплекс, включающий *Periodon zgierzensis*, *Paracordylodus gracilis*, *Panderodus gracilis*, *Scalpellodus cavus* и *Baltoniodus medius*, сопоставлялся с кундаским горизонтом Балтоскандии и был отнесен к нижней части лланвирнского яруса. В более высоких слоях лланвирна, коррелируемых с азериским горизонтом Балтоскандии, был распознан четвертый комплекс с *Periodon aculeatus*, *Histiodela sinuosa*, *Prioniodus medius* и *Paracordylodus gracilis*. Пятый и шестой комплексы характеризовались видами *Pygodus serra* и *Pygodus anserinus* соответственно. Помимо этих видов и вида *Periodon aculeatus*, элементы которого хорошо определяются в кремнях, в комплекс были включены и таксоны, присутствие которых в кремнях не подтверждено. Это *Panderodus gracilis*, *Baltoniodus alatus*, *Pteracontiodus alatus* и *Protopanderodus varicostatus*.

Кроме того, Л. А. Курковская отмечала и наличие более молодых комплексов конодонтов карадокско-ашгиллского (сандбийско-катиюского) возраста с *Periodon grandis*, *Protopanderodus insculptus* и *Panderodus gracilis* (рис. 35).

С. В. Дубинина выделила в кремнисто-терригенном разрезе Сарыкумской зоны Северо-Западного Прибалхашья слои с конодонтами, аналогичные слоям преимущественно карбонатного разреза Батырбай гор Малого Каратау [Дубинина, 2000]. Чуть позднее в двух известных на то время выходах бурубайтальской свиты (Памятник природы – т. н. 89101 и 9706) (рис. 6, 7) была определена последовательность зон в интервале

от верхнего кембрия до нижней части флоского яруса [Tolmacheva et al., 2001, 2004].

Эти работы, как и многочисленные публикации, в которых приводятся списки конодонтов для определения возраста кремнистых отложений, показали, что конодонты, безусловно, являются хорошим и порой единственным инструментом датирования с точностью до частей яруса. Но, с другой стороны, выявилась сложность точной идентификации конодонтов при их визуальном изучении на поверхностях напластования кремней.

В настоящее время стало очевидно, что полно охарактеризовать конодонтовую фауну из кремней возможно только при выделении конодонтов из кремнистых пород, аналогично тому, как конодонты извлекаются из карбонатов. Попытки выделения конодонтов из кремней предпринимались и ранее [Zhilkaidarov, 1998], но широко этот метод был использован только недавно в настоящей работе. Другим важным шагом стали изучение разрезов не по высыпкам, а в непрерывных разрезах, и прослеживание стратиграфического распространения видов, что стало возможным после обнаружения конденсированного характера кремнистых толщ [Толмачева, 1996].

Единственным специалистом, систематически изучавшим конодонтов из карбонатных пород Казахстана, была С. В. Дубинина. Выделенная ею в разрезе Батырбай (Малый Каратау, Южный Казахстан) последовательность зон в интервале верхнего кембрия – середины флоского яруса нижнего ордовика своей детальностью вполне сопоставима с зональными шкалами стран Балтоскандии и Северной Америки [Дубинина, 2000] (рис. 35). Предложенная ею шкала построена на первом появлении таксонов широкого географического распространения, встречающихся как в кремнистых отложениях Казахстана, так и в регионах, относящихся к Северо-Атлантической провинции, в том числе и в Балтоскандии.

Региональная стратиграфическая шкала Казахстана очень незначительно задействует конодонтов, поскольку ее разработка началась с начала 50-х годов, когда конодонты не были известны [Келлер и др., 1956; Аполлонов, 1968; Никитин, 1972]. Кроме того, все горизонты установлены в терригенно-карбонатных и карбонатных разрезах, где широко встречаются только граптолиты и бентосные группы фауны. При этом трилобиты и брахиоподы играют роль внутрорегиональных маркеров горизонтов, а сопоставление горизонтов с Общей стратиграфической шкалой осуществляется при помощи граптолитов.

Конодонты стали использоваться для обоснования части региональных подразделений только

в шкале, принятой на последнем Казахстанском стратиграфическом совещании в 1986 г. [Решения ... , 1991]. В этой шкале немногочисленные данные по конодонтам, в том числе и из кремнистых толщ, дополнили характеристику горизонтов, а конодонты из разреза Батырбай послужили для обоснования нижней границы унгуурского горизонта, нижняя часть которого относится к кембрию, а верхняя к ордовикам.

В настоящее время региональная шкала Казахстана включает 12 горизонтов, границы которых определяются граптолитами, конодонтами, комплексами трилобитов и литологическими маркерами [Никитин и др., 2006].

Самый нижний горизонт ордовика – *унгуурский* предложен М. К. Аполлоновым, М. Н. Чугаевой, С. В. Дубининой вместо выделявшегося ранее сатпакского горизонта [Решения ... , 1976] по появлению конодонтов *S. proavus* [Аполлонов, Чугаева, 1982; Решения ... , 1991]. В качестве стратотипа рассматривается карбонатный разрез шабактинской серии по логу Батырбай в Малом Каратау.

Нижняя граница *актауского* горизонта проводится по основанию слоев с трилобитами *Szechuanella – Apatokephalus* [Аполлонов, Чугаева, 1982] в ее стратотипе – карбонатном разрезе верхов шабактинской серии по логу Батырбай в Малом Каратау.

Нижняя граница *рахметовского* горизонта определяется основанием зоны *Tetragraptus approximatus* в типовом разрезе – средней части карасуирской свиты Байконурского района, в горах Улытау [Решения ... , 1991; Никитин, 1972; Цай, 1974, 1988, 1995; Дубинина и др., 1996б].

Когашикский горизонт определяется подошвой зоны *Didymograptus protobifidus* в стратотипе – разрезе кушекинской свиты Голубая гряда Северной Бетпак-Далы. Он был выделен в 1954 г. Б. М. Келлером [Келлер, Лисогор, 1954].

Копалинский горизонт был установлен по началу трансгрессии и комплексов характерной ракушняковой фауны в разрезах узунбулакской свиты междуречья Куяндысай–Узунбулак на юго-востоке Чу-Илийских гор [Никитин, 1972; Никитина, Тимофеева, 1991; Nikitina, Popov et al., 2006; Атлас опорных ... , 2008].

Нижняя граница *анрахайского* горизонта в типовом разрезе узунбулакской свиты (едином со стратотипом копалинского горизонта) проводится по первому появлению комплекса брахиопод и трилобитов, выше немой пачки зеленоцветных терригенных пород.

Целиноградский горизонт установлен по основанию зоны *Glyptograptus euglyphus*, которая отсутствует в типовом разрезе горизонта, в нижней

части лидиевской свиты (ур. Густые Борки, с. Лидиевка (Белый кордон) на севере Целиноградской области). Эта зона хорошо охарактеризована в парастратотипическом разрезе горизонта – разрезе бекейской свиты ур. Андеркенын-Акчоку на юго-востоке Чу-Илийских гор [Цай, 1988].

Нижняя граница *андеркенского* горизонта проводится по подошве конгломератов, фиксирующих начало трансгрессивного цикла и смеющихся вверх по разрезу песчаниками и слюес с трилобитами «*Isotelus romanovskii* Weber. В стратотипе горизонта в ур. Андеркенын-Акчоку на юго-востоке Чу-Илийских гор андеркенская свита с незначительным угловым несогласием и базальными конгломератами залегает на песчаниках и алевролитах бекейской свиты, в верхней части которой встречаются граптолиты зоны *N. gracilis* целиноградского горизонта [Цай, 1988, обр. Ф-225, 137].

Нижняя граница *дуланкаринского* горизонта в типовом разрезе одноименной свиты в горах Дуланкара на юго-востоке Чу-Илийских гор проводится по основанию отарских слоев, в которых отмечается первое появление типичной ракушняковой фауны (брахиопод).

Чокпарский горизонт в типовом разрезе чокпарской свиты по р. Анжар (Кызылсай) на юго-востоке Чу-Илийских гор [Келлер, 1956; Граница ордовика и силура в Казахстане, 1980; Цай, 1988] установлен по подошве зоны *Duplexograptus inuiti*.

Дурбенский горизонт определен по подошве зоны *Normalograptus extraordinarius* в типовом разрезе нижней части жалаирской свиты (опорный разрез Дурбен) к югу от колодца Дурбен, расположенного в среднем течении р. Ащису [Никитина и др., 2008а].

Учитывая относительно слабую фаунистическую насыщенность ордовикских толщ, в том числе и карбонатных, границы горизонтов в конкретных разрезах в подавляющем большинстве случаев не определимы. Кроме того, прямо указать, к какому горизонту относятся те или иные карбонатные толщи возможно только по бентонным группам фауны. По граптолитам и конодонтам принадлежность отложений к региональному подразделению определяется формально через Общую стратиграфическую шкалу.

В кремнистых толщах, где изучены конодонты и граптолиты, отсутствуют какие-либо сопутствующие группы фауны, позволяющие прямое прослеживание границ региональных стратонов. В карбонатных или карбонатно-терригенных типовых разрезах горизонтов конодонты не изучены или не обнаружены. И только в случае некоторых уровней с карбонатными отложениями (например, узунбулакская свита), содержащими

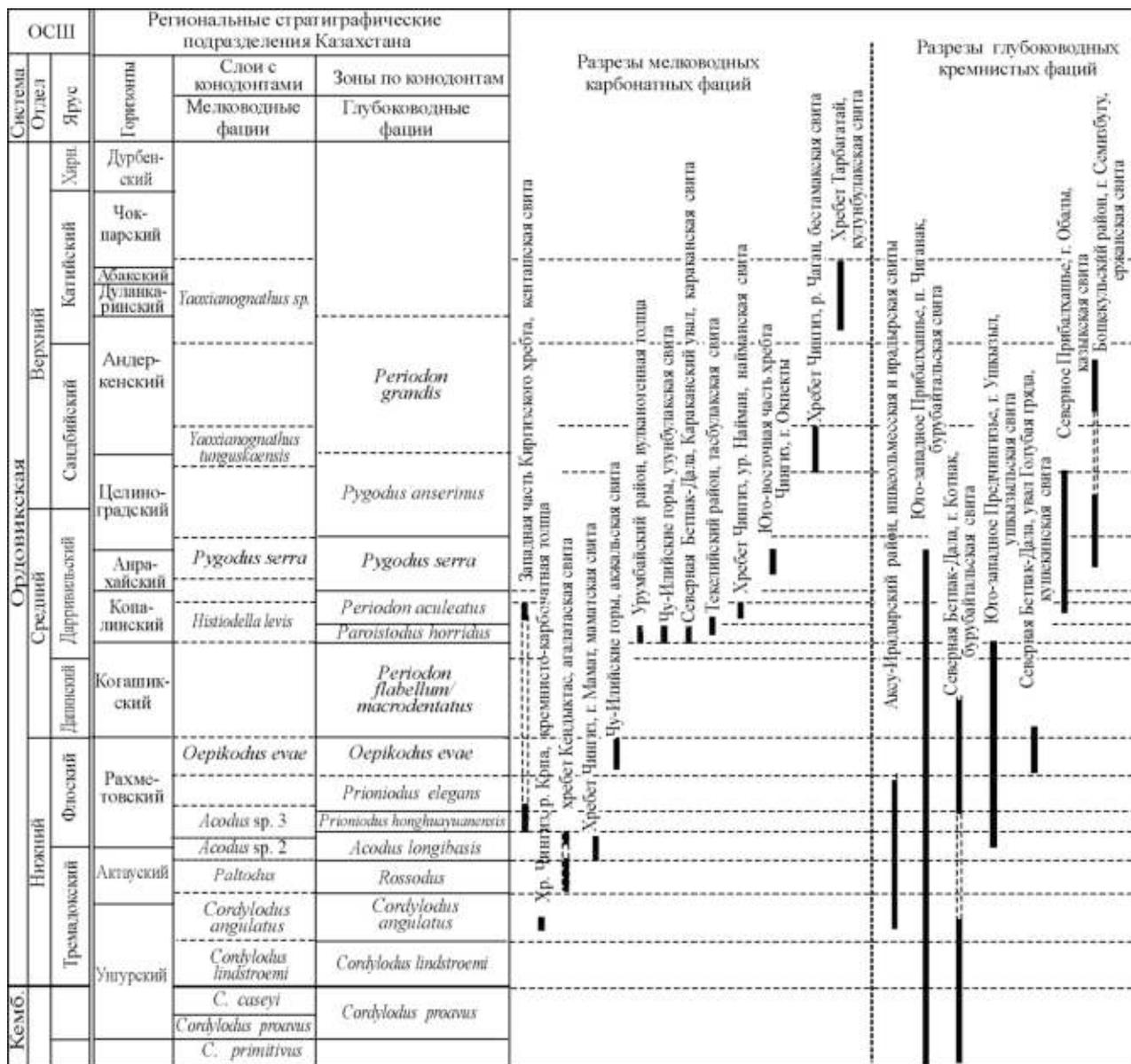


Рис. 36. Разработанное биостратиграфическое расчленение ордовика Казахстана по конодонтам и обосновывающие его разрезы и местонахождения

хорошо изученную бентосную фауну, конодонты уверенно дополняют фаунистическую характеристику горизонтов.

В целом для Казахстана, как и для других складчатых регионов с тектонически сближенными отложениями разных седиментационных обстановок, региональная шкала имеет значение как хроностратиграфическая региональная линейка только в случае отложений, охарактеризованных бентосными группами. Кроме того, в Казахстане, как и в других складчатых регио-

нах, она не является отражением истории геологического развития региона, а служит только для возрастной увязки осадочных последовательностей.

Как уже упоминалось, последовательность комплексов конодонтов в отложениях ордовика Казахстана дает возможность выстроить систему биостратиграфических подразделений, напрямую связанную со шкалой геологического времени. Корреляция биостратиграфических подразделений по конодонтам Казахстана с Общей

стратиграфической шкалой проводится с помощью сопоставления состава конодонтовых комплексов с хорошо изученными разрезами, в частности с разрезами Балтоскандии, Ньюфаундленда, Южного Китая. Предлагаемые шкалы для глубоководных и мелководных отложений базируются на частично перекрывающихся разрезах и отдельных местонахождениях конодонтов (рис. 36).

БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ШКАЛА ГЛУБОКОВОДНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Зональные подразделения, основанные на изучении распространения конодонтов в непрерывных разрезах конденсированных кремнистых толщ бурубайтальской свиты и послонных сборах конодонтов, были выделены относительно недавно [Tolmacheva et al., 2001, 2004]. Предложенные в данной работе биостратиграфические подразделения опираются на интеграцию опубликованных и новых данных по всем изученным разрезам и отдельным местонахождениям конодонтов в кремнях.

Поскольку целью создания зональной шкалы по конодонтам является определение возраста отложений и корреляция разрезов, то выбор конодонтов видов-индексов зональных подразделений в значительной степени определялся легкостью их нахождения и выявления при визуальном просмотре кремней. Этот метод является единственным легкодоступным способом изучения конодонтов в кремнистых отложениях и широко используется в практике геологических работ в Казахстане. Другие принципиальные моменты, которые учитывались при выборе зонального вида, – это узость его стратиграфического распространения и одновременность его первого появления в других регионах.

В качестве зональных таксонов использованы представители филогенетических линий *Pygodus*, *Periodon*, *Cordylodus*, на которых частично построены многие провинциальные шкалы Северо-Атлантической биогеографической провинции, включая Балтоскандийскую, например [Rasmussen, 2001; Armstrong et al., 2001; Pyle, Barnes, 2003; Mannik, Viira, 2012]. Однако в отличие от последних предложенная шкала основана полностью на пелагических космополитных видах открытоморского бассейна. Поэтому она не является сугубо провинциальной и может быть использована для расчленения и корреляции отложений открытоморских глубоководных бассейнов ордовика. Конодонтовые зоны Казах-

ОСШ			Региональные стратиграфические подразделения Казахстана			
Система	Отдел	Ярус	Горизонт	Зоны и слои с конодонтами		
				Глубоководные фацции		
Ордовикская	Верхний	Хири	Дурбенский	Слой с <i>Periodon grandis</i>		
			Чокпарский			
			Абакский Дуланкаринский			
		Сандыйский	Андеркентский			
			Средний		Целиноградский	<i>Pygodus anserinus</i>
					Анрахайский	<i>Pygodus serra</i>
	Дориньский	Копалинский	<i>Periodon aculeatus</i> <i>Parioistodus horridus</i>			
		Нижний	Дашлазский	Когашинский	<i>Periodon flabellum</i> <i>P. macrodentatus</i>	
			Флюсский	Рахметовский	<i>Oepikodus evae</i> <i>Prioniodus elegans</i> <i>Prioniodus hongh.</i> <i>Acodus longibasis</i>	
	Тремлоковский	Актауский		<i>Rossodus</i> <i>Cordylodus angulatus</i>		
		Унгурский		<i>Cordylodus lindstroemi</i>		
	Кемб			<i>Cordylodus proavus</i>		

стана выделяются также в кремнистых разрезах Нового Уэльса Восточной Австралии [Percival, 2012] и Шотландии [Armstrong et al., 2001]. К достоинствам шкалы относится исключительная легкость ее использования для определения возраста и высокий корреляционный потенциал, к недостаткам – относительно небольшая разрешающая способность.

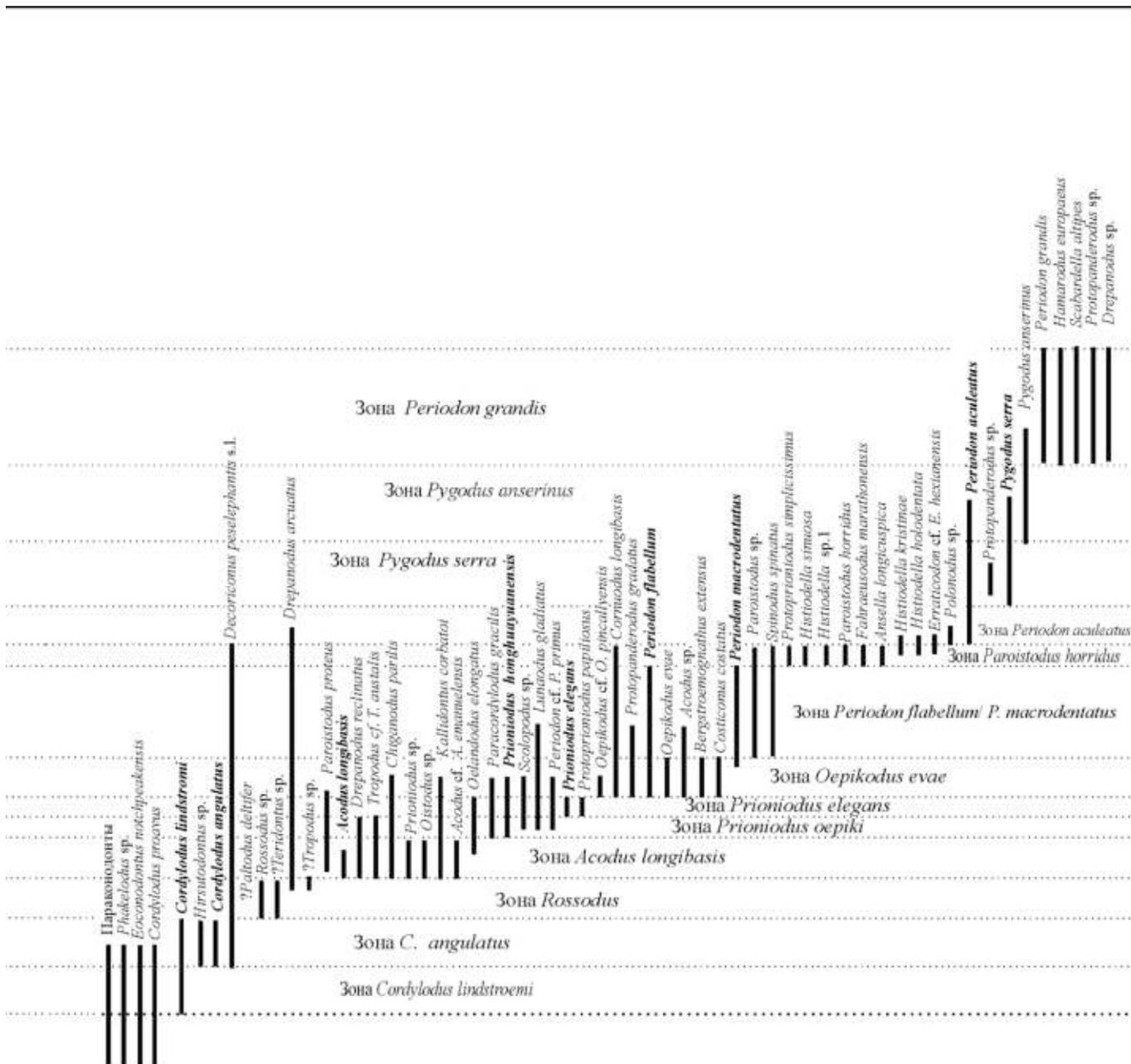


Рис. 37. Распространение конодонтов в кремнистых отложениях ордовика Казахстана и предложенное биозональное расчленение глубоководных фаций

Предложенная зональная шкала построена на первом появлении таксонов, за исключением акмезон *Periodon flabellum/macrodentata* и *Periodon aculeatus*, в стратиграфическом интервале которых другие характерные виды или не встречаются или встречаются в незначительном количестве, недостаточном для их точной диагностики.

Снизу вверх выделяются следующие зоны:

Зона *Cordylodus lindstroemi* (тремадокский ярус, ранний ордовик) распознается в разрезе Памятник природы – 89101 бурубайтальской свиты в интервале от первого появления *Cordylodus lindstroemi* до *Cordylodus angulatus*. Помимо номинального таксона в комплекс зоны входят *Cordylodus proavus*, *Hirsutodontus* sp., *Eoconodontus notchpeakensis*, а также мелкие конические эле-

менты прото- и параконодентов. В Казахстане зона также установлена в разрезе Батырбай Малого Каратау [Дубинина, 2000].

Как и все представители рода *Cordylodus*, вид *C. Lindströmi* распространен почти повсеместно во всех типах отложений от кремнистых пород Казахстана до доломитов и песчаников Сибири, Северной Америки и Балтоскандии. Первое появление представителей этого вида из-за его морфологических особенностей не всегда бывает просто определить. Это препятствовало выбору *C. Lindströmi* в качестве маркера нижней границы ордовикской системы. Однако нижняя граница номинальной зоны в конкретных разрезах Казахстана и других регионов в относительно небольших коллекциях определяется более или менее однозначно. Она располагается в самых верхах кембрия, стратиграфически чуть ниже первого появления вида *Iapetognathus fluctivagus*, который выбран как маркер основания ордовика [Cooper et al., 2001; Dong et al., 2004]. Поскольку находки представителей рода *Iapetognathus* на территории России и в Казахстане единичны [Дубинина, 2000; Сенников и др., 2014], то подошва зоны *Cordylodus Lindströmi* — это часто единственная возможность установить уровень, близкий к нижней границе ордовикской системы.

В разрезах бурубайтальской свиты, где есть проявления барита, стратиграфический интервал верхнего кембрия — нижнего ордовика осложнен развитием специфических фаций, в которых конодонты или отсутствуют, или недоступны для изучения. Зона *Cordylodus Lindströmi* обнаружена в пределах Казахстана только в трех разрезах — в разрезе Памятник природы бурубайтальской свиты — 89101, в акдымской свите (горы Нияз) Ерментауской зоны и в разрезе Батырбай Малого Каратау [Дубинина, 2000]. Нижняя граница зоны *Cordylodus Lindströmi* в Казахстане сопоставляется с нижней границей одноименной зоны в Балтоскандии и в других регионах мира.

Зона *Cordylodus angulatus* отмечается в разрезе Памятник природы бурубайтальской свиты — 89101. Определяется в интервале от первого появления *Cordylodus angulatus* до первых элементов *Rossodus*. В других разрезах бурубайтальской свиты найдена либо в неполном объеме, либо недостаточно детально изучена. В комплекс зоны, кроме номинального вида, входят *Cordylodus lindstroemi*, *Eoconodontus notchpeakensis*, *Decoriconus peselephantis* s.l., а также многочисленны прото- и параконодонты. Нижняя граница зоны сопоставляется с основанием одноименных зон в Балтоскандии и Аргентине.

Зона *Rossodus* выделена в разрезе Памятник природы бурубайтальской свиты — 89101. Она

также прослеживается в разрезе Сарыкум в Северо-Западном Прибалхашье как зона *Rossodus manitouensis* — *Chrosnodina herfurthi* [Дубинина, 2000]. Основание зоны — появление элементов *Paltodus* или *Rossodus* в комплексе с немногочисленными *Decoriconus peselephantis* s.l., *Teridontus* sp. и кордилодусами из нижележащих отложений. В интервале этой зоны таксономический состав конодонтовых комплексов достаточно слабо изучен, так как конодонты из кремней не удалось выделить растворением. В связи с этим точная идентификация редких элементов *Rossodus* и других конических конодонтов оказалась невозможной.

Нижняя граница зоны *Rossodus* условно сопоставляется с основанием зоны *Paltodus deltifer* Балтоскандии.

Зона *Acodus longibasis* выделена в разрезе Памятник природы — 9706 бурубайтальской свиты как интервал между первым появлением *Acodus longibasis* и *Prioniodus honghuayuuanensis*. Соответствует зонам *Paroistodus proteus* и нижней части зоны *Acodus longibasis* (*Prioniodus deltatus longibasis*), которые выделялись в разрезе Батырбай [Дубинина, 2000], и слоям с *Chiganodus parilis* (*Oelandodus* sp. A) — зоне *Acodus longibasis* (*Acodus deltatus longibasis*) в разрезе Памятник природы — 9706 бурубайтальской свиты [Tolmacheva et al., 2004]. Более позднее изучение кремнистых разрезов бурубайтальской свиты показало, что элементы *Acodus longibasis* появляются стратиграфически ниже, на уровне первого появления *Chiganodus parilis* и ниже первого появления *Paroistodus proteus*. Однако последний вид, особенно в начале его эволюционного появления, исключительно редок, а кроме того, может быть перепутан с элементами *Drepanodus* или другими видами *Paroistodus*. Хотя ранние *Paroistodus* пока в кремнях Казахстана неизвестны, они встречаются в Балтоскандии, Северном Китае и Австралии, и не исключено, что они присутствуют и в глубоководных отложениях Казахстана, но не распознаются из-за их редкости и сложности определения в кремнях.

Новая зона *Acodus longibasis* выделяется во избежание возможной диахронности определения возраста по нахождению *Paroistodus proteus*. Кроме номинального таксона комплекс зоны характеризуется видами *Decoriconus peselaphantis* s.l., *Chiganodus parilis*, *Kallidontus corbatoi*, *Drepanodus arcuatus*, *Tropodus* sp., *Drepanodus reclinatus*, *Paroistodus proteus*, *Prioniodus* sp., *Oistodus* sp.

Вопрос о корреляции нижней границы зоны достаточно сложен и неоднозначен. В Канадской Арктике *Acodus longibasis* появляется в верхней части зоны *Paroistodus proteus* [Pyle, Barnes,

2002]. В Австралии, возможно, они появляются чуть ниже в средней или нижней части этой зоны [McTavish, 1973]. В Казахстане первые элементы *Acodus*, в том числе и *Acodus longibasis*, появляются вместе с *Kallidontus corbatoi* и *Tropodus australis*, и, как уже отмечалось, раньше первого появления *Paroistodus proteus*. Вид *Tropodus australis* в Балтоскандии появляется в нижней части зоны *Paroistodus proteus* ниже основания граптолитовой зоны *Tetragraptus phyllograptoides* [Lofgren, 1993]. Таким образом, можно утверждать, что либо первое появление *Paroistodus proteus* в кремнистых фациях Казахстана наблюдается позже, чем в других регионах, либо фауна *Acodus* появляется здесь раньше. Поскольку в Австралии также отмечается более раннее появление *Acodus longibasis*, чем в Канадской Арктике, то наиболее вероятно последнее предположение.

Нижняя граница зоны *Acodus longibasis* в Казахстане сопоставляется с уровнем в верхней части зоны *Paltodus deltifer* Балтоскандии, ниже основания зоны *Paroistodus proteus*. Интересно, что вид *Oelandodus elongatus*, который в разрезах Балтоскандии появляется позднее вида *Paracordylodus gracilis* в верхней части зоны *Paroistodus proteus* [Lofgren, 1993], на уровне основания флосского яруса, в Казахстане появляется раньше этого вида. Это указывает либо на диахронность появления фауны в разных палеобассейнах, либо на проблемы в опознавании видов в конкретных разрезах.

Зона *Prioniodus honghuayuanensis* выделена в разрезе Памятник природы бурубайтальской свиты – 9706. Зона рассматривается в интервале от появления номинального таксона до первого появления вида *Prioniodus elegans*. Является аналогом зоны *Prioniodus adami*, ранее выделяемой в разрезе 9706 [Толмачева, 1996], и верхней части зоны *Paroistodus proteus* в этом же разрезе, выделяемой позднее [Толмачева et al., 2004]. Также соответствует верхам зоны *Acodus longibasis*, установленной в разрезе Батырбай [Дубинина, 2000]. Необходимо отметить, что *Prioniodus honghuayuanensis* обычен для кремнистых отложений и легко распознается даже в непредставительных коллекциях. Кроме номинального таксона в комплексе присутствуют *Paroistodus proteus*, *Paracordylodus gracilis*, *Chiganodus parilis*, *Lundodus gladius*, *Drepanodus arcuatus*, *Oelandodus elongatus*, *Scolopodus* sp. В пределах этой зоны появляются первые представители рода *Protopanderodus*.

Этот вид описан из относительно мелководных известняков свиты Хонгуан (Honghuayuan) провинции Гужой (Guizhou) Южного Китая в интервале, коррелируемом с нижней частью зоны *Prioniodus elegans* Балтоскандийской ко-

нодонтовой шкалы [Zhen et al., 2005]. В разрезах Ньюфаундленда похожие формы (*Prioniodus oepiki* (McTavish, 1973)) встречаются также в комплексе с *Paracordylodus gracilis* и *Paroistodus proteus* [Stouge, Bagnoli, 1988].

Нижняя граница зоны *Prioniodus honghuayuanensis* может быть условно сопоставлена со средней частью подзоны *O. elongatus* / *P.?* *deltatus* зоны *Paroistodus proteus* Балтоскандии, на стратиграфическом уровне расположенном чуть выше нижней границы флосского яруса, которая определяется первым появлением граптолита *Tetragraptus approximatus*, а по конодонтам проходит в низах зоны *O. elongatus* / *P.?* *deltatus* [Bergström et al., 2004].

Зона *Prioniodus elegans* выделена в разрезе Памятник природы бурубайтальской свиты – 9706. Зона рассматривается в интервале от первого появления *Prioniodus elegans* до первого появления *Oepikodus evae*. Вид *Prioniodus elegans* хорошо опознается в кремнях на поверхностях напластования по зубчатости переднего отростка у М и S элементов. В комплекс помимо проходящих видов из нижележащей зоны входит *Protoprioniodus papillosus*, также морфологически характерный вид, что позволяет достаточно четко определить нижнюю границу зоны. Основание зоны хорошо коррелируется с одноименной зоной Балтоскандии и Ньюфаундленда [Stouge, Bagnoli, 1988; Lofgren, 1993; Mannik, Viira, 2012].

Зона *Oepikodus evae* в полном объеме выделена в разрезе бурубайтальской свиты в баритовом карьере и охватывает интервал от первого появления *Oepikodus evae* до резкого доминирования в комплексах элементов *Periodon flabellum*. Для зоны характерен богатый и разнообразный комплекс, включающий *Costiconus* sp., *Protopanderodus gradatus*, *Paracordylodus gracilis*, *Prioniodus elegans*, *Chiganodus partitus*, *Bergstroemognathus extensus*, *Lundodus gladius*, *Kallidontus corbatoi*, *Drepanodus arcuatus*, *Oelandodus elongatus*, *Paroistodus proteus*, *Scolopodus* sp., *Oepikodus* cf. *O. pincallyensis*, *Drepanodus reclinatus* и *Periodon primus*.

Нижняя граница зоны распознается условно, так как в изученных разрезах не удалось получить ее полную смыкаемость с нижележащей зоной. В разрезе Памятник природы – 9706 зоне *Oepikodus evae* соответствует несогласие, а в разрезе Баритовый карьер на этом уровне было недостаточно детальное опробование. Кроме того, стратиграфически ниже появления элементов *Oepikodus evae* найдены переходные формы *Oepikodus* cf. *O. evae*, что не дает возможности четко определить положения границы в разрезе. В связи с этим точная корреляция нижней границы *Oepikodus evae*, наблюдаемая

в Казахстане с другими регионами, становится несколько неопределенной. Тем не менее появление *Oepikodus evae* сопоставляется с нижней границей зоны *Oepikodus evae* в Балтоскандии и других регионах. Этот уровень — один из самых хорошо распознаваемых и прослеживаемых в ордовике, так как *Oepikodus evae* одновременно появляется на всех континентах (кроме Сибирской платформы), что считается отражением эвстатического трансгрессивного события [Barnes in Webby, 2004].

Зона *Periodon flabellum* / *Periodon macrodentatus* выделена в разрезе бурубайтальской свиты (40–60 м) в баритовом карьере и определена в интервале от массового появления элементов *Periodon flabellum* до первого появления *Paroistodus horridus*. Помимо номинальных видов, которые обычно составляют до 90% всего комплекса, в небольшом количестве встречаются виды *Cornuodus longibasis*, *Decoriconus peselephantis* s.l., *Paroistodus* sp., *Protopanderodus gradatus*, *Drepanodus arcuatus*, *Drepanodus reclinatus*.

Основание зоны *Periodon flabellum*/*Periodon macrodentatus* сопоставляется с нижней границей дапинского яруса, но точное соответствие этих стратиграфических уровней — один из спорных вопросов конодонтовой биостратиграфии в Казахстане. Нижняя граница дапинского яруса определена по появлению вида *Baltoniodus triangularis* в разрезе Хуанхучан (Huanghuachang) Южного Китая [Wang et al., 2005]. В Казахстане присутствие представителей этого рода, упоминаемых в работах разных специалистов [Курковская, 1985; Двойченко, Абаимова, 1986 и др.], не подтверждается данными автора. А. Жилкайдаров из кремней балгашокинской свиты определил *Baltoniodus navis* [Zhilkaidarov, 1998], но эти элементы скорее относятся к *Prioniodus elegans*. У М элемента наблюдается зубчатость на переднем отростке, что не характерно для *Baltoniodus navis* [Zhilkaidarov, 1998: Fig. K], а у Ра элемента — крупная равномерная зубчатость на заднем и боковом отростках [Zhilkaidarov, 1998: Fig. J]. У соответствующих элементов *Baltoniodus navis* зубчики на заднем отростке, как правило, значительно меньше.

Присутствие *Baltoniodus* в Восточной Гондване также вызывает сомнение [Zhen et al., 2009, 2011]. Как S элементы вида *Baltoniodus*? sp., судя по приведенным изображениям, в дарривильских отложениях Новой Зеландии определены элементы рода *Fahraeusodus* [Zhen et al., 2009], а как Р элементы — элементы какого-то морфологически примитивного платформенного рода. Виды *Baltoniodus alobathus* и *Baltoniodus prevariabilis*, описанные из дарривильских отложений Тарима

[Zhen et al., 2011], также, возможно, относятся к другому, сходному с *Baltoniodus* роду. Кроме того, все элементы *Baltoniodus* в странах Восточной Гондваны были найдены в дарривильских отложениях.

В Казахстане разрез кушекинской свиты является единственным разрезом пограничного интервала верхней части флоского яруса нижнего ордовика и нижней части дапинского яруса среднего ордовика, где встречаются конодонты совместно с граптолитами и устанавливается соответствие между зональными границами этих групп фауны. Граптолиты встречаются как в терригенных, так и кремнисто-терригенных породах разреза, характеризуют практически весь интервал кушекинской свиты, разнообразны и относительно хорошо изучены [Дубинина и др., 1996a]. В нижней части свиты до 200 м разреза встречены *Didymograptus protobifidus*, с 220 по 273 м отмечаются находки *Expansograptus* cf. *E. hirundo*. В богатом граптолитами пласте на 300 м сильно обновляется состав ассоциации, в которой появляются *Isograptus maximus* и *Isograptus maximodivergens*, характерные уже для дапинского яруса [Chen et al., 2009].

Примерно на этом уровне изменяется состав конодонтовых комплексов. С 250 м разреза исчезают *Oepikodus intermedius* и *Acodus* sp., в изобилии встречающиеся в нижней части разреза, и начинают преобладать элементы *Periodon flabellum* и *Periodon macrodentatus*. (до 90%), кроме которого встречаются элементы родов *Drepanodus* и *Paroistodus*. Таким образом, нижняя граница дапинского яруса в разрезе соответствует нижней границе акме-зоны *Periodon flabellum*/*Periodon macrodentatus*.

Основание акме-зоны *Periodon flabellum*/*Periodon macrodentatus* прослеживается во всех кремнистых разрезах Казахстана. Так, в разрезе баритового карьера между 30 и 40 м исчезает таксономически разнообразная фауна зоны *Oepikodus evae*, насчитывающая 16 видов, и появляется комплекс с доминированием до 70% *Periodon flabellum* и *P. macrodentatus*.

В этом стратиграфическом интервале в других регионах также наблюдается увеличение доминантности в конодонтовых сообществах. В разрезах района Вестерготланда резкое увеличение относительного количества *Periodon flabellum* приходится на верхи зоны *Baltoniodus triangularis* или на начало *B. navis* [Bergström, Lofgren, 2009]. В более мелководных отложениях Ленинградской области (Россия) [Tolmacheva, 2001] и в Норвегии [Rasmussen, 2001] на этом же стратиграфическом уровне увеличивается количество элементов *Drepanoistodus*. Увеличение относительного коли-

чества элементов *Periodon flabellum* в комплексах отмечается и в глубоководных отложениях западного Ньюфаундленда и Южного Китая [Johnson, Barnes, 1999; Wu et al., 2014]. В целом имеющиеся данные показывают, что общее снижение разнообразия конодонтовых фаун и появление доминантных сообществ в дапинское время носит глобальный характер.

Детальное распространение конодонтов в пределах зоны *Periodon flabellum* / *Periodon macrodentatus* неизвестно. В связи с этим нижняя граница дарривильского яруса по конодонтам в кремнистых отложениях не распознается и приходится где-то на верхнюю часть описываемой зоны.

Зона *Paroistodus horridus* выделена в разрезе бурубайтальской свиты в баритовом карьере как интервал от первого появления *Paroistodus horridus* до устойчивого преобладания в комплексе элементов *Periodon aculeatus*. В составе комплекса встречаются *Periodon macrodentatus*, *Periodon aculeatus*, *Spinodus spinatus*, *Cornuodus longibasis*, *Fahraeusodus marathonsensis*, *Decoriconus peselephantis* s.l., *Ansella longicuspicata*, *Histiodelle sinuosa*, *Protopanderodus* sp., *Drepanodus arcuatus*, *Drepanodus reclinatus*.

Стратиграфический интервал зоны широко прослеживается во многих палеобассейнах, так как ее номинальный вид найден в Северной Америке, Аргентине, Тариме и Австралии. Он также редко встречается и в Балтоскандии [Lofgren, 1995; Rasmussen, 2001]. В разрезах Прекордильерской Аргентины *Paroistodus horridus* появляется во второй половине зоны *Lenodus variabilis* стратиграфически ниже первых находок *Histiodelle sinuosa* и *Ansella jemmlandica* [Heredia et al., 2005], и существует вплоть до нижней части зоны *E. suecicus*. В нижней части зоны *Lenodus variabilis* выделены предковые короткоживущие формы этого вида, демонстрирующие морфологический переход от *Paroistodus originalis* [Albanesi et al., 1998]. Вид *Paroistodus horridus* заканчивает существование на разных стратиграфических уровнях: в Аргентине и Норвегии он встречается до середины зоны *Eoplacognathus suecicus* [Albanesi, Barnes, 2000; Rasmussen, 2001], на Ньюфаундленде – до начала этой же зоны [Stouge, 1984]. В Южном Китае *Paroistodus horridus* появляется в середине зоны *Lenodus antivariabilis* и заходит в перекрывающую *Eoplacognathus suecicus* зону *Dziodus tablepointensis* [Zhang, 1998]. В Британской Колумбии (Канада) выделена зона *Paroistodus horridus*, сопоставляемая с верхней частью зоны *Lenodus variabilis* Балтоскандийской шкалы [Pyle, Barnes, 2002]. В Казахстане *Paroistodus horridus* появляется одновременно с *Ansella jemmlandica*, чуть раньше развитых форм *Histiodelle* (*H. holodentata* и *H. kristinae*),

и исчезает до появления первых представителей рода *Pygodus*.

Нижняя граница зоны *Paroistodus horridus* сопоставляется с серединой зоны *Lenodus variabilis* на стратиграфическом уровне выше основания дарривильского яруса (бывшая нижняя граница лланвирнского яруса).

Зона *Periodon aculeatus* наиболее хорошо выделяется в разрезе ержанской свиты (Бошекуль-Торткудукский район) в интервале от массового появления *Periodon aculeatus* до первого появления *Pygodus serra*. Этот стратиграфический интервал почти во всех изученных местонахождениях Казахстана представлен сильно глинистыми яшмами и кремнями (бурубайтальская, ержанская, казыкская свиты), нередко туффитами, поэтому полный состав комплекса этой зоны не выявлен. В единственном местонахождении кремнисто-базальтовой карамурунской свиты (гора Тектурмас, Центральный Казахстан) растворением удалось выделить элементы рода *Protopanderodus*.

Акме-зона *Periodon aculeatus* легко прослеживается во всех кремнистых разрезах соответствующего возраста. Как и в случае дапинского увеличения доминантности видов *Periodon flabellum* и *Periodon macrodentatus*, резкое преобладание элементов *Periodon aculeatus* в дарривильском ярусе наблюдается и в других палеобассейнах. Так, в Южном Китае относительное количество элементов этого вида увеличивается начиная с верхов зоны *Microzarkodina hagetiana* и продолжается до появления первых *Pygodus* [Zhang, 1998]. В разрезах Западного Ньюфаундленда в слое 14 (нижняя часть дарривильского яруса) также преобладают элементы *Periodon aculeatus* [Pohler, 1994]. Численное доминирование элементов *Periodon* наблюдается и в известняках найманской свиты хр. Чингиз Восточного Казахстана, которые сопоставляются с нижней частью зоны *Eoplacognathus suecicus* Балтоскандии.

В целом нижняя граница зоны *Periodon aculeatus* коррелируется со стратиграфическим уровнем в центральной части зоны *Eoplacognathus pseudoplanus* Балтоскандии и с верхами зоны *Histiodelle levis* мелководной шкалы.

Зона *Pygodus serra* лучше всего определяется в казыкской свите Северного Прибалхашья, где разрезы, охватывающие этот стратиграфический интервал, наиболее детально опробованы. Верхняя часть дарривильского яруса бурубайтальской свиты сложена преимущественно непрозрачными кремнями и кремнистыми алевритами, а конодонты там известны только на редких стратиграфических уровнях. Зона рассматривается

в интервале от первого появления *Pygodus serra* до первого появления *Pygodus anserinus*. Зона легко распознается во всех разрезах соответствующего возраста из-за характерной морфологии вида-индекса. Помимо *Pygodus serra* в комплексе встречаются *Drepanodus* sp., *Periodon aculeatus* и *Protopanderodus* sp. Нижняя граница зоны в Казахстане сопоставляется с основанием соответствующей зоны в Балтоскандии.

Зона *Pygodus anserinus* устанавливается в разрезе ержанской свиты. Также отмечается в кызылской свите Северного Прибалхашья. Интервал зоны рассматривается от первого появления *Pygodus anserinus* до совместного появления элементов *Hamarodus europaeus* и *Periodon grandis*. Слабоизученный, а в связи с этим таксономически бедный комплекс зоны включает *Drepanodus arcuatus*, *Periodon aculeatus* и *Protopanderodus* sp. Нижняя граница зоны сопоставляется с одноименной зоной Балтоскандии. Нижняя граница верхнего ордовика, проходящая внутри зоны *Pygodus anserinus* [Bergström et al., 2000], по конодонтам из кремнистых отложений Казахстана не опознается.

Слои с *Periodon grandis* установлены в разрезе ержанской свиты Бошекульской зоны. Определяются совместным распространением *Periodon grandis*, *Hamarodus europaeus* и *Scabardella altipes*. Кроме того, эти слои распознаются в кремнях кызылкаинской серии Юго-западного Предчингизья [Tolmacheva et al., 2009], в джаманшуринской свите и в глыбах кремней нижнесилурийских песчаников в Северном Прибалхашье [Курковская, 1985].

Все изученные комплексы конодонтов с *P. grandis* имеют примерно один и тот же таксономический состав с доминированием номинального вида и очень незначительной примесью прочих таксонов. Кроме уже упомянутых *Scabardella altipes* и *Hamarodus europaeus*, встречаются неопределимые до вида элементы *Drepanodus* и *Protopanderodus*. В двух из трех изученных местонахождений были найдены редкие элементы *Pygodus anserinus*. В опубликованных списках других исследователей упоминаются *P. grandis*, *Drepanodus* sp. и *Protopanderodus* sp., а также и другие виды, существование которых в Казахстане пока не подтверждено [Никитин, 2002]. Так, элементы видов *Panderodus gracilis*, *Dapsilodus mutatus* и *Drepanodistacodus victrix* по общему облику очень близки к элементам *S. altipes*. Все они имеют высокое и уплощенное с боковых сторон основание, а также ребро или желобок, расположенный по центру боковой стороны. В небольших коллекциях, когда элементы видны только с одной стороны, *S. altipes* могли быть отнесены к другим

видам. Это же касается *H. europaeus*, который, кроме коллекций автора, был найден в яшмах талдыэспинской свиты [Никитин и др., 1999]. Этот вид легко распознаваем только при наличии в коллекции Р элементов, тогда как S и М элементы практически идентичны соответствующим элементам рода *Periodon*.

Все виды из кремней этого стратиграфического уровня имеют длительный интервал распространения, включающий почти весь верхний ордовик. Наиболее долгоживущим таксоном является *S. altipes*, находки которого известны с верхов среднего ордовика [Rasmussen, 2001; Dzik, 1994]. Появление типичного *P. grandis* отмечается в самых верхах сандбийского яруса, в верхней части зоны *Amorphognathus tvaerensis*, близко к основанию зоны *Diplacanthograptus caudatus* [McCracken, 2000; Goldman et al., 2007]. Первые находки *H. europaeus* в Восточной Гондване приурочены к верхам сандбийского яруса [Agematsu et al., 2007]. В разрезах Северной Европы этот вид появляется только в катийское время [Dzik, 1994]. Заканчивают свое существование все три рассматриваемых вида более или менее одновременно во второй половине хирнанта. Представители родов *Protopanderodus* и *Drepanodus* характерны почти для всего ордовика.

Совместное нахождение *P. anserinus* ни с *P. grandis*, ни с *H. europaeus* ранее нигде не отмечалось. *P. anserinus* характерен для более древних отложений верхнего дарривилия и нижнего сандбья, где присутствует вместе с предковым для *P. grandis* видом *P. aculeatus*. Находки *P. anserinus* с более молодыми конодонтами могут объясняться его переотложением, либо реальным сообитанием видов в результате более длительного существования *P. anserinus* в океанических условиях. Поскольку элементы *P. grandis* были встречены вместе с *P. anserinus* в нескольких местонахождениях ержанской свиты и кызылкаинской серии, то их переотложение маловероятно.

Комплекс, включающий *P. grandis*, *S. altipes* и *H. europaeus*, мог существовать в очень широком возрастном диапазоне от верхов сандбийского до конца хирнантского времени, присутствие *P. anserinus* сужает его возрастной интервал до верхов сандбийского яруса.

Опыт поиска конодонтов в кремнях Казахстана показывает, что комплексы конодонтов определенного возраста встречаются намного чаще, чем другие. Это связано с тем, что конодонты в отложениях ордовика распределены очень неравномерно, и содержание конодонтов на некоторых стратиграфических уровнях принципиально превышает их среднее количество

в породе. При поиске конодонтов в высыпках и отдельных выходах первыми обнаруживаются как раз богатые конодонтами кремни. Эта же особенность была замечена при изучении конодонтов в верхнеордовикских терригенных толщах Северной Америки, где наиболее богатые конодонтами пласты приурочены к пограничному интервалу дарривильского и сандбийского ярусов и к самым верхам сандбийского [Leslie et al., 2000]. Предполагается, что эти уровни отражают время наиболее высокого стояния океанических вод, когда в осадки поступало меньше терригенного материала [Leslie et al., 2000]. В это время осадок обогащался конодонтовыми элементами, которые становятся более доступными для обнаружения. В пограничном интервале сандбийского и катийского ярусов чуть ниже подошвы зоны *Diplacathograptus caudatus* в разрезах Арканзаса и Оклахомы заметно увеличено количество элементов *P. grandis*, *S. altipes* и *Amorphognathus tvaerensis* Bergström [Leslie et al., 2000]. Возможно, что появление пластов кремней в песчаниках и алевролитах верхней части ержанской свиты и появление окремнения в верхах тонкотерригенной кызылкаинской серии связано с тем же событием и, следовательно, возраст слоев с *P. grandis*, где не найден *P. anserinus*, может считаться позднесандбийским. Нижняя граница слоев *P. grandis*, таким образом, сопоставляется с основанием идавереского горизонта Балтоскандии (зона *Diplograptus multidentis*) в основании зоны *Baltoniodus gerdae*.

БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ШКАЛА МЕЛКОВОДНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Как уже указывалось выше, в Казахстане до настоящей работы была разработана единственная зональная последовательность на основе конодонтов из разреза Батырбай гор Малого Каратау [Дубинина, 2000] (рис. 35). Этот достаточно полный карбонатный разрез охватывает только нижний ордовик. Конодонты из более молодых карбонатных пород в Казахстане и Северной Киргизии были известны только из отдельных местонахождений, и анализ их биостратиграфического положения не рассматривался. Однако необходимость датирования и уточнения возраста карбонатных толщ требует биостратиграфической шкалы по конодонтам именно из мелководных отложений, которые имеют более высокий уровень эндемичности, чем конодонты из глубоководных кремнистых фаций. Как показал опыт изучения конодонтов в регионе, они нередко по-

зволяют уточнить возраст отложений, в том числе тех, где были изучены трилобиты и граптолиты, как, например, в случае известняков бестамакской свиты. К настоящему времени накопилось достаточное количество данных по отдельным карбонатным местонахождениям Казахстана для создания первой биостратиграфической последовательности по конодонтам из относительно мелководных фаций.

Уже отмечалось, что таксономический состав конодонтов из карбонатных пород Казахстана сильно отличается от комплексов из кремнистых отложений [Дубинина, 2000; Zhylkaidarov, 1998]. Несмотря на то что в конодонтовых комплексах из известняков присутствуют и океанические виды, характерные для кремней, их количество прямо зависит от глубокководности карбонатных фаций. В мелководных, водорослевых и песчаных известняках доля океанических видов минимальна (например, вулканогенная толща из Урумбайского района Северного Казахстана). Поэтому зональная шкала, построенная на распределении конодонтов в кремнистых разрезах, несмотря на ее хороший корреляционный потенциал, в карбонатных отложениях часто не работает.

В связи с этим шкала для относительно мелководных отложений в значительной мере основывалась на мелководных видах, характерных для большей части изученных местонахождений. В качестве номинальных видов выбирались таксоны, встречающиеся в большом количестве и легко опознаваемые даже при плохой сохранности фауны. При отсутствии характерных мелководных конодонтов определение биостратиграфического подразделения строилось на открытоморских видах. Необходимо отметить, что зональная шкала карбонатного разреза Батырбай [Дубинина, 2000] построена на океанических таксонах и сходна со шкалой глубоководных отложений. Применимость такой шкалы ограничивается достаточно глубоководными отложениями.

Предложенные для мелководных отложений биостратиграфические подразделения имеют ранг слоев с фауной в связи с отсутствием смыкаемости границ. К достоинству шкалы относится легкость ее использования для определения возраста и высокий коррелятивный потенциал внутри мелководных отложений палеобассейна, к недостаткам — недостаточная обоснованность и относительно слабая разрешающая способность.

Общее распространение конодонтов в карбонатных отложениях показано на рис. 38.

Слой с *Cordylodus lindstroemi* в настоящее время известен только в разрезе Батырбай Малого Каратау, где помимо номинального таксона отмечено присутствие элементов *Iapetognathus* sp., а также

долгоживущих форм из нижележащих отложений *Eoconodontus notchpeakensis*, *Hirsutodontus* sp. и *Variabiloconus* sp. Больше нигде на территории Казахстана одновозрастные карбонатные отложения не изучены. Выделенные слои сопоставляются с одноименными зонами глубоководных фаций Казахстана и Балтоскандии. Однако надо отметить, что разрез Батырбай – это единственное местонахождение таксонов родового уровня, чей вид *Iapetognathus fluctivagus* Nicoll, Miller, Nowlan, Repetski et Ethington определяет в настоящее время нижнюю границу ордовикской системы [Cooper et al., 2001].

Слой с *Cordylodus angulatus* выделены в кремнисто-карбонатной толще верхнего кембрия – раннего ордовика на правом берегу р. Копа хребта Чингиз (Казахстан). Вид *Cordylodus angulatus*, являясь космополитным, встречается обычно в большом количестве в широком спектре фаций. Он характерен как для кремнистых глубоководных отложений бурбайтальской свиты в Казахстане, так и для мелководных песчаных толщ восточной части Балтоскандии (Ленинградская область и Эстония). В комплекс слоев входят *Hirsutodontus* sp., *Loxodus* sp., а также многочисленные элементы параконодентов, которые продолжают существовать с верхнего кембрия. Слои с *Cordylodus angulatus* на территории западной части Центрально-Азиатского пояса, кроме хр. Чингиз, были обнаружены в камлакской свите Горного Алтая. Слой сопоставляется с зоной *Cordylodus angulatus*, выделяемой практически на всех континентах в разных фациях [например, Попов и др., 1989; Pyle, Barnes, 2002] (рис. 39).

Слой с *Paltodus* выделяются в нижней части агалатасской свиты хр. Кендыктас Южного Казахстана. В достаточно разнообразный комплекс входят виды *Colaptoconus* sp., *Drepanodus* sp., *Rossodus* sp., *Variabiloconus* sp. и ряд экзотических неопределенных форм. В изученных пробах наблюдается сильная изменчивость диагностических М элементов *Paltodus*, выраженная в непрерывном переходе форм с коротким задним отростком к длинным. Определение видовой принадлежности видов *Paltodus*, которые различаются по длине заднего отростка, достаточно затруднительно в этом случае и требует специального изучения и ревизии этого рода. Поэтому род *Paltodus* s.s., распространение которого ограничено только верхним тремадоком, рассматривается как единый номинальный таксон для обозначения биостратиграфического подразделения этого возраста. Верхняя часть этого биостратиграфического подразделения также отмечается в разрезе маматских известняков хр. Чингиз, где

ОСШ		Региональные подразделения Казахстана				
Система	Отдел	Ярус	Горизонты	Зоны по граптолитам (Решения, 1991)	Слой с конодонтами для карбонатных отложений	
			Хариз	<i>P. persculptus</i> <i>N. extraordinarius</i>		
Ордовикская	Верхний	Катийский	Чокпарский	<i>Paraoth. pacificus</i> <i>Diplexograptus inuiti</i>	<i>Yaoxianognathus</i> sp.	
			Абинский Дуланка-ринский	<i>Dic. pumilis</i> <i>Dip. caudatus</i>		
			Андеркенский	<i>Diplograptus multidentis</i>		
		Сандыйский		<i>Yaox. ? tunguskaensis</i>		
			Целиноградский	<i>Nemagraptus gracilis</i>		
			Айрахайский	<i>Glyptograptus euglyphus</i> <i>Pseudoclimacograptus rotundus</i>		
	Средний	Даррингский	Копалинский	<i>Paraglossograptus tentaculatus</i>	<i>Histiodella levis</i>	
			Коганский	<i>Explanograptus hirundo</i> <i>Ex. macanodivergens</i> <i>Dia. protobifidus</i>		
		Флюский	Рахметовский	<i>Tetragraptus fruticosus</i> <i>Tetragraptus approximatus</i>		<i>Oepikodus evae</i> <i>Acodus</i> sp. A <i>Acodus ? chingizicus</i>
			Тремлоковский	Актауский		<i>Anisograptus - Bryograptus</i>
	Нижний	Унгурский		<i>Staurograptus dichotomus</i> <i>Dendrograptus yutu</i>	<i>Cordylodus lindstroemi</i>	

вместе с *Paltodus* cf. *P. pristinus* (вид с наименьшей длиной заднего стержня) встречены *Lenaedodus* cf. *L. bifidus*, *Scolopodus* sp. и *Acodus* sp. Нижняя граница слоя с *Paltodus* словно соответствует нижней границе зоны *Rossodus* / *Paltodus* глубоководной шкалы Казахстана и зоны *Paltodus deltifer* Балтоскандии.

Слой с *Acodus? chingizicus* выделяются в известняках маматской свиты хр. Чингиз. Это единственное изученное местонахождение с коно-

Стратиграфическое распространение конодонтов в карбонатных породах

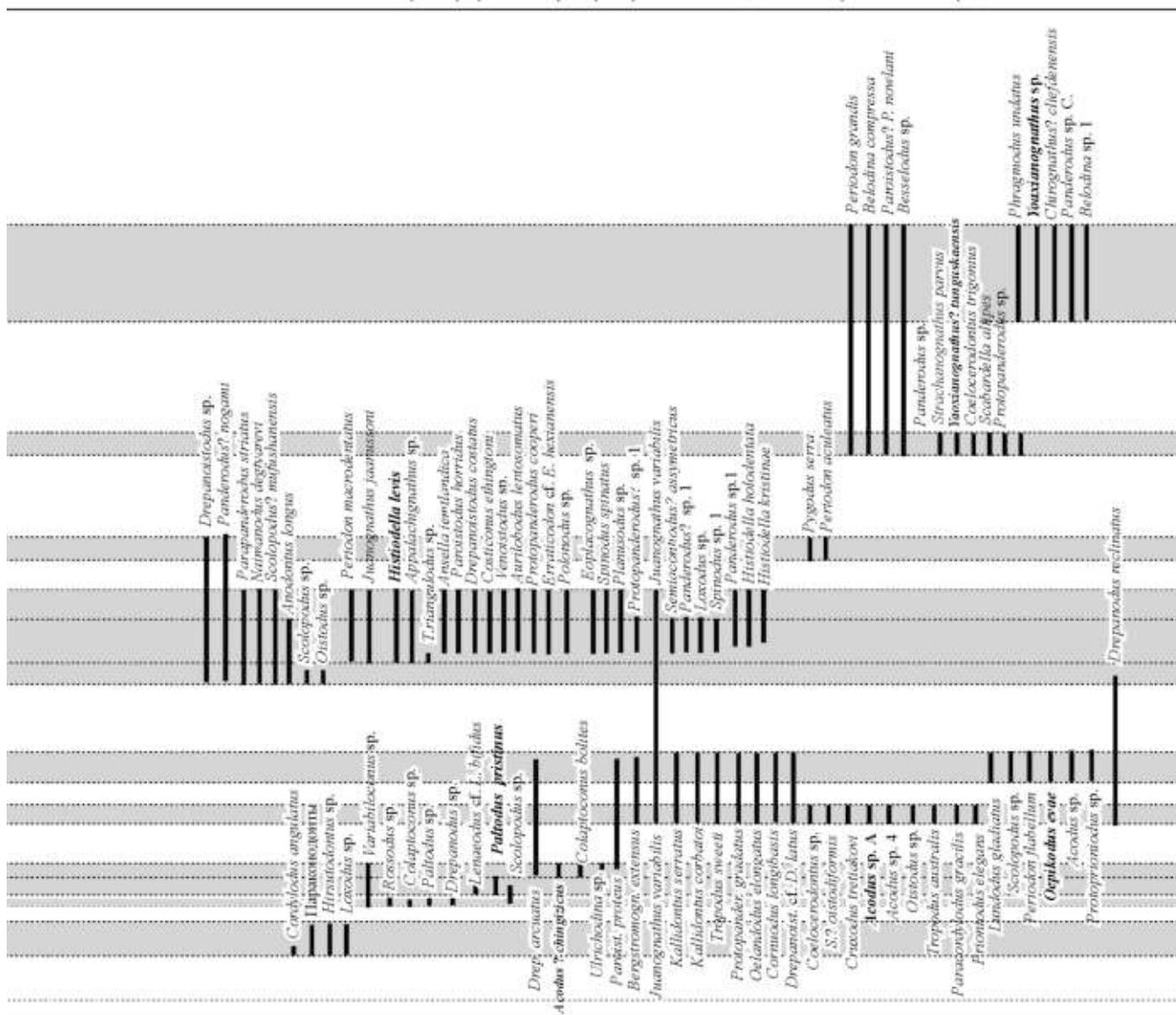


Рис. 38. Распространение конодонтов в карбонатных породах ордовика Казахстана и предложенное биостратиграфическое расчленение мелководных отложений

донтами этого возраста. В комплекс слоя помимо номинального вида входят *Acodus* sp. 2, *Drepanodus arcuatus* и *Paroistodus* cf. *P. proteus*. Встречаются, видимо, и переотложенные элементы *Cordylodus angulatus*. Нижняя граница зоны *Acodus* sp. 2 условно коррелируется с нижней границей зоны *Acodus longibasis* глубоководной шкалы Казахстана и сопоставляется с уровнем ниже основания зоны *Paltodus deltifer* Балтоскандии. Соответствует зоне *Paroistodus proteus* и нижней части зоны *Acodus*

longibasis разреза Батырбай [Дубинина, 2000]. Стратиграфический интервал слоев охватывает нижнюю границу флоского яруса.

Слои с *Acodus* sp. А выделены в кенташской толще западной части Киргизского хребта, единственном изученном местонахождении этого возраста. Комплекс конодонтов в этом биостратиграфическом подразделении таксономически разнообразен и помимо номинального таксона включает виды *Bergstroemognathus*

ОСШ		Биостратиграфические подразделения по конодонтам										
Система	Отдел	Ярус	Средняя Палеозой Bergström et al., 2012 Lofgren, 1994, 1997, 2000 Zhang, 1998a	Корреляция	Казахстан							
					Глубоководные отложения (зоны, слои с фауной)	Корреляция	Мелководные отложения (слои с фауной)					
ОРДОВИКСКАЯ	ВЕРХНИЙ	Катийский	<i>Oz. hassi</i>		Слой с <i>Periodon grandis</i>							
			<i>Amorphognathus ordovicicus</i>									
			<i>Amorphognathus superbus</i>									
		Силбйский	?									<i>Yaoxianognathus sp.</i>
			<i>B. alobatus</i>									
			<i>B. variabilis</i>									
		Даррингальский	<i>Am. mongolica</i>									
			<i>S? helonensis</i>									
			<i>E. lindstroemi</i>									
			<i>Balpo. robustus</i>									
			<i>Balpo. reclinator</i>									
			<i>Pygodus serra</i>									
	СРЕДНИЙ	Даррингальский	<i>Epirocognathus sineticus</i>									
			<i>Epirocognathus pseudoplanus</i>									
			<i>Yangt. crassus</i>									
			<i>Lenodus variabilis</i>									
		Далинский	<i>L. setivariabilis</i>									
			<i>Tr. quadr.</i>									
			<i>P. originalis</i>									
			<i>Baltinodus navis</i>									
			<i>B. triangularis</i>									
			<i>Periodon flabellum/ P. macrodentatus</i>									
	НИЖНИЙ	Флюский	<i>Oepikodus evae</i>				<i>Oepikodus evae</i>					
			<i>Prioniodus elegans</i>					<i>Prioniodus elegans</i>				
		Тремандонский	<i>O. elongatus/ P.? deltatus</i>					<i>Prioniodus honghuayuan</i>				
			<i>P. gracilis</i>									
			<i>Acodus</i>						<i>Acodus longibasis</i>			
			<i>D. aff. D. amoemus</i>									
<i>P. deltifer</i>												
<i>P. pristinus</i>		<i>Rossodus</i>	<i>Paltodus</i>									
<i>Cordylodus angulatus</i>		<i>Cordylodus angulatus</i>	<i>Cordylodus angulatus</i>									
<i>C. lindstroemi</i>		<i>Cordylodus lindstroemi</i>	<i>Cordylodus lindstroemi</i>									

extensus, *Oelandodus elongatus*, *Prioniodus elegans*, *Drepanodus arcuatus*, *Paroistodus proteus*, *Cornuodus longibasis*, ***Tropodus australis***, *Paracordylodus gracilis*, *Juanognathus variabilis*, *Stolodus stola*, *Drepanoistodus* sp., *Scolopodus? oistodiformis*, *Drepanoistodus* cf. *costatus*, *Prioniodus elegans*, *Coelocerodontus* sp., *Kallidontus? K. corbatoi*, *Drepanoistodus* cf. *D. latus*, *Tropodus? sweeti*, *Kallidontus* cf. *K. serratus*, *Protopanderodus* cf. *P. gradatus*, *Acodus* sp. 4, *Protoprioniodus* sp., *Coelocerodontus* sp., *Cruходus tretiakovi*. Единичные элементы *Prioniodus elegans* появляются только с самых верхов опробованной толщи, что позволяет предполагать, что интервал слоев охватывает верхнюю часть зоны *Paroistodus proteus* и нижнюю часть зоны *Prioniodus elegans* низов флоского яруса нижнего ордовика Балтоскандии. Слои соответствуют по своему стратиграфическому объему верхней части зоны *Acodus longibasis*, зоне *Prioniodus honghuayuanensis* и нижней части зоны *Prioniodus elegans* глубоководной шкалы Казахстана и интервалу верхней части зоны *Acodus longibasis* – нижней части зоны *Prioniodus elegans* разреза Батырбай.

Слои с *Oepikodus evae* выделены в акжальской свите Чу-Илийских гор Центрального Казахстана. Помимо номинального таксона в комплекс слоев в типовой местности этого биостратиграфического подразделения входят *Oelandodus elongatus*, *Tropodus sweeti*, *Lundodus gladius*, *Periodon flabellum*, *Juanognathus variabilis*, *Drepanodus reclinator*, *Cornuodus longibasis*, *Bergstroemognathus extensus* и ряд видов, определенных в открытой номенклатуре. Наличие и доминирование *Oepikodus evae* четко свидетельствует о возрасте слоев и их соответствии одноименной зоне глубоководных отложений Казахстана и Балтоскандии. Карбонаты акжальской свиты являются единственным изученным местонахождением в Казахстане верхней части флоского яруса нижнего ордовика.

Слои с *Histiodelle levis* выделяются в известняках вулканогенной толщи Урумбайской зоны Северного Казахстана. Помимо номинального вида в комплекс слоев входят виды *Periodon aculeatus*, *Parapanderodus striatus*, *Protopanderodus* sp., *Protopanderodus? nogami*, *Histiodelle? levis*, *Juanognathus variabilis*, *Naimanodus degtyarevi*, *Appalognathus* sp., *Anodontus longus*, *Histiodelle holodontata*, *Histiodelle kristinae*, *Aurilobodus leptosomatus*, *Semiacontiodus? asymmetricus*, *Ansella*

jemtlandica, *Paroistodus horridus*, *Loxodus* sp. *Erraticodon* cf. *E. hexianensis*, *Spinodus spinatus* и др. (рис. 38).

Вид *Histiodelle levis* является хорошим биостратиграфическим маркером, так как характерен для дарривильских карбонатных отложений нижней части дарривилия в Казахстане и встречается вместе с сопутствующим комплексом в караканской свите в Северной Бетпак-Дале, в тасбулакской свите Текелийского района, в узунбулакской свите Чу-Илийских гор и в найманской свите хр. Чингиз. Номинальный таксон не был обнаружен только в достаточно бедной коллекции из верхней части кенташской толщи Северной Киргизии. В более глубоководных и более молодых известняках этого стратиграфического интервала (найманская свита) наблюдается доминирование элементов *Periodon aculeatus* и *Periodon macrodentatus*.

Слои охватывают стратиграфический интервал от середины зоны *Lenodus variabilis* до зоны *Eoplacognathus suecicus* зональной конодонтовой шкалы Балтоскандии, а также зону *Paroistodus horridus* и нижнюю часть зоны *Periodon aculeatus* глубоководной шкалы Казахстана (рис. 39).

Слои с *Pygodus serra* выделяются в известняках терригенно-карбонатной толщи гор Окпекты, хр. Чингиз. В этом преимущественно терригенном разрезе в карбонатных прослоях нижней части толщи распознаются слои с *Histiodelle? levis*, а в верхах нижней части появляются прослои известняков, содержащих, помимо *Pygodus serra*, многочисленные элементы *Periodon aculeatus* и *Drepanodus* sp. Это единственное местонахождение в регионе, где обнаруживается конодонтовый комплекс этого возраста. Слои с *Pygodus serra* сопоставляются с одноименной зоной глубоководной шкалы Казахстана и одноименной зоной Балтоскандии.

Слои с *Yaoxianognathus? tunguskaensis* выделяются в бестамакской свите хр. Чингиз. Комплекс характеризуется видами *Periodon aculeatus*, *Periodon grandis*, *Strachanognathus parvus*, *Belodina compressa*, *Paroistodus? nowlani*, *Coelocerodontus trigonius*, *Protopanderodus* sp., *Scabardella altipes*. Встречаются представители родов *Panderodus* и *Besselodus*. Вид *Yaoxianognathus? tunguskaensis*, типовой местностью которого является Сибирская платформа, был также описан в ранне-среднекаптейских отложениях Австралии вместе со сходным сопутствующим комплексом, включающим *Periodon grandis*, *Strachanognathus parvus*, *Belodina*, *Paroistodus? nowlani* и *Coelocerodontus trigonius* [Furey-Greig, 1999, 2000; Zhen et al., 2003б]. Возраст этих конодонтов в Австралии контролируется хорошо изученными брахиоподами, тогда

Рис. 39. Корреляция биостратиграфических подразделений по конодонтам Балтоскандии и Казахстана. Сплошной линией и пунктиром показана уверенная и условная корреляция границ биостратиграфических подразделений разных шкал

как в бестамакской свите верхний возрастной предел комплекса – средний сандбий определяют граптолиты *Nemagraptus gracilis* и *Climacograptus bicornis*. Кроме того, совместное присутствие видов *Periodon aculeatus* и *Periodon grandis* (или ранних представителей *Periodon grandis*) характерно для середины сандбиа. Слои сопоставляются с верхней частью зоны *Pygodus anserinus* – нижней частью зоны *Periodon grandis* глубоководной шкалы Казахстана, а также со средней частью зоны *Amorphognathus tvaerensis* Балтоскандии.

Слои с *Yaoxianognathus* выделяются в кунбулакской свите хр. Тарбагатай. В единственном местонахождении этого возраста в Казахстане вместе с номинальным видом

встречаются *Phragmodus undatus*, *Periodon grandis*, *Belodina compressa*, *Belodina* sp. 1, *Besselodus* sp., *Paroistodus? P. nowlani*, *Chirognathus? cliefdenensis*, *Belodina* sp. 2, *Panderodus* sp. C. Наибольшей корреляционный потенциал здесь имеет вид *Yaoxianognathus* sp., который был выбран в качестве номинального вида этого биостратиграфического подразделения. Поскольку все эти виды имеют широкое стратиграфическое распространение и характерны практически для всего катийского яруса, то слои сопоставляются с верхней частью зоны *Periodon grandis* глубоководной зональной шкалы Казахстана и зоной *Phragmodus undatus* восточной части Балтоскандии (Ленинградская область).

БИОГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА ПО КОНОДОНТАМ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

Биогеография – наука, изучающая закономерности географического распространения живых организмов. Если биогеография оценивает специфичность и распределение биоты, исходя из знания параметров окружающей среды и современной географии бассейнов, то палеобиогеография, наряду с этими вопросами, позволяет решать и обратную задачу – определять расположение палеобассейнов по закономерностям распространения древних организмов. Палеобиогеография базируется на методах актуализма, используя модели и выводы современной биогеографии, что в совокупности с фаціальным анализом дает основу как для палеогеографических реконструкций прошлого, так и для решения других задач, в частности выявления образа жизни древних организмов. Палеобиогеография стояла у истоков определения географического положения палеоконтинентов, и до сих пор для некоторых регионов биогеографический метод превышает точность палеомагнитных, геологических и геохимических исследований.

Для биогеографии современных и ископаемых морских организмов применяются достаточно сходные методы и подходы, а в ее основу закладываются единые первичные данные – таксономический состав и соотношения таксонов в точке наблюдения.

Современное биогеографическое районирование прибрежных зон и шельфа в настоящее время хорошо разработано. В этих областях Мирового океана выделяются 12 царств, 62 провинции и 232 экорегиона (программа NOAA <http://www.lme.noaa.gov>) на основе биотических (биохорических) параметров, опирающихся на анализ распространения таксонов (семейств, родов, видов) [Briggs, 1974, 1995; Sherman, Alexander, 1989; Sherman et al., 2005, и др.]. Царства отличаются сходством гидробионтов высшего таксономического ранга. В провинциях эндемизм проявлен на видовом уровне, провинции делятся на экорегионы (=биомы).

В отличие от шельфовых областей биогеографическое районирование современной пелагиали до сих пор является сложной и во многом нерешенной задачей. Здесь характеристики фауны меняются в трехмерном пространстве как по горизонтали согласно климатическим поясам, течениям и месту на латеральном профиле суша–пелагиаль, так и по глубине, образуя объемные подразделения районирования. Широтная зональность в распространении морских пелагических, в том числе планктонных и некто-планктонных, животных, обусловленная наличием климатических зон, нивелируется в более глубоких водных массах, приводя к максимальному однообразию абиссальной пелагической фауны.

Зависимость биогеографического районирования планктона в океане от гидрологических фронтов, зон конвергенции и дивергенции океана уже давно показана в работах К. В. Беклемишева и др. [Беклемишев, 1969]. В то же время состав планктонной фауны связан с температурным фактором. Для планктонных организмов наблюдается относительно четкая картина зависимости географического распространения биот от климатической зональности, определяемой широтой.

В высшей иерархической единице районирования Мирового океана, основанной на распространении систематических групп высшего порядка, выделяют три циркумглобальных царства (надобласти) – Бореальное, Тропическое и Нотальное. Дальнейшее разделение царств на области подчиняется широтным гидрогеографическим зонам, согласно которым и идет распределение планктона. Однако благодаря эффекту «выселения» границы зон оказываются размытыми, т. е. все области разделены переходными полосами, населенными смешанными фаунами, в том числе переходные области разделяют пелагические и неритовые фауны. Ширина переходных зон может быть различна. Схемы районирования пелагиали по разным группам организмов

более или менее разработаны и отличаются в деталях, однако общее детальное районирование океанов отсутствует.

Все существующие на настоящее время палеобиогеографические построения по пелагическим группам фауны в той или иной степени основаны на тех же принципах, например [Hart, 2000]. Однако на специфику биогеографического районирования отложений палеобассейнов в разные эпохи в истории Земли влияют особенности сохранности, систематики, образа жизни разных групп ископаемых организмов, а также степень их изученности и неопределенность в интерпретации условий осадконакопления и расположения древних палеоконтинентов.

Ордовикские конодонты были пелагическими организмами, которые вели планктонный образ жизни. Они, скорее всего, были способны перемещаться в толще воды, но не могли активно противостоять течениям и пересекать гидрологические барьеры. Только небольшая часть видов, возможно, обитала в придонных обстановках, что может быть выявлено биофациальным анализом конодонтовых комплексов в шельфовых отложениях. Так, если для пелагических форм предполагается большее географическое распространение и нахождение в широком спектре фаций, то нектобентосные формы должны быть более эндемичны и привязаны к определенным фациям. Детальные биофациальные построения требуют как качественной статистической основы, т. е. обширных конодонтовых коллекций, так и литофациального анализа отложений [Zhang et al., 2006]. Это редко может быть осуществлено на практике, в том числе из-за отсутствия каких-либо выдержанных фациальных профилей, где был бы возможен отбор конодонтов. В результате, хотя биофациальный анализ конодонтов давно привлекает внимание исследователей [Sweet, Bergström, 1984], в этом направлении сделаны только первые шаги. Наиболее успешным и удачным объектом исследования биофаций конодонтов ордовика являются Ньюфаундленд [Stouge, 1984; Ji, Barnes, 1994; Pohler, 1994; Johnston, Barnes, 1999; Zhang, Barnes, 2004] и Канадская Арктика [Zhang et al., 2006 и др.]. Хорошие результаты получены по платформе Янцзы Южного Китая [Zhang, 1998; Wu et al., 2014]. В то же время для Балтоскандии, несмотря на большое количество конодонтовых коллекций, такие работы относительно менее успешны, главным образом из-за отсутствия общей интерпретации фациальных обстановок [Rasmussen, Stouge, 1995; Bagnoli, Stouge, 1997].

В результате всех проведенных работ большинство исследователей считают, что часть коно-

донтов были придонными обитателями, а многие виды вели пелагический образ жизни, наиболее вероятно занимая разные вертикальные ниши в толще воды [Pohler, 1994; Zhen, Percival, 2003; и др.]. Хотя биофациальный анализ не является целью данной работы, но показанное в ней широкое географическое распространение подавляющего большинства видов конодонтов и очень невысокий уровень эндемизма конодонтовых фаун доказывает, что практически все конодонты Казахстана в ордовике обитали в пелагиали или неритовой области. Нектобентосный образ жизни может предполагаться только для наиболее мелководных видов.

Ордовикский период был временем максимального расхождения палеоконтинентов, которые преимущественно располагались в южном полушарии. Северное полушарие занимал океан Панталасса, отложения которого неизвестны (рис. 40). Современная глобальная палеогеография ордовика началась с исследований палеонтологов, которые на основании изучения трилобитов и брахиопод предложили палеогеографическое расположение для двух наиболее изученных континентов – Лаврентии и Балтики, а также кратонов, слагающих Гондвану [Spjeldnaes, 1961; Wilson, 1966; Cocks, Fortey, 1982]. Последующее сопоставление палеонтологических и палеомагнитных данных показало хорошую сходимость [Van der Voo, 1988], а дальнейшие работы Х. Скотиза [Scotese, McKerrow, 1990, 1991], дополненные и уточненные дальнейшими исследованиями, легли в основу наиболее убедительных и общепринятых в настоящее время реконструкций [Harper et al., 1996; Scotese, 2001; Cocks, Torsvik, 2002; Torsvik, Cocks, 2011].

Для уточнения расположения палеоконтинентов рассматриваются геологическое строение и тектоническое развитие регионов, общность геохимических особенностей и детритовых цирконов, а также палеонтологические данные [Schönlaub, 1992; Erdtmann, 2000; Robardet, 2002; Meissner et al., 1994; Dalziel, 1997; Wilde, 1991; Christiansen, Stouge, 1999; Webby et al., 2000; Fortey, Cocks, 2003]. Но основной и решающий вклад в глобальные палеогеографические реконструкции до сих пор вносят бентосные группы фауны – трилобиты и брахиоподы [Fortey, Cocks, 2003]. Пелагическая фауна используется редко и очень ограниченно [Servais et al., 2005].

Палеозоиды Казахстана в глобальных биогеографических реконструкциях для ордовикского времени рассматриваются как комплекс разобнесенных террейнов, расположенных на значительных расстояниях между Балтикой, Сиби-

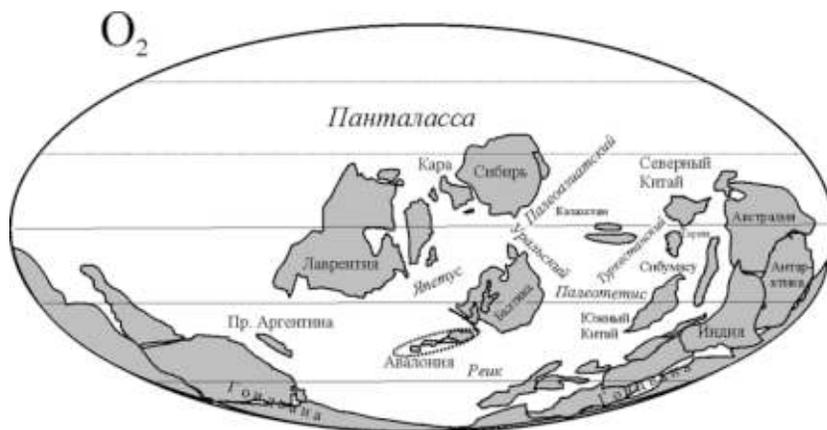


Рис. 40. Палеогеографическая реконструкция для среднего ордовика, по [Scotese, 2001; Cocks et Torsvik, 2002; Agematsu et al., 2006] с дополнениями

рю и Восточной Гондваной [Holmer et al., 2001; Fortey, Cocks, 2003; Popov et al., 2009]. Ранее на основе анализа геодинамики региона предлагалось линейное или также хаотично разобшенное расположение террейнов Казахстана, которые отделялись от Гондваны Туркестанским, а от Сибири Палеоазиатским океаном [Sengor, 1987; Sengor et al., 1993].

В последние годы активные палеомагнитные и геологические работы показали, что в ордовикское время часть Казахстана представляла собой докембрийский платформенный блок, который был вытянут в приэкваториальной области в широтном направлении, располагаясь на 8 и 10° ю. ш. [Vazhenov et al., 2003; Vazhenov et al., 2012; Дегтярев, 2012]. Фрагменты этого платформенного блока слагают Актау-Джунгарский, Кокчетавский и другие массивы. Расположенная восточнее (в современной структуре) Степняк-Северотяньшанская зона представляла собой активную окраину ордовикского океана, который продолжал свое развитие в силуре и девоне.

Однако во всех существующих в настоящее время реконструкциях отсутствует синтез биогеографических и геодинамических данных, поэтому в созданных моделях палеозойд Казахстана, которые часто противоречивы, имеется много вариантов расположения отдельных блоков относительно друг друга [Popov et al., 2009; Wilhem et al., 2012].

Согласно современным представлениям, Казахстан располагался между Восточно-Европейским и Сибирским палеократонами и террейнами Восточной Гондваны.

Восточно-Европейская платформа, или Балтика, северо-западную часть которой занимал

Балтоскандийский палеобассейн, в ордовике был обособлен от других крупных палеократонов. В среднем – позднем ордовике началось сближение Балтики и Лаврентийско-Гренландского кратона, которое в начале силура завершилось формированием мегаконтинента Лавруссия [Ziegler, 1989; Torsvik et al., 1992].

Согласно палеомагнитным данным, Балтика в раннем ордовике находилась на 50–55° ю. ш. и постепенно продвигалась к северу, достигнув широты 30° к началу силурийского периода [Torsvik et al., 1992].

Сибирская платформа по палеомагнитным данным и геодинамическим реконструкциям в начале ордовикского времени располагалась на приэкваториальных широтах (0–30° ю. ш.), в развернутом по отношению к современному положению на 180°, и постепенно на протяжении ордовика продвигалась на север [Cocks, Torsvik, 2007; Метелкин и др., 2012]. По современным геологическим представлениям, Сибирский кратон располагался севернее, но примерно на той же долготе, что и Балтика.

Восточный край Гондваны занимал все южное полушарие, протягиваясь до 20° с. ш. К западному краю Австралии и Индии примыкало множество относительно меньших по размеру палеократонов и террейнов, в том числе Северный и Южный Китай, Тарим, Индокитай, Сибумасу и Западная Бирма [Webby et al., 2000]. Соотношение между этими отдельными палеократонами до сих пор является предметом дискуссии.

Развитие представлений о биогеографии конодонтов. С самого начала изучения ордовикских конодонтов обращает на себя внимание значительная разница между таксономическим составом фаун из центральной части Америки

и стран Скандинавии, Англии и Аппалачских гор (Sweet et al., 1959). Это было отражено в первом биогеографическом районировании конодонтов ордовика на Мидконтинентальную и Северо-Атлантическую (Англо-Скандинавско-Аппалачская провинция по Sweet et al., 1959) провинции [Bergström, Sweet, 1966; Lindström, 1976; Fortey, Barnes, 1977; Ethington, Repetski, 1984; Sweet, Bergström, 1974]. Позднее эти названия были признаны неудачными и отражавшими, скорее, приуроченность к двум климатическим поясам: тепловодному – приэкваториальному и холодноводному – высоких широт, чем к определенным палеобассейнам. Эти названия широко вошли в биогеографию конодонтов ордовика [Sweet, Bergström, 1984; Bagnoli, Stouge, 1991, 1997; Pyle, Barnes, 2002]. Надо отметить, что М. Линдстрем [Lindström, 1976] был единственным, кто сделал попытку типизировать выделенные провинции по конодонтам – Центральная Америка была определена как фауна «*Histiodellella*», а Балтийская провинция как фауна «*Periodon*».

К Мидконтинентальной провинции, кроме конодонтов Центральной Америки, была отнесена конодонтовая фауна Сибирской платформы, а Северо-Атлантическая (Атлантическая) разделена на Балтийскую, Британскую и Средиземноморскую [Sweet, Bergström, 1984; Bergström, 1990]. Как отдельные более мелкие биогеографические единицы выделялись Сибирь, Северный Китай, Великобритания, страны Скандинавии и Австралия [Bergström, 1990]. С. Бергстрем [Bergström, 1990] относил к Балтийской провинции Балтоскандию и восточную складчатую часть Северной Америки (Аппалачи), но уже тогда было ясно, что фауна этих областей различается и может рассматриваться как отдельные провинции – Балтоскандийская и Аппалачская [Pohler, Barnes, 1990]. С начала 90-х годов XX в. началось еще более активное дробление и объединение провинций: так, для аренига от Мидконтинентальной была отделена Китайская провинция, от Северо-Атлантической Прекордильерская провинция, которая грубо соответствовала Аппалачской провинции

С. Полер и К. Барнса, но, кроме того, включала Восточную и Западную Гондвану [Bagnoli, Stouge, 1991]. С. В. Дубинина [Дубинина, 2000] предложила выделить между холодноводными и тепловодными областями Северо-Атлантической и Мидконтинентальной провинций переходную область, к которой она отнесла Южный Казахстан, Западный Ньюфаундленд, Аргентину, Южный Китай и некоторые другие регионы [Дубинина, 2000]. По другой классификации Северный Китай и Австралия выделялись в умеренно тепловодную Австрало-Азиатскую провинцию [Webby et al., 2000].

Как уже упоминалось, Северо-Атлантической провинции был придан статус холодноводной в связи с ее типизацией по фауне Балтоскандийского бассейна [Sweet, Bergström, 1974, 1984; Lindström, 1971; Bergström, 1983; и др.], а Мидконтинентальная провинция считалась тепловодной. Хотя с самого начала высказывались мнения, что возможно не только температура, но и глубина бассейна определяют различия между этими провинциями [Bergström, Sweet, 1966]. Вплоть до недавнего времени большинство исследователей придавали большее значение температурному фактору [Barnes, Fahraeus, 1975; Lindström, 1976; Bagnoli, Stouge, 1991; Miller, 1984]. В результате при выделении биогеографических провинций всегда предполагалась ее температурная характеристика.

Постепенное появление новых данных по конодонтам на разных континентах привело не только к увеличению числа биогеографических провинций, но и появлению стихийной иерархии биогеографических подразделений. Применение терминов «провинция (province)», «фаунистический регион (faunal region)», «область (realm)» специалисты по конодонтам использовали довольно условно. В большинстве работ биогеографическая область рассматривалась как большее подразделение, которое делится в свою очередь на провинции [Pohler, Barnes, 1990; Rasmussen, 1998].

Классическим районом изучения биогеографических особенностей фауны стали восточная и западная области палеоокеана Япетус (Скандинавия и восточная часть Северной Америки) [Barnes, Poplawski, 1973; Bergström, 1979; Fortey, Barnes, 1977]. Именно при изучении этого региона Ян Расмуссен [Rasmussen, 1998] заметил, что «Северо-Атлантический» облик конодонтам Северной Америки придает ряд форм, которые характерны и для Балтоскандии. Эти виды названной им биофауны *Protopanderodus-Periodon* отмечаются по обе стороны Япетуса [Rasmussen, Stouge, 1995] (рис. 41). Для нее характерны мно-

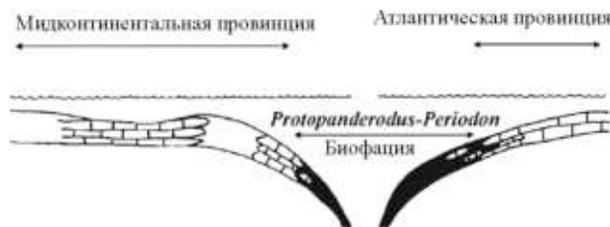


Рис. 41. Распространение биофауны *Protopanderodus-Periodon* в окраинных морях Япетуса, по [Rasmussen, 1998]

гочисленные общие виды *Dapsilodus viruensis*, *Paroistodus horridus*, *Ansella* spp., *Periodon* spp., *Protopanderodus* spp. и «*Walliserodus*» spp. Удаление этих видов из подсчетов коэффициента сходства Жаккара для местонахождений Ньюфаундленда, ранее относящихся к Северо-Атлантической провинции, выявило принципиальное отличие этой фауны от Балтоскандийской [Rasmussen, 1998]. Хотя предположения о том, что многие конодонты были пелагическими космополитами, высказывались и ранее [Sweet, Bergström, 1984], Ян Расмуссен был первый, кто четко сформулировал, что глубоководные окраины платформ были заселены пелагическими формами-космополитами, которые, примешиваясь к комплексам относительно более мелководноморских и менее «мористых» фаун, создают ложное впечатление о провинциальности самих платформ. Поэтому установить провинциальность фауны возможно только при удалении пелагических видов из биогеографического анализа и сравнении комплексов идентичных биофаун.

Однако единственной работой, в которой для сравнения позднеордовикских – силурийских фаун Лаврентии и Авалонии была использована идея о вычленении космополитных форм, были исследования по установлению времени закрытия Япетуса [Armstrong, Owen, 2002]. Хотя большинство специалистов уже давно считали, что виды широкого географического положения являются обитателями пелагиали [Stouge, 1984; Zhang, 1998], только после открытия в Казахстане и затем в Австралии кремнистых пелагических отложений с конодонтами это стало очевидно [Tolmacheva et al., 2001; Murray, Stewart, 2001; Glen et al., 2004].

Изучение конодонтов из кремнистых отложений Австралии привело к принципиально новому биогеографическому районированию ордовика, при котором виды космополитного распространения стали характеризовать отдельное биогеографическое царство [Zhen, Percival, 2003]. Согласно этому районированию провинции выделяются по таксономическому составу фауны, которая в ордовике специфична практически на всех палеоконтинентах или крупных террейнах. Выделяются Лаврентийская, Австралийская, Северо-Китайская, Южно-Китайская, Аргентинская и Балто-Скандийская провинции (provinces), которые в свою очередь относятся к тропической, умеренно-тепловодной и холодноводной зонам (domains) в зависимости от своего географического положения и океанических течений. Все три зоны, отражающие по своей сути климатические пояса, выделяются в двух биогеографических подразделениях высшего

ранга – мелководноморской и океанической (открытоморской) областях (realms) [Zhen, Percival, 2003] (рис. 42).

Мелководноморская область – территория шельфа и неритовой зоны, где преобладают карбонатные фации, а океаническая – область развития пелагических кремнистых и терригенных отложений внешней кромки шельфа, континентальных подножий и абиссальных равнин. Авторы предложенного районирования определяют океаническую область с глубин, превышающих 200 м [Zhen, Percival, 2003]. В океанической области ими были выделены условно также все три зоны – тепловодная, умеренно тепловодная и холодноводная, несмотря на то что все известные палеобассейны с кремнистым осадконакоплением и конодонтами находятся на низких широтах, то есть в тепловодной зоне.

Мелководноморскую область Ж. Жен и Ян Персиваль характеризуют высокой степенью эндемизма и снижением разнообразия от тепловодных зон к холодноводным, а океаническую – неравнообразной фауной широкого географического или пандемичного распространения [Zhen, Percival, 2003]. Все эти выводы не соответствуют полученным к настоящему времени новым фактическим данным, в том числе по конодонтам из кремнистых отложений Казахстана.

Согласно новой классификации к Северо-Атлантической биогеографической провинции относится океаническая область, а также холодноводная и умеренно-тепловодная зоны мелководноморской области, а Мидконтинентальная провинция охватывает приэкваториальные зоны шельфов (Лаврентийская, Сибирская, Северо-Китайская и Австралийская провинции) (рис. 42).

В тепловодных палеобассейнах, в том числе в Казахстане, граница между Мидконтинентальной и Северо-Атлантической провинциями относительно резкая и соответствует фациальному переходу от мелководных/карбонатных к глубоководным/карбонатно-терригенным отложениям. В то же время в относительно холодноводных фациях высоких широт переходная зона между этими провинциями значительно увеличивается. Так, в нижнем-среднем ордовике Балтоскандии виды космополитного распространения встречаются в самых мелководных фациях. Такая особенность создает видимость субмергенции фауны – явления, которое отмечается на шельфах современных полярных океанов и заключается в обитании бентосных полярных видов на больших глубинах преимущественно в теплых водах.

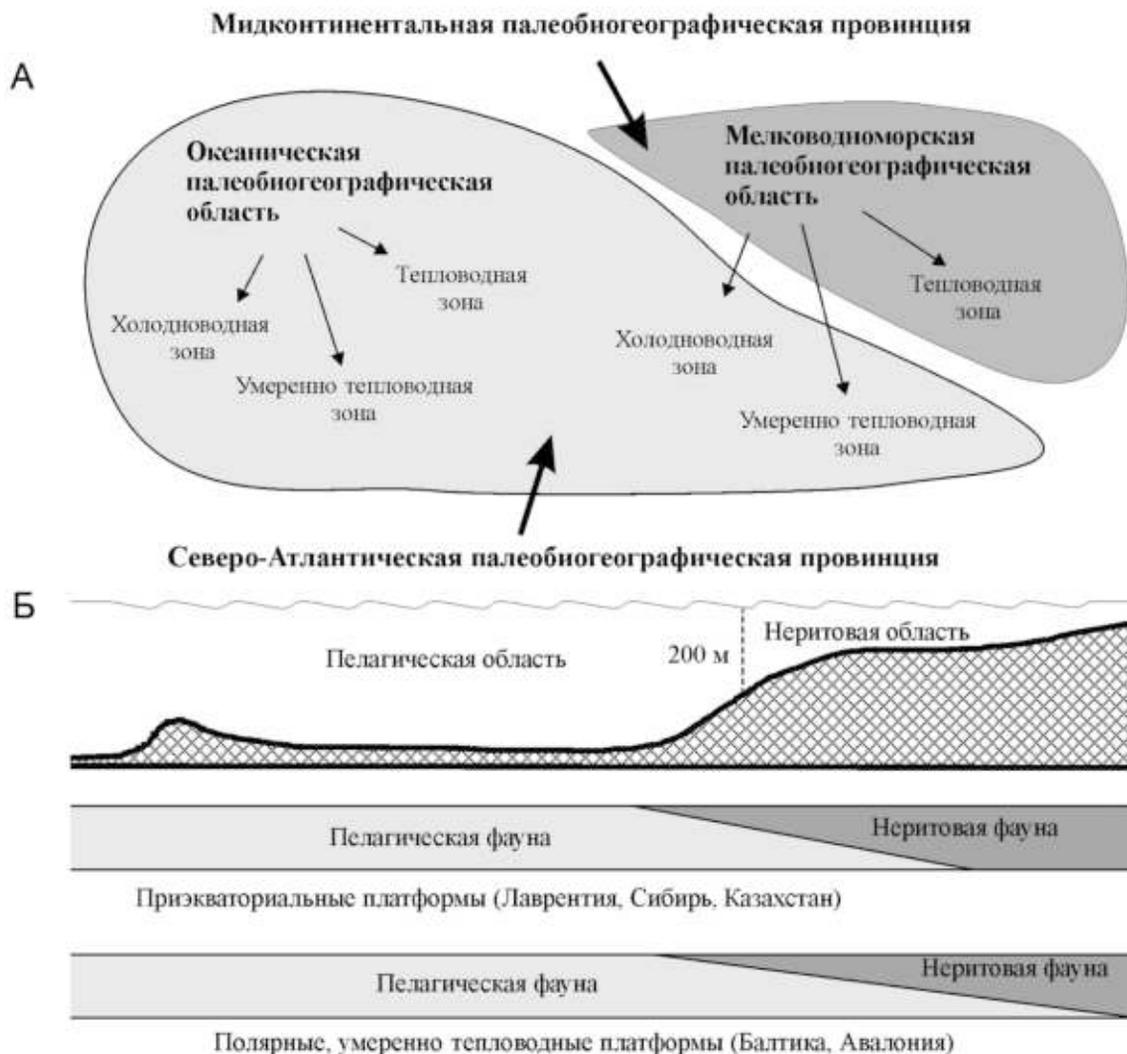


Рис. 42. А – Схема иерархии принятых в настоящее время биогеографических подразделений конодонтов в ордовике [Zhen, Percival, 2003]. Б – Соотношения пелагических и неритовых фаун конодонтов на профиле от платформенных к абиссальным отложениям. На полярных и умеренно тепловодных платформах пелагические конодонты встречаются на значительно меньших глубинах

Попытку объяснить это явление на примере конодонтов верхнего кембрия и нижнего ордовика сделала С. В. Дубинина, которая интерпретировала находки одних и тех же конодонтов в относительно холодных водах Балтоскандии и теплом Казахстанском океане существованием ряда видов конодонтов ниже уровня постоянного термоклина [Дубинина, 2000]. Согласно ее предположению, глубина этого гидрологического рубежа была значительно меньше в Балтоскандии, чем в Казахстане, что позволило проникать холодноводным конодонтам в мелководные фации. Однако, согласно современным

данным, распространение пелагических планктонных фаун в значительно большей степени контролируется давлением и пищевыми ресурсами, чем температурой, например [Carney, 2005]. Реальной и ощутимой субмергенции планктонных фаун в отличие от бентосных не наблюдается.

Уже более десяти лет известно, что ряд таксонов, которые определяют облик Северо-Атлантической провинции, имеет космополитное распространение и характерен для глубоководных отложений приэкваториальных морей, а также фаций всех глубин в холодноводных бассейнах (рис. 42). Эти виды большое значение имеют

для межрегиональной корреляции и определения возраста пород, но вредны для биогеографических построений, придавая любым относительно глубоководным сообществам облик Северо-Атлантической провинции.

Для того, чтобы проводить биогеографическое районирование, которое должно строиться на биохориях эндемичных и ограниченно распространенных таксонах, надо знать, какие таксоны являются космополитными.

До настоящего времени состав пелагических открытоморских фаун был практически неизвестен. Во всех карбонатных отложениях наиболее глубоководных частей внешнего шельфа и континентального склона присутствует смешанный комплекс конодонтов, в котором отмечаются как океанические виды, так и виды неритовой области, характерные для данной климатической зоны или палеобассейна (рис. 42). Более того, из-за разной степени изученности конодонтов в разных местонахождениях, субъективного подхода к определениям и просто недостаточного количества фактических данных по разнофациальным отложениям в пределах палеобассейна практически невозможно определить, какие виды являются действительно космополитными и океаническими [Pohler, 1994].

Кремнистые биогенные отложения пелагиали, где океаническая фауна встречается предположительно в «чистом» виде, были изучены только в единичных местонахождениях в мире. Среди них Восточная Австралия [Murray, Stewart, 2001; Glen et al., 2004], каледониды Шотландии [Armstrong et al., 2001], Южный Урал [Dubinina, Ryazantsev, 2008] и Казахстан [Zhylkaidarov, 1998; Дубинина, 2000], но даже в этих местонахождениях из-за сложности выделения конодонтов из породы и непредставительных коллекций для всего ордовика с уверенностью было определено только около двух десятков таксонов. Это виды *Oepikodus evae*, *Spinodus spinatus*, *Drepanodus arcuatus*, *Paroistodus horridus*, *Bergstroemognathus extensus*, *Paroistodus proteus*, *Paracordylodus gracilis*, несколько видов рода *Periodon* и *Pygodus*. Кроме того, было известно, что к пелагическим относятся некоторые виды *Protoprioniodus*, *Protopanderodus*, *Histiodelia*, *Ansella*, возможно, *Drepanoistodus*.

Характер фауны из кремнистых отложений Австралии, где на некоторых стратиграфических уровнях резко доминируют один или два таксона, а многие виды в породе распознаются неуверенно, послужил основой парадигмы о низком разнообразии холодноводных и глубоководных фаун при высокой численности таксонов [Zhen, Percival, 2003].

Биогеография не только ставит цель обнаружить закономерности в распределении фауны, но и дает возможность выявить палеогеографические характеристики палеобассейнов, установить связи между ними или определить особенности развития ископаемой биоты.

Наиболее хорошо изучена для ордовикского времени биогеография бентосных фаунистических групп Западной Гондваны, Авалонии, Балтики и Восточной Лаврентии [Lee et al., 2002]. Соответственно большинство современных палеогеографических реконструкций касается именно этой части мира. Так, на основании биогеографического районирования по остракодам Северо-Атлантического региона (включая восточное побережье Лаврентии, Балтику, микроконтиненты Иберо-Арморику, Перунику и Авалонию) были проанализированы пути миграции остракод и предложена палеогеографическая модель региона [Williams et al., 2003]. Опубликованы палеогеографические реконструкции этого же региона, основанные на брахиоподах и трилобитах [McKerrow, Cocks, 1986]. Надо отметить, что бентосные формы имеют явное преимущество в палеогеографических построениях, так как для них возможна оценка времени существования личиночных планктонных форм, которые могут пересекать открытые бассейны. На этой особенности бентоса рассчитываются расстояния между континентами [Gubanov, 2002; Rozhnov, 2007]. Так, на основании комплекса двустворок предполагается, что расстояние между Лаврентией и Шотландией в позднем ордовике составляло 5500 км [Schmachtenberg, 2011].

Конодонты, как и другие планктонные группы ордовика, по сравнению с бентосными формами очень ограниченно используются для палеогеографических реконструкций [Rasmussen, 1998; Armstrong, Owen, 2002; Zhen, Nicoll, 2009]. Это связано в том числе именно с невозможностью различить океанические и мелководноморские таксоны, тогда как четкое распознавание последних и присутствие их на каких-либо континентах могут говорить о географической близости палеобассейнов.

Охарактеризовать океаническую биогеографическую область и соответственно установить таксономический состав пелагической фауны конодонтов стало возможным в результате изучения конодонтов из кремнистых отложений Казахстана. Разделение океанической и мелководноморской фауны позволило по-новому взглянуть на биогеографические особенности конодонтов западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса.

ОКЕАНИЧЕСКАЯ БИОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ОБЛАСТЬ

Одно из двух высших иерархических подразделений в биогеографическом районировании ордовика, которое было введено работой Ж. Жена и Я. Персиваля [Zhen, Percival, 2003]. Эта область охватывает все глубоководные отложения пелагиали ордовикских океанов, которые, очевидно, накапливались на значительно большей территории, чем они занимают в настоящее время. Пелагические кремнистые отложения ордовика известны из палеозойд Казахстана, из островодужных, задуговых и океанических комплексов Южного Урала [Dubinina, Ryazantsev, 2008], зоны Лачлан (Lachlan) Восточной Австралии [Murray, Stewart, 2001; Glen et al., 2004], каледонид Южной Шотландии [Lamont, Lindström, 1957; Armstrong et al., 2001] (рис. 43). Наиболее хорошо представлены и соответственно изучены пелагические отложения нижнего и среднего ордовика, когда кремнистое осадконакопление было наиболее широко распространено.

В палеозойдах Казахстана пелагические отложения ордовика представлены биогенными кремнями, яшмами, кремнистыми алеволитами и аргиллитами. Эти породы входят в состав офиолитовых и островодужных комплексов, а также встречаются и в полностью осадочных последовательностях. Источник кремнистого материала преимущественно биогенный – радиолярии, в меньшей степени спикулы губок.

Отложения, в которых наблюдается незначительная примесь терригенного материала, как

правило, сильно конденсированы. Так, в бурбайтальской свите Бурунтауской зоны Юго-Западного Прибалхашья стратиграфический интервал от кембрия до средней части дарривильского яруса (около 25 млн лет) сложен толщей, мощность которой не превышает 80 м. Конденсированные разрезы характерны только для раннего и нижней части среднего ордовика, однако и в этом интервале на территории Казахстана наблюдаются разрезы, где мощность отложений увеличена за счет привноса терригенного материала (например, ушкызыльская свита западного Предчиргизья). Более молодые среднеордовикские кремни имеют большую мощность не только за счет разбавления терригенными осадками, но и из-за более активного поступления или осаждения кремнистого материала.

Пелагические радиоляриевые кремни, как правило, сформированы в относительно однородные и продолжительные по возрасту кремнистые и кремнисто-терригенные последовательности, тогда как спикулиты чаще встречаются в отдельных пластах и пачках кремней в карбонатно-терригенных и терригенных толщах. Некоторые кремни в терригенных отложениях имеют диагенетическую природу (кремни найманской свиты Чингизской зоны, тасбулакской свиты Текелийской зоны). Такие толщи могли накапливаться и в относительно мелководных условиях.

В кремнистых и кремнисто-терригенных разрезах Ерментау-Чуилийской зоны карбонатные породы отсутствуют, что говорит об их накоплении ниже уровня карбонатной компенсации. Как бы не были абсолютные показатели глубин

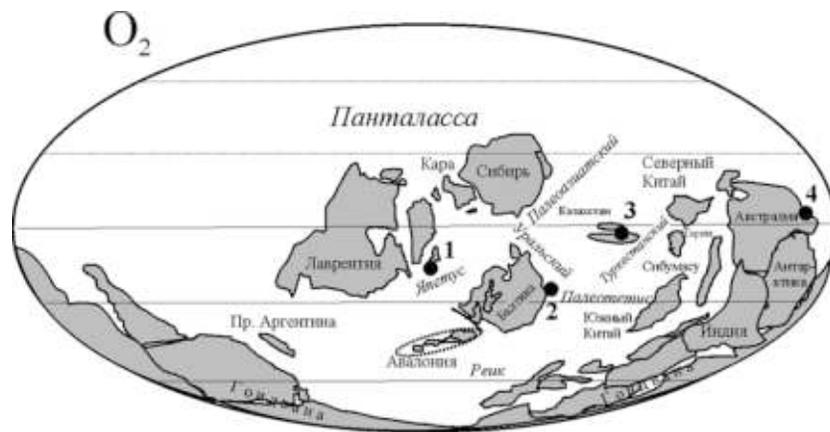


Рис. 43. Местонахождения конодонтов океанической биогеографической области (палеогеография среднего ордовика, по [Scotese, 2001; и др.] с дополнениями)
1 – Южная Шотландия; 2 – Южный Урал; 3 – Казахстан; 4 – Восточная Австралия

ордовикского океана, но отсутствие карбонатов свидетельствует о больших глубинах накопления толщ, чем у толщ, содержащих карбонатные породы, поэтому кремнистые разрезы считаются маргинальными в ряду фациального перехода от континента к океану и сопоставляются с кремнисто-терригенными, существенно радиоляриевыми отложениями абиссальных равнин современных океанов.

Вопрос об абсолютных глубинах ордовикского океана не решается однозначно. В современных океанах уровень карбонатной компенсации находится на очень больших глубинах около 4000–4500 м, однако в ордовике он, скорее всего, располагался значительно выше, что связано с большим в это время содержанием углекислоты в атмосфере и воде [Kump et al., 2009]. Бентосная фауна в кремнистых отложениях однообразна и очень немногочисленна, к ней относятся губки, лингулиды и примитивные птеробранхи. В современных океанах эта ассоциация встречается на больших глубинах до 4000 м и является, скорее, показателем определенных условий, чем глубины бассейна. Косвенным признаком относительно небольшой глубины Казахстанского ордовикского океана является редкость разновозрастных с кремнистыми разрезами переходных фаций от океана к мелководным отложениям, в частности фаций континентального склона. Одновозрастные кремнистой бурубайтальской свиты образования в Бурунтауской, Сарытумской и Джалаир-Найманской зонах — это также глубоководная вулканогенно-кремнистая жалгызская свита и относительно мелководные акжалская и узунбулакская свиты с большим количеством мелководной бентосной фауны.

Если предположить, что океан был глубоководным, то практически полное отсутствие склоновых фаций, которое наблюдается в настоящее время, возможно только при их ограниченном территориальном развитии в ордовике, а значит при значительном градиенте глубин. Это в свою очередь привело бы к накоплению груботерригенных фаций и разному тонкотерригенного материала на большие расстояния. В то же время в кремнистых толщах бурубайтальской свиты в пределах нижнего и начале среднего ордовика не наблюдается привноса терригенного материала, как и толщ, сложенных грубыми склоновыми отложениями. При относительно мелководном океане и накоплении кремнистых отложений на небольших глубинах отсутствие склоновых отложений более логично вписывается в предполагаемый палеогеографический профиль.

Таким образом, по косвенным признакам глубина абиссальной равнины палеобассейна, где

шло накопление бурубайтальской свиты, не превышала 1000–1500 м.

Бентосная фауна абиссальных фагий, как уже упоминалось, представлена губками, лингулидами и примитивными птеробранхами, пелагическая фауна — радиоляриями, граптолитами, конодонтами и мелкими членистоногими (род *Caryocaris*). Кроме того, встречаются разнообразные микрофитофоссилии, среди которых наиболее распространены леосфероидные формы *Tasmanites*, а также микробиальные тела и филламенты. Сходная фаунистическая ассоциация нижнего ордовика (верхней части тремадокского яруса) была описана в Северной Америке в Неваде (Antelope Range, Eureka) в так называемых сланцах *Caryocaris*, которые, как считается, формировались в самых глубоководных частях бассейна на внешнем шельфе [Ethington, 1981].

В кремнях бурубайтальской и других изученных свит кремнистого состава наиболее часто встречаемой фауной после радиолярий являются конодонты. Они распределены в осадках неравномерно. Некоторые отдельные пласты или поверхности напластования содержат сотни элементов, тогда как в соседних пластах конодонты могут быть редки или даже отсутствовать. Количество конодонтов, если не рассматривать вторичное изменение породы и растворение фосфатного материала, зависит от скорости осадконакопления: чем медленнее скорость формирования отложений, тем больше конодонтов успевают накапливаться за рассматриваемый промежуток времени. Скорость осадконакопления нижней части бурубайтальской свиты не превышает 0,3 мм за 100 лет, тогда как верхняя дапинско-дарривильская часть накапливалась быстрее — до 1–2 мм за 100 лет.

Присутствие продолжительных по времени накопления кремнистых толщ ордовика — это специфичная и неотъемлемая черта Ерментау-Бурунтауской зоны Казахстана, которая протягивается на более чем 2000 км при современной ширине 100–200 км. Безусловно, линейная структура этой складчатой зоны является во многом результатом направленных тектонических дислокаций при сближении ее с комплексами вулканогенно-терригенного Сарыакинского пояса. Однако частично ее линейная, вытянутая форма является первичной, что возможно только при формировании осадочных образований либо в приэкваториальной зоне дивергенции, либо при отсутствии активной термогалинной циркуляции в приэкваториальной зоне, где исчезала плотностная стратификация водной массы. В любом из этих случаев Ерментау-Бурунтауская зона в ордовикское время должна была бы быть развернута

на 90° против часовой стрелки в широтном направлении, что и подтверждается на основании палеомагнитных данных [Vazhenov et al., 2012].

Палеомагнитные данные показывают расположение Казахстана 8–10° южнее экватора на протяжении всего ордовикского периода [Vazhenov et al., 2012]. Скорее всего, кремненакопление объясняется повышенной продуктивностью биоты в приповерхностных слоях приэкваториальных широтных зон в целом олиготрофного океана [Martin, 1996] в результате смещения нижних и верхних слоев воды при прогреве и исчезновении термоклина и дополнительном притоке питательных веществ. Этот механизм объясняет и более широкое распространение кремней в нижнем, чем в среднем и верхнем ордовике. Установление циркуляции океана к среднему ордовике, возможно, и сменило механизм увеличения продуктивности в приэкваториальной полосе на аппвеллинг в результате возникшей дивергенции, но одновременно и привело к уменьшению кислотности океанов и снижению уровня карбонатной компенсации, то есть привело к возможности формирования карбонатов на больших глубинах и значит к ограничению территорий накопления кремней [Walker et al., 2002].

Формирование кремнистых толщ только в приэкваториальной зоне повышенной продуктивности объясняет в целом неширокое распространение мощных кремнистых осадков в относительно низких широтах. В более высоких широтах на север и на юг в океанах, вероятно, накапливались только маломощные терригенные толщи, аналогичные современным глубоководным илам, которые не фиксируются в геологической летописи.

В других регионах, где известны кремнистые толщи ордовикского возраста, отмечается значительно меньший масштаб кремнеобразования, что может объясняться или близостью источника сноса терригенного материала и сильным «разбавлением» кремнистого осадка (на Урале), или уходом палеобассейна из темноводных широт (в Шотландии).

Таким образом, конодонтовые комплексы из кремнистых толщ Казахстана характеризуют тепловодную часть океанической биогеографической области.

Наиболее полно охарактеризован конодонтами только нижний ордовик, так как из кремней этого возраста удалось выделить конодонтов растворением. Без извлечения конодонтов из породы получивший разнообразный уверенно идентифицируемый комплекс практически невозможно. Комплекс верхней части среднего, а тем более верхнего ордовика, где насчитывается 6–7

океанических видов, скорее всего, не полон, но в целом даже имеющиеся данные указывают на более низкое разнообразие конодонтов в океанах второй половины ордовика.

Всего в кремнистых отложениях было обнаружено 53 вида конодонтов, включая те формы, которые представлены только единичными элементами и могут быть уверенно идентифицированы только в открытой номенклатуре. Для таких видов (рис. 44) указано распространение рода. Подавляющее большинство видов является космополитами, их находки известны из карбонатных относительно глубоководных отложений на практически всех палеоконтинентах. Практически все эти виды встречены на о. Ньюфаундленд и островах полярной части Канады, расположенных в другой части земного шара [Stouge, 1984; Pyle, Barnes, 2002; и др.]. Распространение всех видов не ограничено Австрало-Азиатской провинцией, к которой относятся относительно мелководные фауны Казахстана.

Отсутствие какого-либо вида, например *Parostodus horridus* в Северном Китае, может означать, что в регионах отсутствуют данные по относительно глубоководным комплексам соответствующего возраста. Так, на Сибирской платформе, где мало открытоморских конодонтов, отсутствуют глубоководные фауны, а в регионах, окаймляющих платформу (п-ов Таймыр), они не изучены. В то же время на о. Беннетта (Новосибирские острова), который в ордовике, возможно, относился к Сибирскому бассейну, комплекс конодонтов нижнего и среднего ордовика содержит значительное количество океанических таксонов.

Из 53 океанических видов только три, возможно, являются эндемичными для Казахстана, при этом два представителя новых родов *Chigonodus parilis* и Gen. sp. indet. 1 были встречены только в кремнях и, скорее всего, являются океаническими эндемиками. Наличие эндемизма на уровне высших таксонов – характерный признак биогеографических подразделений высших порядков в современных морях, что подтверждает корректность выделения океанической биогеографической области для акваторий ордовикского времени.

Восемь таксонов раннего ордовика, четыре из которых имеют родовой уровень, не встречаются в Балтоскандии и Западной Европе, хотя эти регионы изучены достаточно полно. Среди них *K. serratus*, *T. sweeti*, *P. gradatus*, *K. corbatoi*, *B. extensus*, *P. honghuayuanensis*, *O. intermedius*, *A. longibasis* и элементы рода *Hirsutodontus*. Наиболее вероятно, что распространение данных видов было ограничено только тепловодной зоной

Виды конодонтов из кремнистых отложений Казахстана	Тарим	Тайланд	Северный Китай	Южный Китай	Австралия, Новая Зеландия	Ньюфаундленд, Арктическая Канада	Центральная Америка	Аргентина	Балтоскандия	Северо-Восточная Сибирь
Верхний ордовик										
<i>H. europaeus</i>		x		x			x		x	x
<i>S. altipes</i>	x	x		x	x	x	x	x	x	x
<i>P. grandis</i>	x				x		x		x	x
<i>P. anserinus</i>	x	x	x	x	x	x	x	x	x	
Средний ордовик										
<i>P. serra</i>	x		x		x	x	x		x	
<i>H. kristinae</i>	x		x		x	x	x	x	x	
<i>H. sinuosa</i>							x	x		
<i>H. holodentata</i>	x		x		x	x	x	x	x?	
<i>A. longicuspica</i>	x	x	x		x	x	x	x	x	
<i>P. horridus</i>	x		x	x	x	x	x	x	x	
<i>S. spinatus</i>	x		x	x	x	x		x	x	
<i>P. macrodentatus</i>					x			x		
<i>P. aculeatus</i>	x		x	x		x	x	x	x	x
<i>E. cf. E. hexianensis</i>				x?				x?		
<i>F. marathonensis</i>				x?	x?	x	x	x	x?	
<i>Dzikodus</i> sp.	x	x		x	x	x	x	x	x	
Нижний ордовик										
<i>P. gracilis</i>	x	x	x		x	x	x	x	x	
<i>P. elegans</i>						x			x	
<i>P. flabellum</i>	x			x		x	x	x	x	
<i>P. primus</i>						x			x	
<i>O. evae</i>	x			x	x	x	x	x	x	
<i>O. intermedius</i>				x	x	x	x	x		
<i>O. cf. O. pincallyensis</i>					x?					
<i>O. elongatus</i>						x			x	
<i>P. papillosus</i>				x		x	x	x	x	
<i>L. gladius</i>				x		x		x	x	
<i>P. proteus</i>	x				x	x			x	
<i>D. reclinatus</i>	x		x		x	x			x	
<i>D. arcuatus</i>	x	x	x	x	x	x	x	x	x	
<i>P. cf. simplicissimus</i>				x	x	x				
<i>D. peselephantis</i> s.l.				x		x		x	x	
<i>K. serratus</i>						x				
<i>K. corbatoi</i>						x		x		
<i>B. extensus</i>	x			x	x	x	x	x		
<i>C. longibasis</i>	x	x	x	x	x	x	x	x	x	
<i>T. sweeti</i>				x?		x	x	x		
<i>A. longibasis</i>					x	x				
<i>P. gradatus</i>				x	x	x	x	x		
<i>T. australis</i>					x	x			x	
<i>Scolopodus</i> sp.		x	x	x		x	x			
<i>C. costatus</i>	x		x	x			x		x	
<i>Cordylodus</i> spp.	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
<i>Oistodus</i> sp.	x		x	x	x	x		x		
<i>E. notchpeakensis</i>	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
<i>Hirsutodontus</i> sp.	x		x				x	x		x
<i>P. honghuayuanensis</i>					x?	x?				
<i>C. parilis</i>										
<i>Acodus</i> sp. A										
Gen. indet. sp.1										

Рис. 44. Виды конодонтов, характерные для кремнистых отложений ордовика Казахстана, и их распространение на других континентах (x – присутствие вида, x? – вероятное присутствие, жирным выделены вероятные виды-эндемики). Данные по распространению фауны приведены из опубликованных работ по регионам

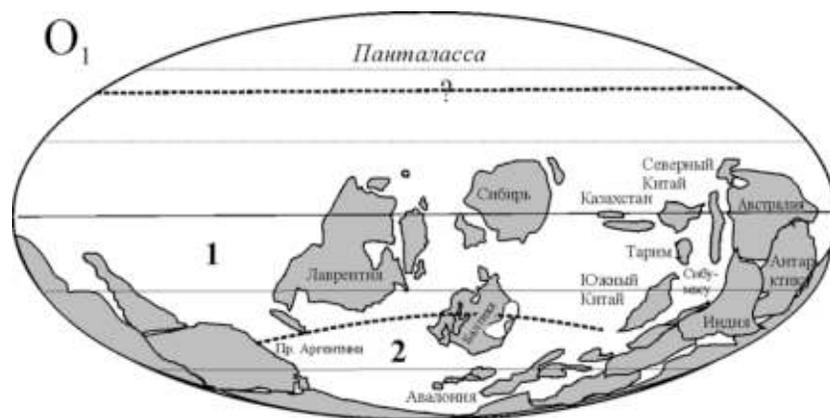


Рис. 45. Широтные климатические зоны океанической биогеографической области по конодонтам в раннем ордовике

1 – тепловодная; 2 – умеренно тепловодная (холодноводная)

океана, а Балтоскандийский палеобассейн и расположенные южнее террейны относились к другой температурной зоне. Связь существования этих видов с температурным фактором подтверждается находками по крайней мере одного из указанных видов – *A. longibasis* в раннем ордовике на северной, более тепловодной окраине Восточно-Европейской платформы (данные автора). В кремнистых породах Южного Урала встречается (в списках без изображения) *B. extensus*, что может быть свидетельством относительно большей тепловодности восточной окраины платформы.

Таким образом, подтверждается предсказанное Ж. Женом и Яном Персивалем [Zhen, Percival, 2003] подразделение океанической биогеографической области на климатические пояса. На данном уровне изученности конодонтов для раннего ордовика можно выделить две широтные зоны – тепловодную, захватывающую все палеоконтиненты, расположенные в приэкваториальной зоне (Сибирь, Лаврентия и близко к ней расположенные континентальные блоки), и умеренно тепловодную или холодноводную, к которой относятся южная сторона Балтики, Авалония и террейны Западной Гондваны (рис. 45).

В среднем ордовике какие-либо различия в комплексах океанических конодонтов, встречающихся на разных континентах, не отмечаются. При этом необходимо учитывать, что карбонаты в низах среднего ордовика в палеобассейнах, расположенных южнее Балтоскандии, встречаются редко, а поэтому в целом относительно высокоширотные бассейны слабо охарактеризованы конодонтами. В то же время Балтоскандия к концу среднего ордовика значительно продвинулась к экватору и, возможно, оказалась в пределах

одной биогеографической зоны с остальными палеоконтинентами.

Карбонатные мощные толщи в холодноводных бассейнах Авалонии и Перуники появляются с позднего ордовика, что позволяет охарактеризовать конодонтовую фауну, населяющую самые южные палеобассейны. Известно не так много океанических видов верхнего ордовика, тем не менее состав фаун этого времени, вероятно, связан с существующей климатической зональностью. Вид *Periodon grandis*, широко распространенный в глубоководных и мелководных отложениях тепловодных морей [Мельников, 1999; Dubinina, Ryasantsev, 2008; и др.], и редко, но встречающийся в Балтоскандии [Bergström et al., 2011] в хорошо изученных разрезах Германии, Шотландии и Италии, не обнаружен. Возможно, распространение этого вида ограничено климатической и циркуляционной зональностью в позднем ордовике.

Конодонтовые комплексы из кремнистых отложений Южного Урала [Dubinina, Ryasantsev, 2008] содержат типичный для этой фации набор океанических видов, известный из Казахстана и Шотландии. Все виды, которые выбиваются из этого стандартного списка, например, виды родов *Belodina* и *Plectodina*, характерные для мелководноморских фаций, упомянуты только в списках, а их изображения в публикациях отсутствуют. Такие формы, чье присутствие в кремнях не доказано, не могут использоваться для биогеографических построений.

Океанические виды на всех палеоконтинентах встречаются в широком спектре обстановок от глубоководных осадков континентального склона до умеренных глубин неритовой области. Чем

мелководнее отложения, тем реже там обнаруживаются океанические виды, за исключением, как было указано раньше, холодноводных отложений Балтики.

Распространение океанических видов в карбонатных разрезах Восточно-Европейской платформы, Урала, Казахстана, Киргизии и Алтая показано на рис. 46. В карбонатах палеозойд Казахстана и Северной Киргизии отмечается наибольшее количество океанических видов. В целом из 53 океанических видов в карбонатах не были найдены только пять — *C. parilis*, *Acodus* cf. *A. emanuelensis*, *P. honghuayuanensis*, *F. maratonensis* и *H. europaeus*. Отсутствие последнего вида в мелководных фациях, скорее всего, связано с недостаточной

изученностью на конодонты в Казахстане карбонатных разрезов раннего и верхов верхнего ордовика. Если рассматривать все местонахождения отдельно, то доля океанических форм в Казахстане колеблется от 70–80% (акжальская свита Чу-Илийских гор) до 10% (вулканогенная толща Урумбайского района).

Надо отметить, что в других регионах количество океанических видов в местонахождениях также меняется с глубиной бассейна. В ордовике Швеции и Норвегии (Западная Балтоскандия) океанических видов больше, чем восточнее, в разрезах Эстонии и Ленинградской области. Кроме того, для Восточной Балтоскандии характерно уменьшение доли океанических видов в течение

Виды	Казахстан Алтай	Западная Балтоскандия	Восточная Балтоскандия	Московский палеобассейн	Север ВЕП	Южный Урал
Верхний ордовик						
<i>H. europaeus</i>	—	—	(x)	—	—	x
<i>S. altipes</i>	x	—	(x)	—	—	x
<i>P. grandis</i>	x	—	—	—	(x)	x
<i>P. anserinus</i>	x	(x)	(x)	—	(x)	x
Средний ордовик						
<i>P. serra</i>	x	(x)	x	—	(x)	x
<i>H. kristinae</i>	x	(x)	(x)	—	—	—
<i>H. sinuosa</i>	x	—	—	—	(x)	—
<i>H. holodentata</i>	x	(x)	—	—	—	—
<i>A. longicuspica</i>	x	—	—	—	—	—
<i>P. horridus</i>	x	—	—	—	(x)	x
<i>S. spinatus</i>	x	—	—	—	—	x
<i>P. macrodentatus</i>	x	—	—	—	—	x
<i>P. aculeatus</i>	x	(x)	—	—	—	x
<i>P. flabellum</i>	x	(x)	(x)	—	(x)	x
<i>E. cf. E. hexianensis</i>	x	(x)	—	—	—	x
<i>Dzikodus</i> sp.	x	(x)	x	x	x	x
<i>F. marathonensis</i>	—	(x)	x	—	—	—
Нижний ордовик						
<i>P. gracilis</i>	x	(x)	x	—	—	—
<i>P. elegans</i>	x	(x)	x	—	—	x
<i>P. flabellum</i>	x	(x)	x	—	—	x
<i>P. ? P. primus</i>	x	(x)	x	—	x	—
<i>O. evae</i>	x	(x)	x	—	x	x

Виды	Казахстан Алтай	Западная Балтоскандия	Восточная Балтоскандия	Московский палеобассейн	Север ВЕП	Южный Урал
<i>O. intermedius</i>	x	(x)	x	—	—	x
<i>O. elongatus</i>	x	(x)	x	—	—	—
<i>P. papillosus</i>	x	(x)	x	—	x?	—
<i>L. gladius</i>	x	(x)	x	—	—	x
<i>Oistodus</i> sp.	x	(x)	x	—	x	x
<i>P. proteus</i>	x	(x)	—	x	x	x
<i>D. arcuatus</i>	x	(x)	x	x	x	x
<i>D. peselephantis</i> s.l.	x	(x)	x	x	x	x
<i>C. longibasis</i>	x	(x)	x	x	—	x
<i>Cordylodus</i> spp.	x	(x)	x	x	x	x
<i>Costiconus</i> spp.	x	(x)	x	—	—	—
<i>E. notchpeakensis</i>	x	(x)	(x)	—	—	—
<i>Hirsutodontus</i> sp.	x	—	—	—	—	—
<i>A. longibasis</i>	x	—	—	—	x	—
<i>B. extensus</i>	x	—	—	—	—	—
<i>K. serratus</i>	x	—	—	—	—	—
<i>K. corbatoi</i>	x	—	—	—	—	—
<i>P. gradatus</i>	x	—	—	—	—	—
<i>T. australis</i>	x	—	—	—	—	—
<i>T. sweeti</i>	x	—	—	—	—	—
<i>Acodus</i> sp. <i>A</i>	—	—	—	—	—	—
<i>A. cf. A. emanuelensis</i>	—	—	—	—	—	—
<i>C. parilis</i>	—	—	—	—	—	—
<i>Histiodella</i> sp.1	—	—	—	—	—	—
<i>O. cf. O. pincallyensis</i>	—	—	—	—	—	—
<i>P. honghuayuanensis</i>	—	—	—	—	—	—
Gen. indet. sp.1	—	—	—	—	—	—

Рис. 46. Распространение открытоморских видов в карбонатных отложениях Восточно-Европейской платформы, Урала, Казахстана, Киргизии и Алтая

«x» — присутствие вида, «—» — отсутствие вида, «x?» — спорное присутствие вида, (x) — присутствие вида в пределах региона, по материалам автора и опубликованным данным (Западная Балтоскандия [Rasmussen, 2001], Восточная Балтоскандия [Mannik, Viira, 2012], северная часть Восточно-Европейской платформы [Melnikov, 1999])

Палеобассейны	Количество океанических видов в регионе	
	шт.	%
Мелководноморская область (Казахстан, Алтай)	31	79
Западная Балтоскандия (Западная Швеция, Норвегия)	22	56
Восточная Балтоскандия (Эстония, Ленинградская область)	19	49
Московский палеобассейн	1	2,5
Север ВЕП (Тимано-Печорский регион, Приполярный и Полярный Урал)	15	38
Южный Урал	17	44
Ньюфаундленд	28	72
Аргентина	17	44

Рис. 47. Количество океанических видов, известных в отложениях перечисленных регионов. Данные по Ньюфаундленду [Johnston, Barnes, 1999; Stouge, 1984], Аргентине [Albanesi, 1998; Lehnert et al., 1998]

ордовика. Если в раннем ордовике Ленинградской области в пределах зон *Paroistodus proteus* и *Prioniodus elegans* океанические конодонты составляют до 50% всего комплекса, то в интервале зоны *Oepikodus evae* их количество сокращается до 30%, а в более молодых отложениях — до 10% (рис. 47).

МЕЛКОВОДНАЯ (НЕРИТОВАЯ) БИОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ОБЛАСТЬ

Мелководная область — это второе высшее подразделение в биогеографическом районировании ордовика по конодонтам [Zhen, Percival, 2003]. Охватывает все неритовые (с глубинами условно < 200 м) мелководные отложения шельфов и эпиконтинентальных бассейнов. Ордовик является уникальным временем в истории Земли из-за исключительно широкого распространения отложений тропических карбонатных шельфов. Особенно ярко это проявлено в низах ордовика,

к среднему и верхнему ордовика при общем расширении распространения шельфов постепенно увеличивается доля терригенных шельфовых отложений [Walker et al., 2002].

Мелководные конодонтовые комплексы помимо общих океанических форм содержат разнообразные неритовые таксоны, которые и определяют специфику палеобассейна. Практически для каждого из палеоконтинентов выделяются провинции [Zhen, Percival, 2003], что подтверждает высокий уровень разобщенности палеоконтинентов в ордовикское время. Для мелководной области выделяются три климатические широтные зоны: холодноводная, умеренно тепловодная и тропическая.

К холодноводной зоне в раннем ордовике Ж. Жен и Ян Персиваль отнесли только Балто-Скандийскую провинцию, к умеренно тепловодной — Южно-Китайскую и Аргентинскую провинции, к тропической — Лаврентийскую, Австралийскую и Северо-Китайскую (рис. 48).

В эту классификацию, предложенную для раннего ордовика, вошли только палеобассей-

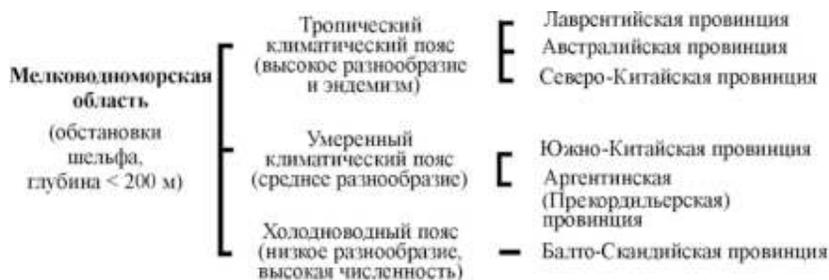


Рис. 48. Биогеографическое районирование мелководной области раннего ордовика, по [Zhen, Percival, 2003]

ны с преимущественно карбонатным осадконакоплением, где конодонты изучены наиболее хорошо. Авторы не пытались проанализировать опубликованные данные по Тимано-Печорскому региону [Мельников, 1999], Уралу [Наседкина, 1975 и др.], Казахстану [Дубинина, 2000]. В этой классификации отсутствует и Сибирская платформа, которая не отнесена ни к Лаврентийской, ни к отдельной Сибирской провинции. В рамках новой иерархии биогеографических построений не было предложено районирования для среднего и позднего ордовика. В связи с этим одной из задач данного исследования были классификация не включенных в существующие схемы районирования конодонтовых фаун западной части Центрально-Азиатского пояса и выявление их биогеографических особенностей.

БИОГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

Казахстан является одним из регионов, где достаточно хорошо изучены многие фаунистические группы, главным образом трилобиты, брахиоподы, граптолиты и кораллы. Уже по первым данным о фауне этого региона складывались представления о ее биогеографических особенностях. Практически все исследователи-палеонтологи высказывали свое мнение о биогеографической характеристике изученных ими комплексов.

Согласно О. П. Ковалевскому, кораллы верхнего ордовика и силура Казахстана почти идентичны фауне Средней Азии и Китая и относятся к Центрально-Азиатской провинции [Соколов, 1962]. И. С. Барсков [Барсков, 1965] отмечал сходство головоногих из верхнего ордовика Казахстана, Урала и Китая. Около 40 лет назад И. Ф. Никитин относил брахиоподовую фауну Казахстана к шотландскоапалачскому типу (мидконтинентальному) и доказывал единство фауны нижнего и среднего ордовика Казахстана с фауной Алтае-Саянской области, Сибири и Северо-Востока СССР [Никитин, 1972]. Он же считал, что в позднем ордовике (ашгиллском ярусе) все брахиоподы от Канады до Китая и Австралии становятся одинаковыми [Никитин, 1972]. Ассоциации мелководных трилобитов из карбонатных пород М. К. Аполлонов относил к биогеографической провинции, охватывающей Северную Америку, Гренландию, Шпицберген

и Скандинавию, а трилобитов из терригенных толщ — к более холодноводной провинции Центральной и Южной Европы [Аполлонов, 1974]. Для трилобитовых комплексов верхнего кембрия на р. Селеты и в Олентинско-Шидертинской зоне предполагалось близкое сходство с сибирскими [Ившин, 1956]. Х. С. Розман [Розман, 1977] отнесла фауну брахиопод Казахстана к шотландскоапалачскому и норвежкоказахстанскому типам. Свои мнения высказывали и многие другие исследователи.

В целом, не умаляя достижений палеонтологов Казахстана в советское время, можно отметить, что общий дефицит зарубежной литературы, невозможность сопоставлений коллекций из разных палеоконтинентов и, безусловно, меньшее количество фактических данных по распространению фауны, чем в настоящее время, иногда приводили к слабообоснованным биогеографическим выводам.

Несмотря на разногласия в биогеографическом районировании по разным группам фауны, все авторы единодушно считали, что фауна Казахстана была тепловодной. Кроме того, отмечалось, что с экваториальными фаунами Сибири, Северного Урала и Арктических островов у фауны Казахстана достаточно мало общих компонентов. Для разных групп фауны отмечалось, что фаунистические сообщества Севера и Северо-Востока Казахстана, вероятно, были более теплолюбивыми, чем фауны юга и юго-запада [Никитин, 1972].

Современный этап в изучении фауны Казахстана начался в XXI в., когда после длительного спада научной активности 90-х годов стали появляться новые палеонтологические работы. Было установлено, что ордовикские трилобиты Малого и Большого Каратау сходны с трилобитами юго-западной части Южного Китая [Fortey, Cocks, 2003]. Л. Холмер и Л. Попов отметили сходство беззамковых брахиопод Северного Тянь-Шаня и Балтоскандии, но объяснили это широким географическим распространением таксонов [Holmer et al., 2001; Popov et al., 2000]. Подчеркивалось сходство трилобитов гор Кендыктас [Лисогор, 1961] с фауной Северного Тянь-Шаня, а трилобитов из среднего ордовика Северного Казахстана (андрюшинская свита, разрез Куприяновка) с южно-китайской фауной [Fortey, Cocks, 2003]. Интересно, что последние авторы считали ассоциации трилобитов из среднеордовикского караканского известняка (Бетпак-Дала) более близкими к лаврентийским, чем к китайским. Трилобитов и брахиопод Чу-Илийских гор они сопоставляли с мелководными комплексами Восточной Гондваны, т. е. с Северным Китаем, Таримом и Юго-Восточной Австралией [Fortey, Cocks,

2003]. Заключение О. П. Ковалевского о том, что фауна Чингиз-Тарбагатайских гор, по крайней мере начиная с позднего ордовика, не отличается существенно от восточногогндванской, было подтверждено трилобитами [Fortey, Cocks, 2003].

В настоящее время большинство исследователей считают, что бентосные фауны Казахстана в целом достаточно единообразны в биогеографическом отношении и близки к фаунам, населяющим террейны приэкваториальной восточной окраины палеоконтинента Гондвана, т. е. в основном к Северному, Южному Китаю и Тариму и в значительно меньшей степени к Австралии [Nikitin et al., 2003; Nikitina et al., 2006; Fortey, Cocks, 2003; Popov et al., 2002, 2007, 2009]. Это возможно только в случае относительно компактного расположения блоков, слагающих палеозоиды Казахстана, в непосредственной близости к Гондване. Никакие «растянутые» модели расположения террейнов Казахстана, например [Sengor, Natalin, 1996; Wilhem et al., 2012], фауны не подтверждают. Только для Алтае-Саянских террейнов предполагается, что в начале ордовика они относительно ближе располагались к Сибирской платформе, но к позднему ордовика сместились к Гондванской окраине [Fortey, Cocks, 2003] (рис. 49).

Попытки выявить какую-либо биогеографическую дифференциацию внутри палеотеррейнов Казахстана по трилобитам и брахиоподам в настоящее время не сложились в общепринятую модель. На основе статистического анализа таксономического состава комплексов брахиопод разделяют фауны Алтае-Саянской, Ишим-На-

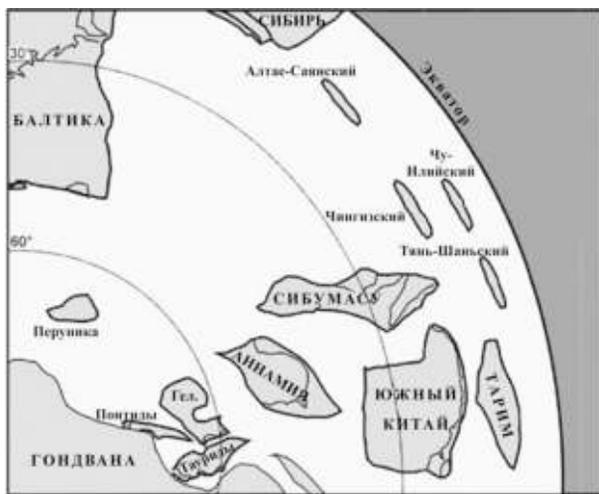


Рис. 49. Палеогеографическая реконструкция окраины Восточной Гондваны для сандбийского века с расположением террейнов Казахстана [Cocks, Fortey, 2003]



Рис. 50. Палеогеографическая реконструкция южного полушария для дарривильского века [Popov et al., 2009]

рынской (Каратау-Нарынской) зон, Чу-Илийских гор и Северного Тянь-Шаня [Nikitin et al., 2006; Popov et al., 2009] (рис. 50). Другими авторами обосновывается обособление фаун Чингизских, Чу-Илийских гор и Северного Тянь-Шаня [Cocks, Fortey, 2003] (рис. 49). Рассматривается и разделение брахиопод начала позднего ордовика на три биогеографические группы – Алтае-Саянскую, Чу-Илийскую и Чингизскую. Считается, что Алтае-Саянская фауна близка к Лаврентийской, Чу-Илийская – к Китайской, а Чингизская – к Австралийской, включая Тасманию [Candela, 2006].

Одним из важных продолжений этой работы должно быть согласование предложенного биогеографического районирования с современными геодинамическими реконструкциями, согласно которым, а также палеомагнитным данным, основная часть палеозоид Казахстана представляла собой единый микроконтинент с сиалическим фундаментом и платформенным докембрийским чехлом (рис. 51) [Vazhenov et al., 2012].

Расстояние между сиалическим массивом и Чингизской, Байдаулет-Акбастауской островодужными системами, а также меньшим Актау-Моинтинским массивом по геологическим данным оценивается достаточно условно. Очевидно, что комплексный подход к палеогеографии палеозоид Казахстана может дать хороший результат, но пока такие работы только ожидаются.

В настоящее время для детальной палеогеографии не хватает фактических данных по распространению фауны, в том числе и по распро-

странению конодонтов. В частности, отсутствуют или не переизучены коллекции брахиопод и трилобитов из Байдаулет-Акбастауской и Актау-Моинтинской зон.

Бентосные группы фауны, безусловно, имеют больший приоритет в детальных палеогеографических реконструкциях, касающихся определения расстояния между палеобассейнами, за счет их меньшей способности пересекать глубоководные открытые бассейны. Однако пелагические группы фауны также начинают привлекаться для палеогеографических построений [Armstrong, Owen, 2002; Servais et al., 2005].

Представления о биогеографии ордовикских конодонтов Казахстана вплоть до настоящего времени были ограничены анализом океанических конодонтов из кремнистых отложений и единственным хорошо изученным разрезом Батырбай в горах Малого Каратау. Для океанических конодонтов отмечалось сходство с фауной нижнего ордовика Балтоскандии, т. е. единство с Северо-Атлантической относительно холодноводной провинцией [Dubinina, 1998]. Более мелководные конодонты из Малого Каратау были признаны схожими с конодонтами континентального склона Северной Америки [Дубинина, 2000]. Это был совершенно правильный и корректный вывод, который в настоящее время подтверждается во всех изученных разрезах Казахстана. Этот факт, который легко объясняется хорошей изученностью глубоководных отложений Ньюфаундленда и космополитизмом океанических фаун, привел к сложным биогеографическим и биофацциальным построениям с выделением переходной

климатической зоны и выводам о существовании конодонтов в широком вертикальном диапазоне водных масс ниже зоны постоянного термоклина [Дубинина, 2000].

Надо отметить, что предположения о биогеографической приуроченности конодонтов выдвигались и для фауны позднего кембрия. Конодонты верхнего кембрия разреза на р. Селеты сопоставлялись с фауной Северного и Северо-Восточного Китая [Гридина, 1991].

Список видов, обнаруженных в изученных карбонатных отложениях Казахстана, Северной Киргизии и Горного Алтая, показан на рис. 52. Отмечено их распространение в других регионах. Надо учитывать, что отсутствие какого-либо вида на других палеоконтинентах может определяться не только биогеографическими причинами, но и слабой изученностью этого стратиграфического интервала, либо проблемами с идентификацией форм. В связи с этим выделение таксонов, маркирующих провинции, и обособление самих провинций требуют очень осторожного подхода и уверенности в хорошей изученности сопоставляемых фаун.

В мелководных (=карбонатных) отложениях Казахстана, Алтая и Северной Киргизии океанические виды-космополиты составляют значительную долю сообществ (рис. 52). При этом в раннем ордовике их доля больше, а в позднем она значительно сокращается за счет меньшей изученности конодонтов. В нижнем ордовике количество изученных местонахождений конодонтов в карбонатных породах меньше, чем в среднем, а конодонты из кремней верхнего ордовика известны только из единичных обнажений. Несмотря на это, в интервале от раннего к среднему ордовика отмечается общее увеличение разнообразия неритовых, относительно мелководноморских видов. Это наблюдается как в Казахстане, так и в других регионах, например в Балтоскандии.

Мелководные комплексы нижнего ордовика, помимо океанических видов (отмеченных серым цветом), включают таксоны, характерные для шельфовых областей Северной Америки. Примечательно, что какие-либо неритовые таксоны, даже на родовом уровне, которые были бы характерны для Балтоскандийского бассейна или Урала, в Казахстане и Северной Киргизии не обнаружены. Практически все конические формы представлены небольшим количеством экземпляров и достаточно сложны для определения из-за простой морфологии и большой изменчивости. Они определяются в большинстве случаев только условно, как иногда условно устанавливается и их присутствие в Аргентине, Китае и Австралии.



Рис. 51. Схематическая реконструкция террейнов Казахстана по геодинамическим и палеомагнитным данным [Vazhenov et al., 2012]

1 – микроконтиненты Казахстана с докембрийским фундаментом: Казахстания и Актау-Моинтинский массив (АМ); 2 – вулканические пояса: Чингизский, Степняк-Северотяньшанский и Байдаулет-Акбастауский (БА); 3 – зоны субдукции

Виды	Тарим	Таиланд	Северный Китай	Южный Китай	Австралия, Новая Зеландия	Ньюфаундленд, Арктическая Канада	Центральная Америка	Аргентина	Восточно-Европейская платформа	Сибирь, Северо-Восток РФ
Нижний ордовик										
<i>P. honghuayuanensis</i>				X						
<i>P. elegans</i>						X			X	
<i>P. flabellum</i>	X			X		X	X	X	X	
<i>P. gracilis</i>	X	X	X		X	X	X	X	X	
<i>P. cf. P. primus</i>						X			X	
<i>O. evae</i>	X			X	X	X	X	X	X	
<i>O. cf. O. pincallyensis</i>					X					
<i>P. papillosus</i>				X		X	X		X	
<i>L. gladius</i>				X		X		X	X	
<i>O. elongatus</i>						X			X	
<i>D. reclinatus</i>			X			X			X	
<i>P. proteus</i>	X				X	X			X	
<i>D. arcuatus</i>	X	X	X	X	X	X	X	X	X	
<i>D. peselephantis</i> s.l.				X		X		X	X	
<i>C. longibasis</i>	X	X	X	X	X	X	X	X	X	
<i>T. australis</i>					X	X			X	
<i>Cordylodus</i> spp.			X		X	X	X	X	X	X
<i>Costiconus</i> sp.	X		X	X		X	X		X	
<i>K. serratus</i>						X				
<i>K. corbatoi</i>						X		X		
<i>B. extensus</i>	X		X	X	X	X	X	X		
<i>P. simplicissimus</i>				X	X	X				
<i>T. sweeti</i>				X?		X	X	X		
<i>P. gradatus</i>			X	X	X	X	X	X		
<i>Scolopodus</i> sp.	X		X	X		X	X			
<i>Hirsutodontus</i> sp.	X		X			X	X			X
<i>Oistodus</i> sp.			X				X	X		X
<i>Loxodus</i> sp.			X			X	X			X?
<i>G. bolites</i>						X	X			
<i>V. bassleri</i>						X	X			
<i>Rossodus</i> sp.			X			X	X	X		
<i>Colaptoconus</i> sp.			X							
<i>L. cf. bifida</i>										X
<i>P. cooperi</i>				X	X					
<i>A. longibasis</i>				X?	X	X				
<i>P. cf. pristinus</i>								X		
<i>S. ? oistodiformis</i>	X	X		X		X			X	
<i>(S. bilobatus)</i>	X		X	X	X					
<i>Acodus</i> sp. A										
<i>A. ? chingizicus</i>										
<i>Gen. indet. sp. 1</i>										
<i>Cruxodus tretiakovi</i>										

Рис. 52. Список видов из карбонатных отложений Казахстана и Северной Киргизии и их распространение в других регионах. Жирным шрифтом отмечены виды, эндемичные для Казахстана; светло-серая заливка – океанические виды, которые встречаются и в мелководных отложениях; светло-серая заливка столбцов – виды тропической и умеренно тепловодной климатических зон; темно-серая заливка – виды Австрало-Азиатской провинции. (*S. bilobatus*) – единственный таксон, не встреченный в изученных коллекциях, был найден С. В. Дубининой в разрезе Батырбай гор Малого Каратау [Дубинина, 2000]

Один вид из мелководных отложений Казахстана встречается только в странах Восточной Гондваны – это *S. bilobatus*. Существование этого вида в Казахстане было обнаружено С. В. Дубининой [Дубинина, 2000] в отложениях тремадокского яруса разреза Батырбай. *Serratognathus bilobatus* признан одним из маркеров Австрало-Азиатской провинции для раннего ордовика [Zhen, Nicoll, 2009]. Его присутствие в Казахстане определяет отнесение этого региона к Австрало-Азиатской провинции и соответственно географическую близость Казахстана к восточной окраине Гондваны. Четыре вида, отмеченные на рис. 52 жирным шрифтом, *Acodus? chingizicus*, *Acodus* sp. A, Gen. indet. sp. 1, *Cruходus tretiakovi* являются раннеордовикскими региональными эндемиками для Казахстана и Северной Киргизии.

В среднем ордовике, как упоминалось выше, доля океанических видов значительно ниже, чем в нижнем. Кроме того, в отличие от нижнего ордовика в комплекс входят неритовые таксоны (частично родового уровня) широкого географического распространения, известные почти на всех континентах, кроме Сибирской платформы. Достаточно большое количество неритовых видов ограничено распространением в тепловодной области и не встречается в Балтоскандии и Аргентине, но были обнаружены в центральных и окраинных частях Северной Америки. Возможно, что один вид встречается только в Восточной Гондване и пять видов являются эндемиками для Казахстана и Северной Киргизии.

Конодонты верхнего ордовика Казахстана изучены недостаточно, но даже и на этом уровне изученности очевидно, что неритовые фауны региона в это время отличались таксономическим разнообразием. Среди обнаруженных видов нет региональных эндемиков; все виды отличаются широким географическим распространением.

На основании региональных эндемиков *Prioniodus honghuayuanensis* и *Serratognathus*, характерных только для палеобассейнов Восточной Гондваны конодонтовые фауны нижнего и среднего ордовика Казахстана, Северной Киргизии и Горного Алтая относятся к Австрало-Азиатской биогеографической провинции.

Австрало-Азиатская провинция, охватывающая экваториальную часть Восточной Гондваны и прилегающие террейны (Тарим, Северный и Южный Китай, Сибумасу), была выделена на основании распространения бентосных групп фауны. Позднее она получила обоснование по конодонтам [Nowlan et al., 1997; Webby et al., 2000]. Как и все биогеографические подразделения пелагических фаун, Австрало-Азиатская провинция определяется только небольшим ко-

личеством специфических таксонов, часть из которых родового уровня. Это роды *Serratognathus* Lee, 1970, *Paraserratognathus* An, 1983, *Taoqupognathus* An, 1985, *Tangshanodus* An, 1983, виды родов *Rhipidognathus* Branson, Mehl, and Branson, 1951 и *Bergstroemognathus* Serpagli, 1974 и некоторые другие. Помимо провинциально эндемичных таксонов и океанических видов, фауна Южного Китая, Таиланда и Малайзии (Сибумасу) содержит представителей неритовых фаун, встречающихся в Балтоскандии и Аргентине (*Baltoniodus*, *Lenodus*, *Polonodus*, *Yantzeplacognathus*). Эти таксоны не характерны для мелководных комплексов Северного Китая и Австралии, т. е. палеобассейнов, расположенных в более низких экваториальных широтах [Zhang, 1998; Wu et al., 2010; Agematsu et al., 2007, 2008]. Биогеографические особенности фауны используются как подтверждение относительно высокоширотного расположения Южного Китая и миграции террейна Сибумасу на юг в течение ордовика. Кроме того, для объяснения столь контрастных фаун в палеобассейнах, расположенных относительно близко, привлекаются океанические течения, моделируемые с учетом современной циркуляционной системы океана и расположения континентальных масс в ордовикское время (рис. 53). Все предложенные на настоящее время реконструкции океанических течений принципиально не отличаются друг от друга [Hermann et al., 2004].

Таким образом, выделенная на основании географической близости палеобассейнов Австрало-Азиатская провинция включает в себя две климатические зоны – тепловодную и умеренно-тепловодную. В современной системе биогеографического районирования Австрало-Азиатская провинция не выделяется, так как климатические пояса имеют более высокий ранг, чем провинции [Zhen, Percival, 2003].

Кроме того, Австрало-Азиатская провинция – единственный пример провинции, сохраняющей особенности (общие эндемичные таксоны) входящих в нее палеобассейнов, несмотря на выраженную климатическую зональность. Она может рассматриваться как единица другого ранга – Австрало-Азиатская надпровинция. Распознавание биогеографических подразделений внутри этой провинции опирается на эндемичные таксоны – отдельные палеобассейны, такие как Северный и Южный Китай, Центральная и Восточная Австралия, Тарим, Корея, Таиланд, характеризуются своим набором или соотношениями таксонов широкого распространения, определяемыми, в том числе, фациями.

Из всего количества эндемиков Австрало-Азиатской надпровинции в Казахстане и Северной

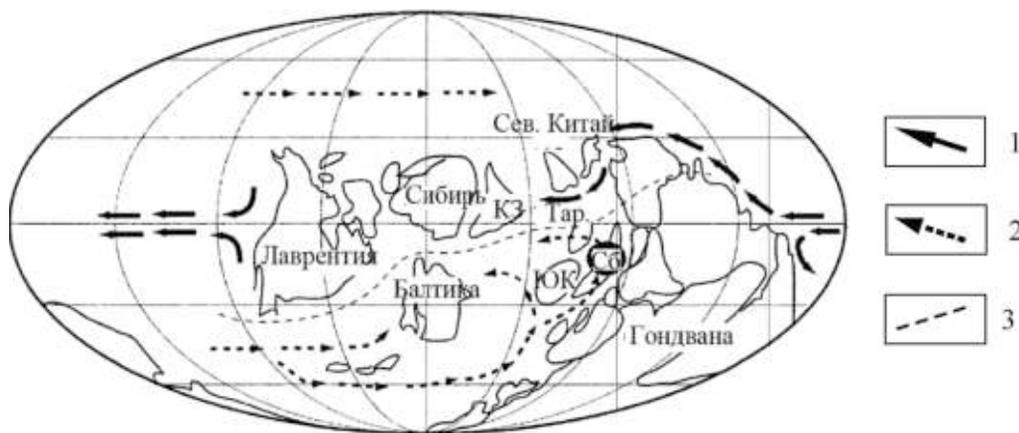


Рис. 53. Палеогеографическая карта для позднего ордовика с предполагаемыми течениями, по [Agenatsu et al., 2007]

1 – теплое течение; 2 – холодное течение; 3 – тепловодная и холодноводная климатические зоны

Киргизии встречается только их небольшая часть. Это виды *S. bilobatus* и *Drepanoistodus* cf. *D. costatus*, характерные для всех палеобассейнов Восточной Гондваны. Присутствие региональных эндемиков экваториальной части Восточной Гондваны, также как и возможное отсутствие неритовых таксонов Балтоскандии и Южного Китая (среднеордовикские *Semiacontiodus*, *Baltoniodus* и др.), говорит о положении Казахстана, Северной Киргизии и Алтая в климатической зоне, близкой к эквато-

ру, что подтверждается также и палеомагнитными данными [Vazhenov et al., 2012].

Хотя для изученной части Центрально-Азиатского пояса характерны эндемичные таксоны Австрало-Азиатской провинции, в нижнем и среднем ордовике отмечаются виды, которые характерны только для Казахстана, Киргизии и Алтая. Один из наиболее широко распространенных эндемиков *Naimanodus degtiarevi* встречен во всех трех регионах – в Казахстане,

Виды	Кенташская толща	Узунбулакская свита	Караканская свита	Найманская свита	Вулканогенная толща
<i>A. robusta</i>	x				
<i>P. cooperi</i>		x			
<i>D. aff. basiovalis</i>		x	x		
<i>P. calceatus</i>			x		
<i>P. striatus</i>		x	x	x	x
<i>C. ethingtoni</i>		x	x	x	
<i>E. cf. E. hexianensis</i>		x		x	
<i>Paroistodus</i> sp.		x		x	
<i>Yangtzeplacognathus</i> sp.			x	x	
<i>Eoplacognathus</i> sp.		x	x	x	
<i>Cabahognathus</i> sp.				x	
? <i>Dzikodus</i> sp.		x		x	
<i>J. jaanussoni</i>		x		x	x
<i>A. leptosomatus</i>		x			
<i>S. ? mufushanensis</i>		x		x	

Виды	Кенташская толща	Узунбулакская свита	Караканская свита	Найманская свита	Вулканогенная толща
<i>D. latus</i>				x	
<i>A. cf. A. longus</i>		x		x	x
<i>S. ? asymmetricus</i>		x			
? <i>Planusodus</i> sp.		x		x	
<i>Appalachegnathus</i> sp.		x		x	
<i>Loxodus</i> sp.		x			x
<i>Spinodus</i> sp.			x		
<i>P. nogami</i>	x	x	x	x	x
<i>D. cf. D. costatus</i>	x	x	x	x	x
<i>Paranderodus? sp. 1</i>				x	
<i>Juanognathus sp. 1</i>					x
<i>N. degtiarevi</i>	x	x		x	x
? <i>Anodontus</i> sp.		x		x	
<i>H. levis</i>		x	x	x	x

Рис. 54. Распространение неритовых конодонтов нижнего дарривилия в местонахождениях изученной части Центрально-Азиатского складчатого пояса

Киргизии и на Алтае. Вид *Cruroides tretiakovi* обнаружен только в Киргизии, остальные таксоны (*Histioidella levis* и др.) только в Казахстане. На основании эндемиков родового уровня (Казахстан и Северная Киргизия) в рамках классификации Ж. Жена и Ян Персиваля [Zhen, Percival, 2003] эти таксоны могут рассматриваться как Западно-Азиатская провинция.

Предложить обоснованное районирование Западно-Азиатской провинции по конодонтам нижнего ордовика сложно из-за недостаточного количества фактических данных. Так, фауна Северной Киргизии в нижнем ордовике отличается от казахстанской только присутствием видов *Acodus* sp. А и *Cruroides tretiakovi*.

Единственный стратиграфический интервал, по которому получено относительно много данных по региону, — это нижняя часть дарривильского яруса. Конодонты этого возраста изучены на Киргизском хребте (кенташская свита), в Чу-Илийских горах (узунбулакская свита), в Бетпак-Дале (караканская свита), на Чингизе (найманская свита) и в Северном Казахстане (вулканогенная толща) (рис. 54).

В кенташской свите Киргизского хребта полный набор видов не выявлен, однако возможно предполагать наследование биогеографической специфики района, наблюдаемой в нижнем ордовике в более молодых отложениях. Конодонтовый комплекс узунбулакской свиты отличается от местонахождений более северных территорий Казахстана присутствием видов *Aurilobus leptosomatus* и *Semiacontiodus? asymmetricus*. В свою очередь в нем отсутствуют *Drepanoistodus latus* и другие виды. Вулканогенная толща в Северном Казахстане также отличается от других местонахождений наличием *Histioidella levis* и *Triangulodus* sp. и может рассматриваться как отдельный биогеографический район. Однако здесь отличие может определяться скорее фациями и разным объемом коллекций, чем биогеографией. Таким образом, в отдельный биогеографический Северо-Тяньшанский район Западно-Азиатской провинции выделяются Чу-Илийские горы и Северная Киргизия. Также, возможно, дальнейшее изучение конодонтов покажет биогеографическую обособленность Северного Казахстана.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ПАЛЕОЗОИД КАЗАХСТАНА

Как уже упоминалось ранее, таксономический состав мелководных конодонтов изученной территории принципиально отличается от одно-возрастных мелководных фаун Восточно-Европейской и Сибирской платформ. Единственный мелководный (неритовый) таксон, который так или иначе в биогеографическом отношении связывает Казахстан с Сибирью — это элемент вида *Lenaedus* cf. *L. bifida* из маматской свиты хр. Чингиз. Кроме Сибири, этот вид встречается также на Северо-Востоке России и на Аляске [Dumoulin et al., 2002].

С Восточно-Европейской платформой в изученных комплексах Казахстана и Киргизии, помимо большого количества океанических космополитных видов, нет ни одного общего мелководного таксона.

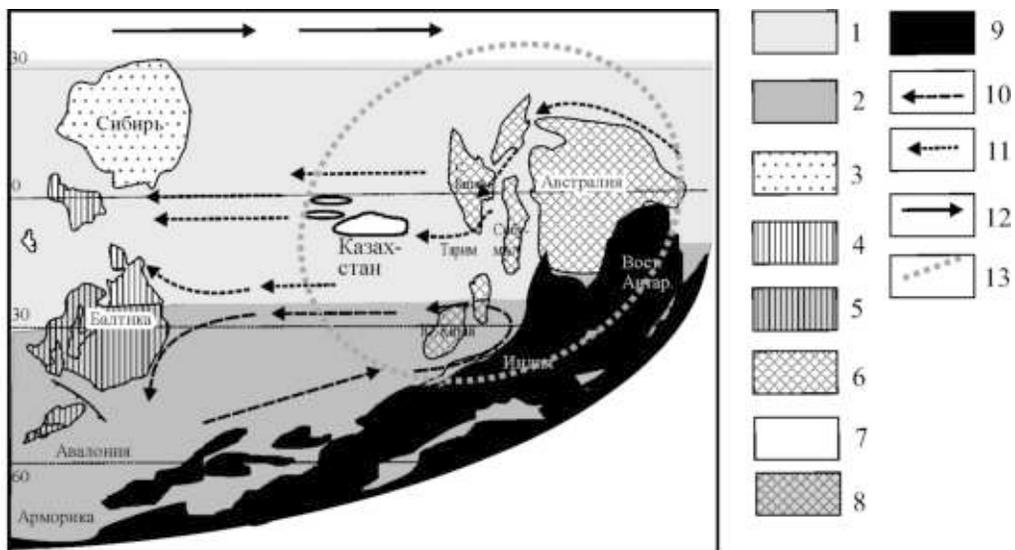
Принципиальное биогеографическое различие фаун Центрально-Азиатского пояса и палеоконтинента Балтика выявляется при сравнении среднеордовикских конодонтов Южного Урала (караколь-михайловская толща) и Урумбайского района Северного Казахстана (вулканогенная толща). Несмотря на современную территориальную близость этих местонахождений (900 км),

Рис. 55. А — палеогеографическая реконструкция с расположением Казахстана, элементами биогеографического районирования и основными направлениями океанических течений. **Б** — биогеографическое районирование конодонтовых фаун среднего ордовика западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса

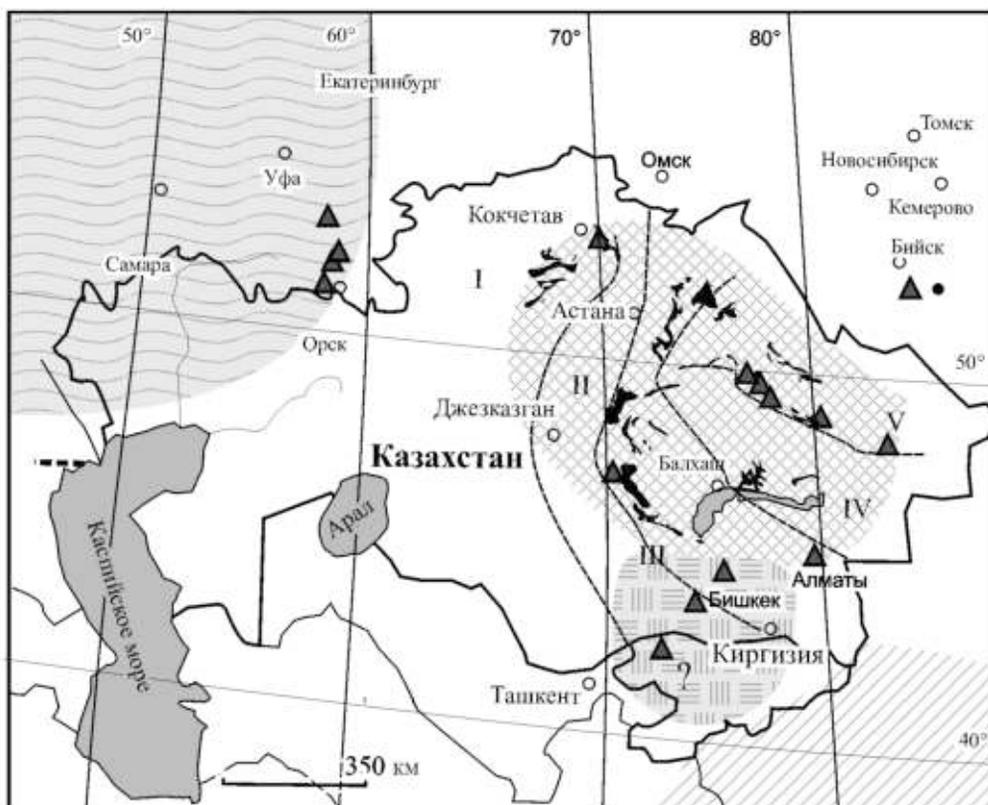
А: 1 — умеренно тепловодная климатическая зона; 2 — тепловодная зона; 3 — Сибирская биогеографическая провинция; 4 — Тимано-Североуральская провинция, охватывающая палеобассейн Кара; 5 — Балто-Скандийская биогеографическая провинция; 6 — тепловодная часть Австрало-Азиатской провинции; 7 — Западно-Азиатская провинция Казахстана; 8 — умеренно тепловодная часть Австрало-Азиатской провинции; 9 — неустановленные в биогеографическом отношении регионы; 10 — холодные течения; 11 — теплые течения; 12 — западные течения Панталассы; 13 — Австрало-Азиатская провинция.

Б: 1 — Балто-Скандийская биогеографическая провинция; 2 — биогеографическая провинция Тарима; 3 — Северо-Тяньшанский биогеографический район Западно-Азиатской провинции; 4 — Казахстанский биогеографический район Западно-Азиатской провинции; 5 — границы структурно-фациальных зон; 6 — номера структурно-фациальных зон; 7 — изученные местонахождения с конодонтами. I — Ишим-Каратау-Нарынская зона; II — Степняк-Бетпак-Дала-Северотяньшанская зона; III — Ерементау-Чу-Илийская зона; IV — Джунгаро-Балхашская зона; V — Чингиз-Тарбагатайская зона

А



Б



комплексы конодонтов караколь-михайловской толщи (Толмачева и др., 2012) и вулканогенной толщи Северного Казахстана не имеют общих мелководных таксонов. Это является признаком того, что Казахстан в ордовикское время находился на значительном расстоянии от Балтики и Сибири и значительно ближе к окраине Восточной Гондваны. Присутствие сибирского таксона *L. bifida* в маматской свите на хр. Чингиз может быть свидетельством более близкого расположения островодужной системы Чингиза к Сибирской платформе (рис. 55).

Однако на определение даже относительного расположения континентов сильно влияет дина-

мика водных масс, в том числе поверхностных и глубинных течений. Все возможные реконструкции циркуляции вод в ордовикском периоде, включая компьютерное моделирование с учетом расположения континентов, уровнем моря и содержания углекислого газа в атмосфере указывают на существование в ордовике восточных экваториальных течений и западных противотечений вдоль северной окраины Гондваны [Неггманн et al., 2004] (рис. 55). Возможные экваториальные течения от окраины Восточной Гондваны к Казахстану могли способствовать расселению неритовых форм конодонтов на достаточно большие расстояния.

ХАРАКТЕР ОРДОВИКСКИХ ОКЕАНОВ И БИОРАЗНООБРАЗИЕ КОНОДОНТОВ

До начала XXI в. ордовикский период считался временем парникового периода с высокими температурами, высоким уровнем стояния океанических вод и обширными мелководными бассейнами с широкими карбонатными шельфами в приэкваториальных областях [Walker et al., 2002]. Данные о теплом ордовикском климате основывались на повышенном уровне моря и на данных по изотопии кислорода, показывающей аномально высокие средние температуры, достигающие 60–70° в экваториальных широтах. Эти завышенные нереальные значения старались объяснить вторичными изменениями карбонатов ордовика и значительным облегчением первоначального $\delta^{18}\text{O}$, а также эволюцией изотопного состава морской воды [Veizer et al., 1999; Azmy et al., 1998; Kasting et al., 2006].

Все попытки более тщательного отбора анализируемого материала и совершенствование лабораторных методик не изменяли принципиально ситуацию; анализы показывали низкие значения соотношения изотопов кислорода, свидетельствующие о повышенных температурах [Shields et al., 2003].

Исключительно высокие значения температур для раннего ордовика и значительно более низкие и правдоподобные значения для средне- и позднеордовикского времени получили недавно новое объяснение. Было выдвинуто предположение, что соотношения изотопов кислорода показывают правильные значения, и для терминального кембрия и начала ордовика был действительно характерен аномально теплый климат, который к середине дарривильского времени сменился постепенным похолоданием [Trotter et al., 2008].

В настоящее время уже достаточно достоверно обосновано, что этапы позднеордовикского оледенения начались не в хирнантское время, как считалось ранее, а фактически с ранней части катийского яруса (изотопное Гуттенбергское событие – GICE) [Webby et al., 2004; Saltzman, Young, 2005; Page et al., 2007]. Изотопия стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) свидетельствует о проникновении

глубинных вод на шельф Лаврентии в начале позднего ордовика [Shields et al., 2003]. Согласно данным по изотопии кислорода, средние температуры в экваториальной области снизились и достигли современных значений, вероятно, еще раньше – уже к середине среднего – началу позднего ордовика [Trotter et al., 2008; Vandenbrouck et al., 2010]. Столь раннее похолодание подтверждается данными по литологии отложений Северной Америки [Pruss et al., 2010] и глобальному биогеографическому районированию по хитинозоям и граптолитам [Vandenbrouck et al., 2010]. Появление в южной части Лаврентии (Техас, Оклахома и пр.) позднедарривильских отложений, обогащенных кремнеземом и фосфатами, интерпретируется как проникновение холодных глубинных вод на окраины платформы в результате апвеллинга, связанного с развитием циркуляционной системы океанов [Pope, Steffen, 2003]. С похолоданием связывается и резкое увеличение биоразнообразия в среднем ордовике [Trotter et al., 2008].

Подтверждением аномально высоких температур в позднем кембрии является широкое развитие черносланцевых отложений, характерных для дизаэробных и анаэробных обстановок [Berry, Wilde, 1978; Raiswell, Berner, 1986; Zhuravlev, Wood, 1996; Gaines et al., 2005; Hough et al., 2006; Hurtgen et al., 2009; Gill et al., 2007]. Считается, что высокие температуры вызывали обеднение вод кислородом, что приводило к расширению площади и объема зоны кислородного минимума в бассейнах [Rowland, Shapigo, 2002]. При этом, учитывая, что в ордовикское время атмосфера была насыщена углекислым газом [Patzkowsky et al., 1997; Nardin et al., 2010], одновременно с недостатком кислорода океанические воды обладали повышенной кислотностью [Kump et al., 2009]. Это приводило к повышенной растворимости карбонатов и повышенному уровню карбонатной компенсации, а также общей недонасыщенности открытоморских океанических вод карбонатами.

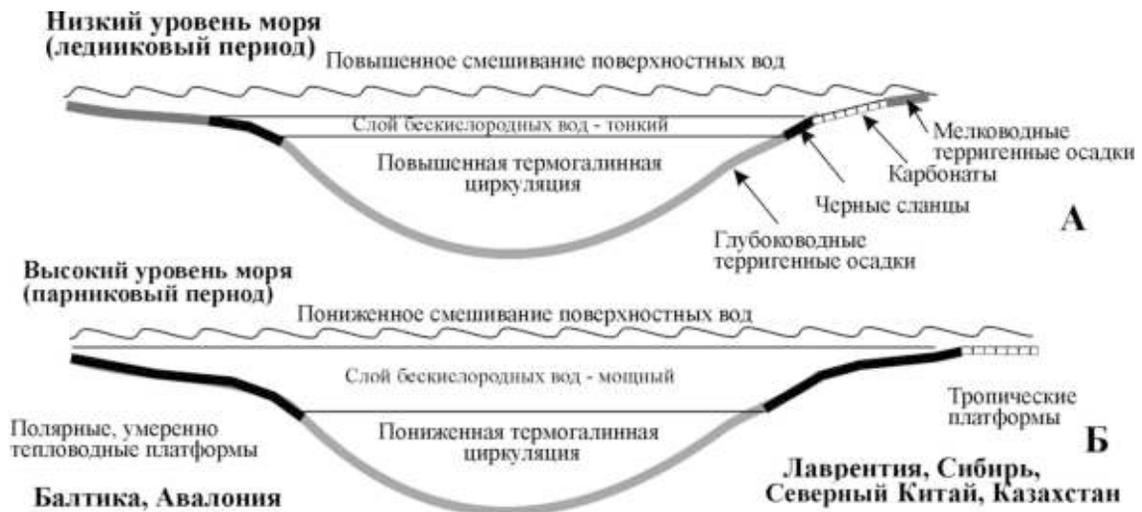


Рис. 56. Предполагаемые обстановки осадконакопления в тропической и умеренной температурной зонах во время низкого стояния уровня моря (похолодание) – А и высокого уровня моря (гиперпотепление) – Б [Landing, 2011]

В связи с имеющимися данными в настоящее время доказано, что в приэкваториальных океанических глубоководных бассейнах позднего кембрия и раннего ордовика преобладали восстановительные условия [Landing, 2012] (рис. 56). Широкое распространение зон кислородного минимума объясняется высоким стоянием океанических вод, что, наряду с расположением континентов в приэкваториальной области, привело к развитию в позднем кембрии и раннем ордовике так называемого глобального периода гиперпотепления [Landing, 2012]. Для этого времени, как и для других аналогичных событий в истории Земли, характерна пониженная циркуляция или стагнация океанов.

В это время в приэкваториальных мелководных морях Лаврентии, прогревавшихся сильнее, чем открытоморские воды, из-за снижения растворимости карбонатов шло отложение мощных преимущественно водорослевых/хемогенных карбонатов [Pruss et al., 2010]. Вероятно, что вследствие берегового «даунвеллинга» с погружением на дно засолоненных тяжелых вод, наблюдающегося в экстремально теплых прибрежных условиях, область осаждения водорослевых/микробиальных карбонатов увеличивалась.

Такой же тип осадконакопления, как в Лаврентии, характерен и для конца кембрия – нижнего ордовика на Сибирской платформе, где накапливались мощные толщи доломитов и пелитоморфных известняков [Каныгин и др., 2007]. Резкое увеличение роли биокластических известняков в разрезах Лаврентии приходится на конец раннего ордовика, что объясняется насыщением

мелководных бассейнов кислородом и соответствующим увеличением растворимости карбонатов [Pruss et al., 2010]. Насыщение карбонатами воды снизило затраты организмов на построение карбонатного скелета и привело к увеличению их доли в экосистеме [Pruss et al., 2010]. То есть смена восстановительных обстановок на окислительные, так же влияющая на растворимость карбонатов, как и температура воды, в эпиконтинентальных морях Лаврентии постепенно происходит с конца раннего ордовика.

В интервале от позднего кембрия до позднего ордовика (и в целом для палеозоя) отмечено устойчивое сокращение площадей карбонатного и увеличение терригенного шельфа [Walker et al., 2002], что также может быть связано с похолоданием и формированием циркуляционной системы океана. В качестве причин похолодания рассматривают комплекс событий, включающий значительное падение содержания углекислоты в атмосфере благодаря интенсивному выветриванию изверженных пород и продвижение континентов в субтропическую зону конвергенции [Young et al., 2009; Lefebvre et al., 2010; Nardin et al., 2010].

Реконструкции поверхностных течений и термогалинной циркуляции океанов ордовикского периода также привлекают внимание исследователей [Wilde et al., 1989; Christiansen, Stouge, 1999]. Рассматриваются модели, построенные как на базе фактического (главным образом палеонтологического) материала, так и с использованием компьютерного моделирования [Herrmann et al., 2004]. Последние реконструкции достигают

большой детальности, в них выделяются разнообразные мелкие течения и рассчитываются средние температуры с сезонными флуктуациями. Согласно этим построениям, а также на основе биогеографического районирования по некоторым группам фауны (хитинозои и граптолиты [Vandenbrouck et al., 2010] в позднем ордовике циркуляционная система океанов и климат были подобны существующим в настоящее время. Публикации, в которых бы рассматривались аналогичные построения для позднего кембрия и раннего ордовика, отсутствуют.

Однако все реконструкции палеотечений и циркуляции океанов основываются на изучении относительно мелководных отложений шельфов. В то же время именно осадки, накапливающиеся в обстановках океанического ложа вдали от постоянных источников сноса терригенного материала, являются показателем состояния циркуляционной системы океанических вод, напрямую связанной с климатом. Разнообразие фауны, обитающей в толще воды как в пелагических, так и в неритовых обстановках, также является прямым следствием химизма воды и, значит, может свидетельствовать о состоянии циркуляционной системы океанов.

КРЕМНИСТЫЕ ПЕЛАГИЧЕСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ КАЗАХСТАНА

Строение кремнистых разрезов Казахстана, как будет показано ниже, подтверждают существование теплого стратифицированного океана в позднем кембрии и раннем ордовике и постепенное становление циркуляционной системы в океанических бассейнах. Однако разрушение стратификации виды и обогащение кислородом глубинных вод, связанное с началом циркуляции, фиксируются намного раньше, чем предполагалось по данным изучения более мелководных отложений.

Наиболее отчетливо характер изменения кремнистой последовательности во времени проявлен в разрезах бурубайтальской свиты Юго-Западного Прибалхашья и в ирадырской и ишкеольмесской свитах Аксу-Ирадырского района (Северный Казахстан).

Верхнекембрийский – нижнеордовикский (до середины зоны *Prioniodus elegans*, нижняя треть флоского яруса) интервал бурубайтальской свиты сложен конденсированными темноцветными кремнистыми отложениями с граптолитами, кариокардидами, бактериями и фекальными пеллетами (рис. 57).

Средние мощности этого стратиграфического интервала не превышают 30–40 м. Сероцветные кремни в ирадырской и ишкеольмесской свитах в пределах тремадокского и низов флоского ярусов содержат множество створок членистоногих, конодонтов и их пеллеты. В кушекинской свите Северной Бетпак-Далы фекальные пеллеты встречаются стратиграфически выше на уровне верхней части зоны *Oepikodus evae*, но исчезают в более молодых кремнях самых верхов этой зоны, а также в перекрывающих отложениях дапинского яруса. Такой же тип кремней с обильными фаунистическими остатками наблюдается в пределах зоны *Paroistodus proteus* в Австралии [Percival, 2012].

Высокий уровень конденсации кремнистых разрезов наиболее вероятно был связан с восстановительными бескислородными условиями, пониженной продуктивностью радиолярий и повышенной растворимостью кремнезема. На существование бескислородных обстановок указывает присутствие в изученных разрезах фекальных пеллет, сохранивших свою структуру в конденсированном осадке из-за отсутствия процессов дезинтеграции органического вещества. С середины флоского времени в разрезах бурубайтальской свиты в толще сероцветных кремней начинают появляться красные кремни, в которых, помимо пороодообразующих радиолярий и спикул губок, а также конодонтов и фосфатных брахиопод, отсутствуют какие-либо органические остатки (рис. 57; прил. 3, рис. 11).

Разрезы зон *Oepikodus evae*, *Periodon flabellum* / *P. macrodentatus*, *Paroistodus horridus* значительно более красноцветные и мощные, чем ниже лежащие отложения, а зона *Periodon aculeatus* практически повсеместно сложена мощными красноцветными непрозрачными (только иногда полупрозрачными) кремнями. Значительно более высокие скорости накопления дарривильских отложений определяются не только по резко возросшей мощности конодонтовых зон, но и по значительно большей редкости конодонтовых элементов в породе.

Эти черты строения разреза наблюдаются в кремнистых толщах по всему Казахстану, что подтверждает глобальный и одновременный характер изменения обстановок осадконакопления в палеобассейне.

Таким образом, формирование верхнекембрийских – раннефлоских конденсированных кремнистых толщ Казахстана происходило в обстановках со слабой водной циркуляцией, развитием обширных зон кислородного минимума, низкой биопродуктивности и повышенной растворимости кремнезема. Это вполне соответствует

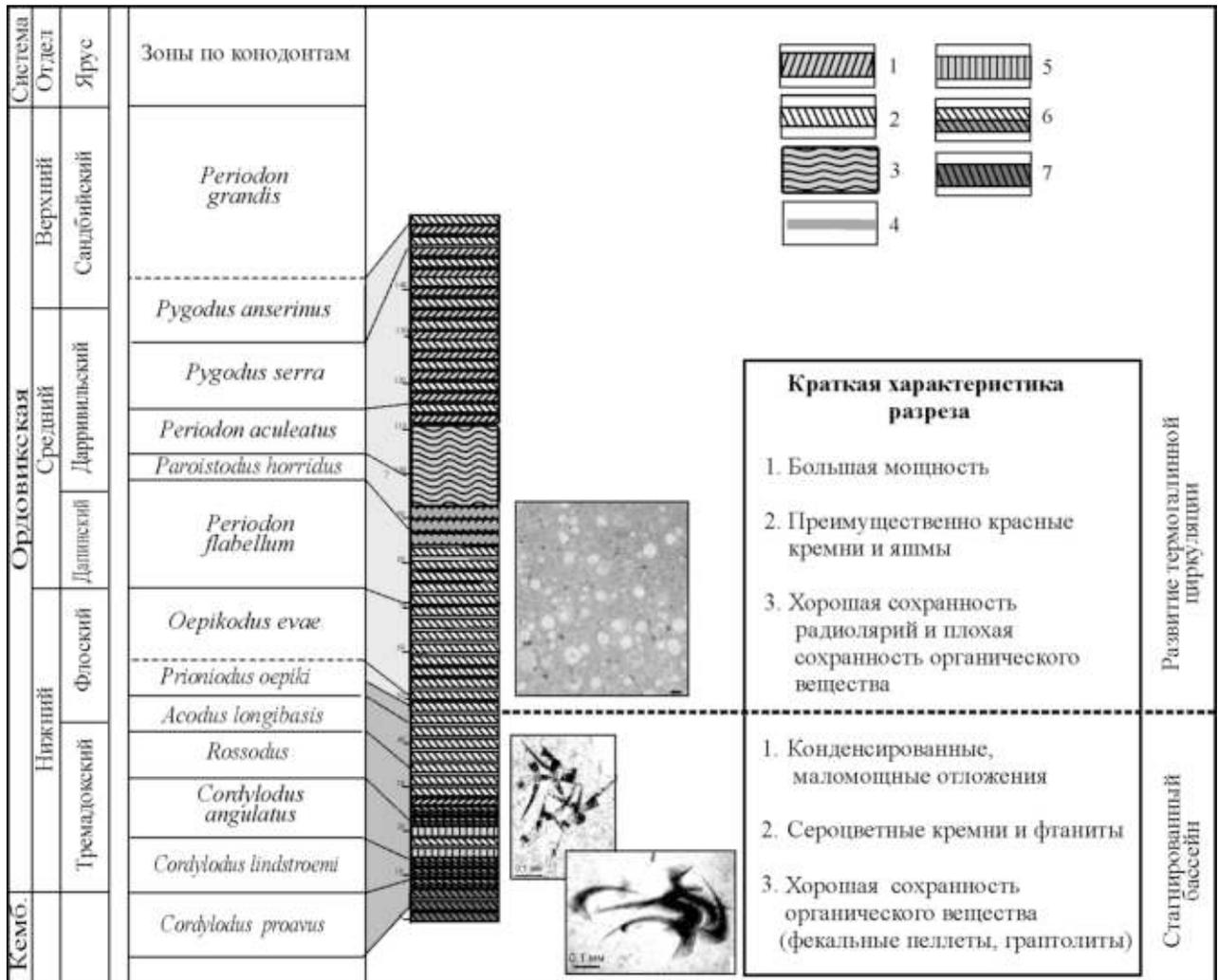


Рис. 57. Сводный разрез бурейбайтальской свиты с характеристикой отложений в разное время на протяжении ордовика. С позднего кембрия до раннего фло океанические воды были стратифицированы и характеризовались обширной зоной кислородного минимума; с позднего фло начались становление циркуляционной системы океанов и похолодание

Усл. обозн. см. на рис. 7

интерпретации раннеордовикских приэкваториальных шельфовых теплых морей, с развитыми анаэробными обстановками и низкой насыщенностью карбонатами [Pruss et al., 2010].

Накопление более мощных красноцветных кремнистых осадков во второй половине флюского времени связано с двумя факторами: повышением продуктивности породообразующих организмов (радиолярий) и уменьшением растворимости кремнезема, что позволяло принципиально большому количеству раковин радиолярий достигать дна и накапливаться в осадках.

Это возможно только при увеличении содержания кислорода в океанических массах как

в связи с понижением температур, так и усилением циркуляции океанических вод, следы которого на шельфах континентов отмечаются только в середине – конце дарривильского времени. Данные по глубоководным отложениям показывают, что термогалинная циркуляция в открытых бассейнах установилась намного раньше, чем предполагалось, – уже в конце раннего ордовика.

Надо отметить, что строение кремнистых толщ значительно влияет на возможность изучения конодонтов, обитавших в открытом океане. Достаточно представительную коллекцию конодонтов можно извлечь только из богатых

конодонтами кремней верхнего кембрия — нижней части среднего ордовика. Более молодые кремни в основном непрозрачны, а конодонты в них встречаются значительно реже. Также при изучении кремней в основном удается обнаружить 3–4 доминирующих вида. В связи с этим полный таксономический состав конодонтовых фаун, более молодых, чем раннедарривильские, до сих пор неизвестен.

Состояние океанов, безусловно, оказывало влияние и на осадконакопление на шельфах. Как было отмечено ранее, в позднем кембрии и раннем ордовике на приэкваториальных мелководных шельфах Лаврентии [Pruss et al., 2010] и Сибири шло формирование мощных толщ водорослевых и микробиальных карбонатов.

В это же время на мелководном шельфе Восточно-Европейской платформы, находящейся на более высоких широтах, чем Лаврентия, шло накопление терригенных толщ при минимальном количестве карбонатов. Это скорее всего связано как с относительно более низкими температурами, так и с пониженным содержанием кислорода в поверхностных водах, что в совокупности значительно сильнее снижало насыщенность воды карбонатами. Однако процесс угнетения накопления карбонатов не требовал таких низких температур, как в настоящее время при современном высоком содержании кислорода в воде. Кроме того, относительно высокие температуры вплоть до широт 45° в раннем ордовике доказываются на основании литологического строения кратонов Гондваны [Scotese et al., 1999].

Возможно, что сходство геохимических (и температурных) условий среды и было тем фактором, который позволял в позднем кембрии и раннем ордовике приэкваториальной океанической фауне Казахстана обитать на мелководных шельфах Восточно-Европейской платформы, при том что в своем климатическом поясе в Казахстане, Сибири и Лаврентии эти же глубоководные виды не проникали далеко на мелководье. Это более простое объяснение такому распространению фауны, чем ранее давала С. В. Дубинина и исследователи [Дубинина, 2000; Rasmussen, 1998], которые объясняли этот факт эмергенцией высокоширотных конодонтовых фаун, т. е. их обитанием на больших глубинах в более низких широтах.

Низкое разнообразие акритарх и хитинозой в Балтоскандии вплоть до среднего ордовика также, возможно, могло быть связано с восстановительными условиями обстановки среды обитания, обедненной кислородом [Hints et al., 2010].

РАЗНООБРАЗИЕ КОНОДОНТОВ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КАЗАХСТАНА И СЕВЕРНОЙ КИРГИЗИИ

Для оценки разнообразия фаунистических сообществ, в том числе и сообществ геологического прошлого, используются два параметра — видовое разнообразие (количество видов) и экологическое разнообразие, или выравненность сообщества, определяемое по численности отдельных таксонов.

Видовое разнообразие фаунистических комплексов в палеонтологии оценивается через таксономическое разнообразие, т. е. количество видов, задокументированных в пробе. Такое понятие разнообразия отвечает в некотором приближении (в сторону бета-разнообразия) понятию **альфа-разнообразия**, или разнообразию современных сообществ, предложенному в результате изучения современных растительных сообществ [Whittaker, 1960, 1972]. При количестве видов в одном или нескольких разрезах в пределах одной фации, рассчитанных на какое-либо хроностратиграфическое подразделение, — зону, горизонт или просто на отрезок времени, например миллионов лет, то что мы называем **альфа-разнообразием**, безусловно, еще больше приближается к **бета-разнообразию**, учитывая небольшие флуктуации фации по разрезу. Однако в палеонтологии понятие **бета-разнообразия** может рассматриваться в гораздо больших пространственных границах, например как биоразнообразие в пределах разных фаций Балтоскандийского бассейна в определенный интервал времени. Понятие **гамма-разнообразия** отвечает таксономическому разнообразию на разных палеоконтинентах, например в пределах одного климатического пояса.

Очевидно, что альфа-разнообразие конодонтов находится в обратной зависимости от скорости осадконакопления отложений, которая чем меньше, тем больше количество видов в пробе. Это утверждение абсолютно верно в масштабе геологического времени, когда в одном слое накапливаются предковые и потомковые формы одних филогенетических линий, увеличивая тем самым количество видов в пробе. Но основным механизмом повышения разнообразия в случае увеличения времени накопления осадка считается суммирование бета- и альфа-разнообразия сообществ за счет их неоднократного пространственного смещения из-за постоянных изменений обстановки окружающей среды в интервале рассматриваемого времени [Tomasovych, Kidwell,

2009]. Это касается в основном бентосной фауны, однако тот же механизм, только в смягченной форме, влиял и на пелагические сообщества, ограниченные определенными глубинами обитания и циркуляционными системами в бассейнах.

В результате чем больше время накопления осадков, тем больше первичное альфа-разнообразие переходит в бета-разнообразие, для которого характерно большее количество видов. Повышенное таксономическое разнообразие конодонтовых фаун глауконитовых песчаников северо-западной части Восточно-Европейской платформы и отложений нижней раннеордовикской части бурубайтальской свиты, по всей вероятности, связано именно со значительной конденсированностью отложений.

В качестве базовой единицы таксономического разнообразия (альфа-разнообразия) конодонтов в данной работе рассматривается количество видов в отдельной пробе.

Далеко не всегда удается получить достоверное представление о полном таксономическом составе комплекса конодонтов. На практике оценка разнообразия конодонтов в первую очередь определяется размером полученной выборки конодонтов, т. е. размером пробы и содержанием в ней конодонтов. То, что размер образца влияет на количество обнаруженных видов, было известно с самого начала развития статистических методов оценки биоразнообразия [Peet, 1974; Soetaert, Heip, 1990] (рис. 58). Работы по активной разработке и уточнению различных матема-

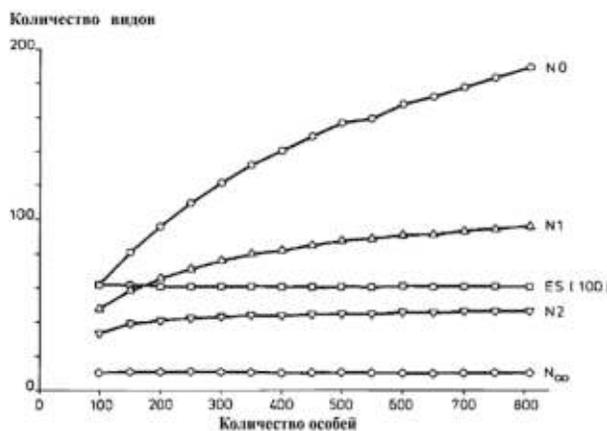


Рис. 58. Разнообразие (число видов) для различного объема пробы в сообществах глубоководных средиземноморских нематод [Soetaert, Heip, 1990]. При низком разнообразии и относительной выравненности сообщества полный учет количества видов достигается при сборе не менее 800 экземпляров

тических методов учета неравновесности первичных данных и приведению их к единой форме для более адекватного отражения первичных данных ведутся до сих пор.

Подсчет найденных видов конодонтов при выборке разного количества экземпляров конодонтов (25, 50, 100, 200...) (из проб леэтсестой и волховской свит, р. Лава) показал результаты (рис. 59) [Tolmacheva, 2001], сходные с полученными данными в сходных экспериментах по выявлению биоразнообразия современных сообществ (рис. 58) [Soetaert, Heip, 1990]. Показано, что при низкой доминантности сообщества (когда 3–4 вида присутствуют примерно в одном количестве) для получения полного таксономического состава комплекса необходимо и достаточно выделить не менее 500 экземпляров конодонтов (рис. 59). При высоком уровне доминантности (более 70% одного вида) и высоком разнообразии сообщества 500 экземпляров недостаточно для получения полного таксономического состава. Необходимо большее количество экземпляров коллекции.

Однако практический опыт выделения конодонтов из разных типов отложений ордовика в Казахстане показывает, что получить коллекцию конодонтов, состоящую из более чем нескольких сотен элементов, является сложной задачей. Содержание конодонтов в пробах, считающихся высокопродуктивными, редко превышает несколько десятков – сотню элементов на 1 кг породы.

Исключение составляют конденсированные отложения северо-западной части Восточно-Ев-

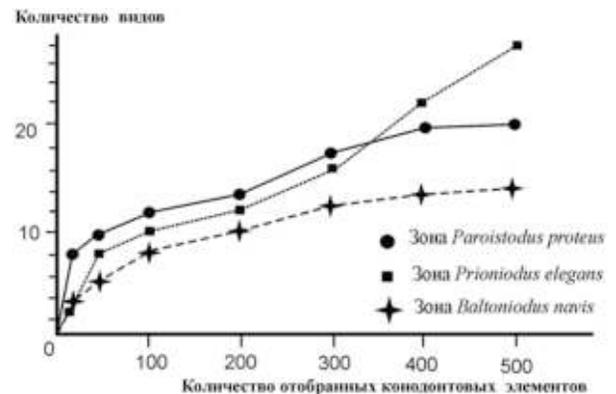


Рис. 59. Альфа-разнообразие (число видов) конодонтов в разрезе латорпского и волховского ярусов на р. Лава (Ленинградская область). При низком разнообразии и выравненности сообщества полное количество видов достигается при отборе не менее 500 экземпляров (пробы зон *Paroistodus proteus* и *Baltioniodus navis*)

ропейской платформы, где количество конодонтовых элементов на 1 кг пробы может достигать десятка тысяч. Особенно непредставительным для оценки полного таксономического состава конодонтовых фаун оказывается материал из скважин, где объем пробы сам по себе ограничен. В результате во многих местонахождениях изученных регионов, где даже удается точно определить возраст по конодонтам, мы получаем представление только о немногих доминирующих видах. Таким образом, для значительной части изученных территорий полное биоразнообразие остается скрытым, что уменьшает степень достоверности интерпретаций любых глобальных построений, в том числе в области био- и палеогеографии.

Степень выравненности сообществ определяется соотношением численности отдельных видов. За редким исключением в экосистемах среди организмов, принадлежащих к одному трофическому уровню, экологической или таксономической группе, большая часть численности или биомассы достигается за счет вклада очень немногих видов [например, McGill et al., 2007]. Так, в изученных конодонтовых комплексах 70–80% численности стабильно составляют элементы только 3–4 видов, между которыми соотношение меняется от пробы к пробе по разрезу или местонахождению. Предполагается (и частично подтверждается прямыми наблюдениями), что высокая степень доминантности или слабая степень выравненности характерны для сообществ, испытывающих стресс в ходе каких-либо абиотических или биотических событий [например, Scrosati, Heaven, 2007].

Для оценки выравненности сообществ в палеонтологии, как правило, широко используются всего два индекса – Симпсона и Шеннона или Шеннона-Уивера [Pielou, 1974; Peet, 1974; Sagar, Singh, 1999]. Если в первом индексе большую роль играют доминирующие таксоны, то в последнем большой вклад в значение индекса вносят редкие виды, встречающиеся в единичных экземплярах. В связи с этим к применению индекса Шеннона-Уивера есть практическое требование: количество видов и размер пробы сравниваемых комплексов должны быть примерно одинаковыми [Баканов, 2000].

Таксономическое разнообразие конодонтовых фаун в отложениях ордовика изученных районов Центрально-Азиатского пояса очень изменчиво. Если из проб кремнистых конденсированных отложений нижней части бурубайтальской свиты выделено не более 19 видов, то максимальное количество видов, обнаруженных в карбонатных породах найманской свиты, достигает 35.

Альфа-разнообразие конодонтов из кремнистых отложений сильно зависит от того, выделяются ли комплексы растворением или изучаются непосредственно в породе. Химическое выделение конодонтов дает возможность идентифицировать значительно большее количество видов. Выделение конодонтов из кремней показало, что таксономическое альфа-разнообразие конодонтовой фауны нижнего ордовика в пелагических глубоководных фациях Казахстана сопоставимо с таковым из более мелководных карбонатных отложений этого же региона и составляет примерно 18–25 видов. Однако уже в среднем ордовике таксономический состав конодонтов из отдельных местонахождений мелководных пород Казахстана значительно превышает альфа-разнообразие глубоководных сообществ (рис. 60). Это отчетливо видно на примере узунбулакской и найманской свит, откуда получено более тысячи экземпляров конодонтов и выявляется полное альфа-разнообразие комплексов.

Кроме того, независимо от способа изучения конодонтов в конденсированных отложениях нижнего и нижней части среднего ордовика обнаруживается принципиально большее количество видов, чем в верхней части среднего и верхнем ордовике. Это только частично определяется конденсацией кремнистого осадка в начале ордовикского времени до зоны *Prioniodus elegans*. Главным же образом меньшее количество видов определяется общим снижением разнообразия конодонтов во второй половине ордовика, которое также наблюдается и по карбонатным, более мелководным фаунам (рис. 60).

Кривая, составленная с учетом количества видов в изученных местонахождениях кремнистых пород по ярусам и частям ярусов (для дарривильского и сандбийского веков), по сути является отражением альфа-разнообразия пелагических глубоководных сообществ конодонтов. Во-первых, кремнистые породы относятся к одной и той же глубоководной фации, а во-вторых, разнообразие конодонтов во всех кремнистых местонахождениях одного возраста одинаковое, а различия, если они и выявляются, связаны с разной степенью качества отбора пробы и сохранностью конодонтов. На кривой отражается значительно большее альфа-разнообразие пелагических конодонтов в раннем ордовике, чем в среднем и позднем. В дапинское время и с верхней половины дарривильского века конодонтовые фауны казахстанского океана становятся бедными в таксономическом отношении, подтверждая то, что на протяжении большей части ордовика океанские воды были олиготрофными [Martin, 1996].

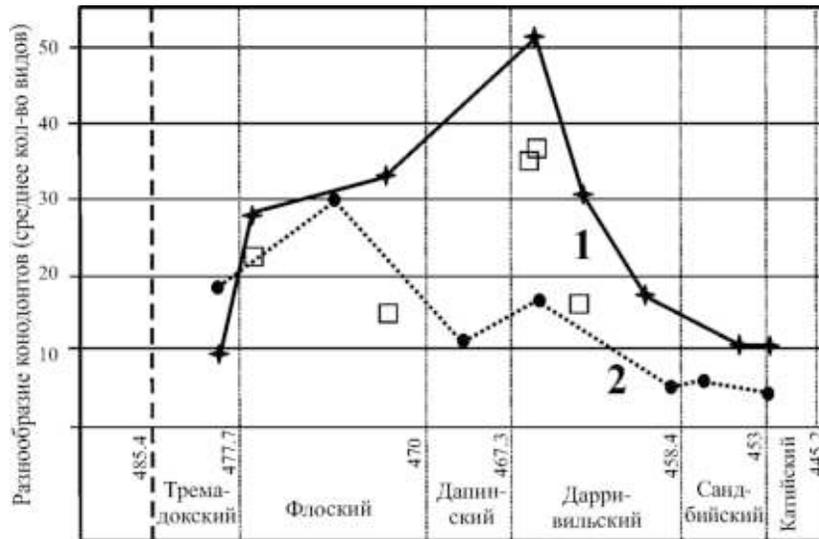


Рис. 60. Таксономическое разнообразие конодонтов в Казахстане

1 — бета-разнообразие конодонтов в карбонатных породах; 2 — альфа-разнообразие конодонтов в кремнистых породах (вычислено как количество видов по местонахождениям в интервалах яруса или части яруса). Квадратиками отмечено альфа-разнообразие конодонтов в некоторых карбонатных местонахождениях

Оценка альфа-разнообразия неритовых фаун Казахстана значительно менее достоверна, так как в большинстве местонахождений полный таксономический состав комплексов не выявляется из-за небольшого объема проб или низкого содержания конодонтов в породе. На рис. 60 показано альфа-разнообразие конодонтов из карбонатных местонахождений. В верхнем тремадоке 8 видов из маматской свиты, в флоском веке 23 вида из кенташской толщи и 17 видов из акжальской свиты. Для дарривильского века указано количество видов в наиболее многочисленных коллекциях из найманской, узунбулакской и тасбулакской свит. Хотя этих данных недостаточно для корректного сравнения альфа-разнообразия в кремнистых и карбонатных породах, представляется, что в нижнем ордовике оно вполне сопоставимо, а в среднем разнообразие неритовых мелководных форм значительно превышает количество открытоморских видов. Кривая бета-разнообразия мелководных конодонтов подтверждает это соотношение разнообразия океанических и мелководных конодонтовых фаун в течение ордовика.

Таксономическое разнообразие конодонтов по всей территории западной части Центрально-Азиатского пояса отвечает бета-разнообразию, так как в него включаются виды из разных фаций палеобассейна. Отмечаются повышение разнообразия фаун к флоскому времени и его

снижение начиная с поздней части лланвирна (рис. 60, 61), что говорит о едином количестве экологических ниш на всем протяжении шельфа, не зависящем от значений глубин. В среднем ордовике в Балтоскандии, переместившейся ближе к экваториальным водам, не наблюдается значительного повышения альфа-разнообразия конодонтовых сообществ, что также может быть связано с характером палеобассейна, развитого на рамповой окраине континента, где отсутствует большое разнообразие экологических ниш. В верхнем ордовике бета-разнообразие конодонтов Балтоскандийского палеобассейна увеличивается в связи со сближением с Лаврентией и проникновением в бассейн североамериканских видов.

Для многих групп современной фауны и флоры характерен значимый меридиональный градиент увеличения разнообразия от полярных к тропическим широтам [Rozenzweig, 1995; Roy et al., 1998]. Несмотря на это общее правило, многие группы фауны, в том числе и морские, являются исключениями. Например, было доказано, что на видовое богатство сообществ диатомовых водорослей, как, возможно, и на сообщества других микроорганизмов, не влияют широты морских бассейнов [Hillebrand, Azovsky, 2001].

Анализ пространственного распространения планктонных фораминифер также показал, что их сообщества на тропических широтах не явля-

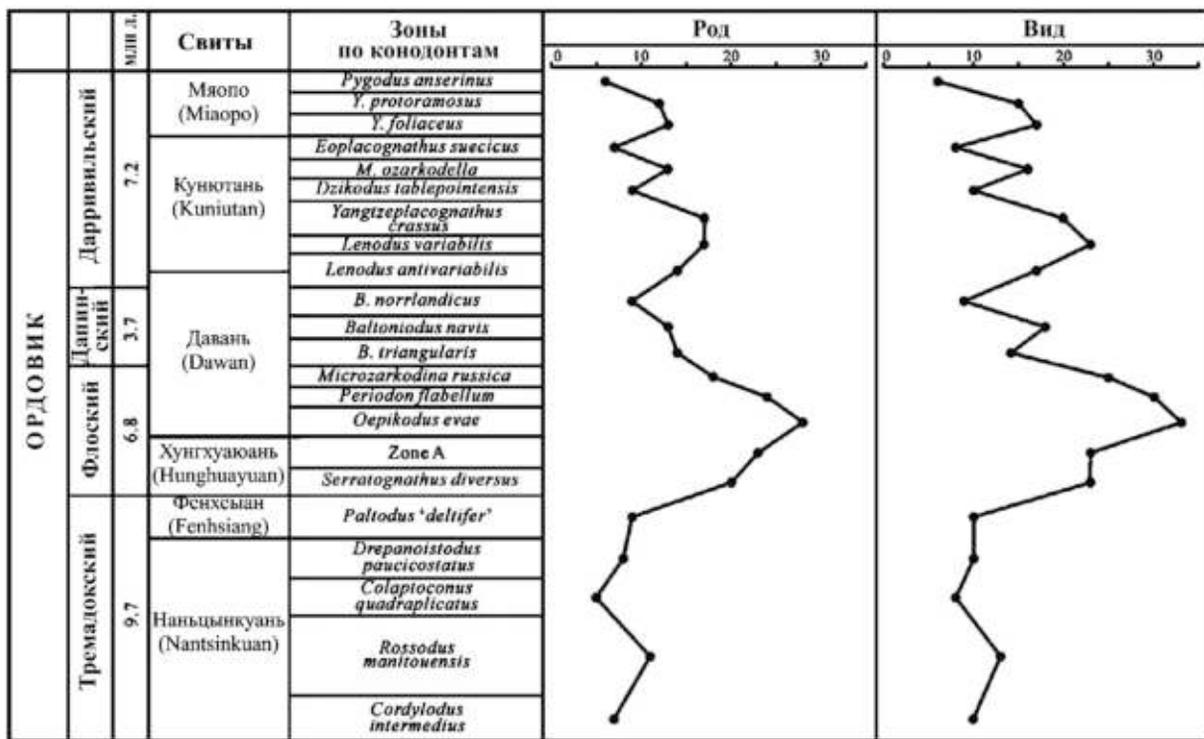


Рис. 61. Динамика альфа? (бета)-разнообразия ниже- и среднеордовикских конодонтов в районе Йечанг провинции Хубей (Южный Китай), по [Wu et al., 2010]

ются самыми таксономически разнообразными. Видовое богатство этой группы фауны подчиняется распределению циркуляционных ячеек на поверхности океанов [Rutherford et al., 1999]. Наибольшее разнообразие планктонных фораминифер приходится на средние широты (около 30°), для которых характерны развитие глубокого постепенного термоклина и соответственно существование большего количества экологических ниш, чем в тропических и полярных широтах с холодными водами, подступающими ближе к поверхности океанов [Rutherford et al., 1999]. Предполагается, что этот же принцип заложен в распределении других современных планктонных групп организмов – крылоногих моллюсков и хетогнат [Rutherford et al., 1999].

Исследования ископаемой фауны подтвердили, что для каждой группы фауны наибольшее разнообразие связано с оптимальным для нее параметром окружающей среды и в том числе с оптимальными температурами. Так, хитинозои в ордовике максимально разнообразны в полярных и субполярных областях, а граптолиты в экваториальных [Vandenbroucke et al., 2010]. С другой стороны, бентосные организмы, такие как брахиоподы, двустворки и гастроподы, на протя-

жении фанерозоя выказывают наибольшее разнообразие в экваториальных областях как следствие более высокой скорости видообразования [Powell, 2007; Valentine, Jablonski, 2010].

Таксономическое разнообразие конодонтов раннего ордовика для Казахстана и такого хорошо изученного региона, как Балтоскандия, сравнительно одинаково, несмотря на то что эти регионы в начале ордовика находились на разных палеоширотах. В первой половине флоского века раннего ордовика бета-разнообразие в Казахстане и в других низкоширотных палеобассейнах, по всей вероятности, остается высоким.

Начиная со среднего ордовика альфа-разнообразие конодонтов из карбонатных отложений Казахстана резко увеличивается и наблюдается его постепенное снижение в течение второй половины среднего и позднего ордовика. Динамика альфа-разнообразия конодонтов раннего и среднего ордовика, отличная от казахстанской, наблюдается в разрезах Южного Китая [Wu et al., 2010] (рис. 61). Максимальное разнообразие (около 30 видов) здесь приходится на флоский ярус с постепенным снижением количества таксонов до 20 и менее в дапинское и дарривильское время.

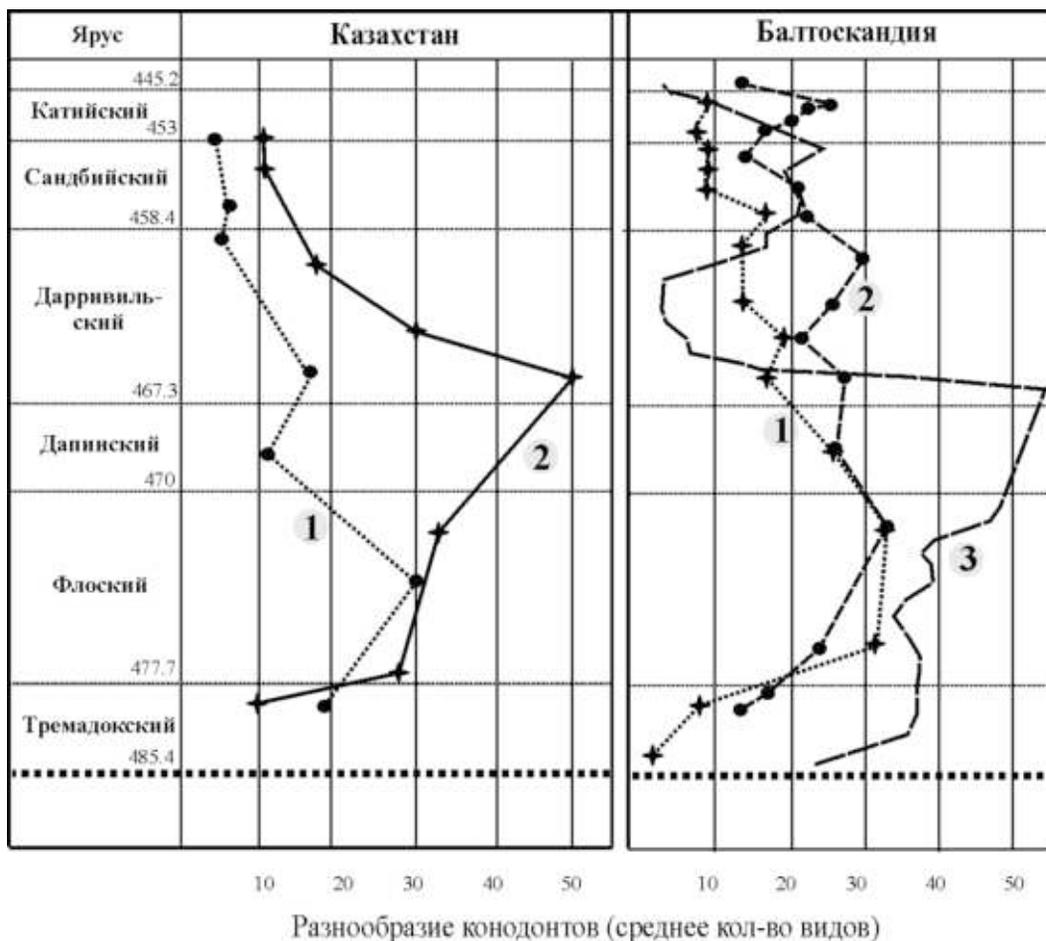


Рис. 62. Сопоставление кривых разнообразия конодонтов в Казахстане (приведенного на рис. 60) и Балтоскандии

Казахстан: 1 – бета-разнообразие конодонтов в карбонатных породах; 2 – альфа-разнообразие конодонтов в кремнистых породах. Балтоскандия: 1 – альфа-разнообразие конодонтов в разрезах Ленинградской области (данные автора, Т. Ю. Толмачева, 2013); 2 – альфа-разнообразие конодонтов в разрезах Эстонии [Mannik, Viira 2012]; 3 – совокупное бета-разнообразие конодонтов в Швеции и Норвегии [Hammer, 2003]

Интересно отметить, что если флоский пик разнообразия конодонтов в Южном Китае Р. Ву [Wu et al., 2010] связывает с теплым климатом, а в дапинское время вымирание – с похолоданием, то увеличение разнообразия в раннедарривильское время он соотносит с импактными событиями, характерными для этого времени и прослеженными главным образом в Балтоскандии [Schmitz et al., 2006]. Импактные события, возможно, могли влиять на увеличение альфа-разнообразия фаун, однако раннедарривильский пик на уровне альфа-разнообразия наблюдается только в палеобассейнах, расположенных в низких широтах (например, в Казахстане), тогда как в высоких он прослеживается только на уровне

бета-разнообразия, обозначающем увеличение градиента фаун в пределах фациальных рядов одного палеобассейна.

Таким образом, можно сделать следующие выводы:

1. В раннем ордовике (флоский ярус) меридиональный градиент разнообразия конодонтовых фаун достаточно слабо выражен при общем очень высоком уровне альфа-разнообразия на всех палеоширотах (рис. 62).

2. В низах среднего ордовика (дапинский ярус) разнообразие в целом уменьшается на всех палеоширотах.

3. В дарривильском ярусе разнообразие конодонтов резко увеличивается в низких широтах при относительно его стабильном состоянии или небольшом снижении в палеобассейнах, расположенных в более холодных водах, например в Балтоскандии.

4. В верхах среднего и позднем ордовике наблюдается постепенное общее снижение количества видов, в том числе в низких широтах, вероятно, в связи с развивавшимся общим похолоданием.

Такая динамика фаун в мире хорошо согласуется с предложенной интерпретацией раннего ордовика как теплого периода со стагнированным

океаном, в котором хорошо развитый термоклин создавал большое количество экологических ниш для видообразования. Начавшаяся в конце флоского времени термогалинная циркуляция, связанная с уменьшением общей температуры климата, привела к вымиранию старых фаун и появлению новых, что уменьшило в дапинское и дарривильское время альфа-разнообразие и увеличило бета-разнообразие конодонтов. В целом при этом увеличился градиент таксономического разнообразия фаун между полюсами и экватором. Еще большее похолодание в позднем ордовике ведет к общему снижению разнообразия конодонтов.

ПАЛЕОЭКОЛОГИЯ КОНОДОНТОВ, ИХ ОБРАЗ ЖИЗНИ И ТРОФИЧЕСКИЕ ВЗАИМООТНОШЕНИЯ

Несмотря на более чем 150-летнюю историю изучения конодонтов, мы удивительно мало знаем об их образе жизни и экологических взаимоотношениях со средой или другими организмами. Это во многом связано с тем, что таксономические составы конодонтовых комплексов, являющиеся основой для экологических анализов, в большинстве случаев представлены неполно. Особенно сильны тафономические и лабораторные потери среди мельчайших и наиболее хрупких конодонтовых элементов, создается количественный перекос в сторону видов с более крупными и крепкими элементами. Кроме того, прямые актуалистические подходы к взаимоотношениям в сообществах конодонтов затруднены в связи с ограниченностью данных об анатомии конодонтового животного и, возможно, несколько отличными параметрами биоты в палеозое по сравнению с современностью.

Основной широкодоступный и распространенный способ исследования экологии конодонтов сводится к анализу доминирования тех или иных таксонов по разрезам и интерпретации выделенных на этом основании биофаций. Через био- и литофации оценивается приуроченность видов к определенным биотопам и на этом основании предполагается их местообитание в пределах фациальных рядов (например, на внешних или внутренних частях платформ) [Pohler, 1994, Johnson, Barnes, 1999]. Кроме того, об образе жизни конодонтов, их питания и взаимоотношениях с окружающими организмами судят по редким находкам отпечатков мягкого тела [Briggs et al., 1983; Gabbott et al., 1995] и морфофункциональном анализе самих конодонтовых элементов [Purnell, von Bitter, 1992; Purnell, 1995]. В настоящее время большинство исследователей считают, что конодонты вели неактивно передвигающийся (планктонный) образ жизни, как пелагические, неритовые и нектобентосные организмы [Zhen, Percival, 2003], и были плотоядными [Aldridge, Purnell, 1996] либо детритофагами [Nicoll, 1995].

Буквально единицы исследователей использовали анализ частотного распределения конодонтов по размеру для выявления особенностей онтогенетического развития определенных видов [McHargue, 1982] или определенных условий среды обитания [Luo et al., 2006; Luo et al., 2008]. Однако при наличии стандартного выделенного палеонтологического материала результаты такого рода исследований неоднозначны и спорны из-за сортировки и потери конодонтов в процессе осадконакопления и лабораторной обработки. Перспективы дальнейших реконструкций экологических взаимоотношений этой группы фауны во многом связаны с накоплением статистического материала по структуре и составу конодонтовых популяций, а кроме того, с находками конодонтовых элементов в желудках ископаемых хищников или фекальных пеллетах. Такие находки, с одной стороны, указывают на место конодонтов в пищевых цепях палеозойских морей, а с другой — являются основой для выявления поведенческих особенностей как организмов, которые питались конодонтами, так и самих конодонтов. Однако находки, прямо свидетельствующие о трофических связях конодонтов, встречаются относительно редко и, как правило, они единичны [Williams, 1992; Leslie, 1997].

Единственным известным в мире на настоящее время исключением являются верхнекембрийские — нижнеордовикские кремнистые отложения Сакмарской зоны Южного Урала и ряда свит (бурубайтальской, акдымской, ушкызыльской) кремнистого состава верхнего кембрия — среднего ордовика Центрального Казахстана, где фекальные пеллеты, состоящие либо из ювенильных конодонтовых элементов, либо из мельчайших обломков створок пелагических членистоногих, на некоторых стратиграфических уровнях находятся в массовом количестве [Tolmacheva, Purnell, 2002]. Присутствие в породе фекальных пеллет характерно только для относительно узкого интервала верхов кембрия и низов ордовика (вплоть до верхней части зо-

ны *Prioniodus elegans*), где их сохранность объясняется бескислородными обстановками как в толще воды, так и в осадке. В более молодых кремнистых отложениях фекальные пеллеты отсутствуют, что, наиболее вероятно, связано с обогащением кислородом донных вод. Кроме того, фекальные пеллеты, сохранившие свою структуру в конденсированном осадке, после разложения органического вещества свидетельствуют об отсутствии переотложения осадка и, следовательно, о минимальной сортировке конодонтового комплекса. Это также подтверждается обилием ювенильных конодонтовых элементов на этих стратиграфических уровнях, что совершенно не характерно для комплексов, выделенных из карбонатных пород.

Сходные конодонтовые комплексы, включая группировки элементов, известны только из кремнистых отложений складчатой зоны Лачлан (Lachlan) юго-восточной части Австралии [e.g. Murray, Stewart, 2001], однако работы по изучению этого материала ограничиваются анализом биостратиграфического распространения видов и палеогеографических особенностей комплексов.

Первые данные об единичных группировках конодонтовых элементов в кремнистых отложениях ордовика Казахстана были получены более 20 лет назад [Барсков, Новиков, 1984], но основная и большая коллекция этих палеонтологических объектов была собрана авторами проекта в течение более чем пятнадцати полевых сезонов в Центральном Казахстане и на Южном Урале. Группировки конодонтовых элементов встречаются практически во всех кремнистых свитах западной части Центрально-Азиатского пояса в узком стратиграфическом интервале от верхнего кембрия до нижнего аренига.

Коллекции авторов содержат несколько тысяч группировок конодонтовых элементов и десятки тысяч отдельно расположенных элементов. Наиболее изучены в настоящее время конодонты из бурубайтальской свиты Юго-Западного Прибалхашья [Tolmacheva, Purnell, 2002; Tolmacheva et al., 2004].

Согласно последним представлениям, кремнистые, преимущественно биогенные, отложения бурубайтальской свиты были сформированы в относительно глубоководном бассейне на значительном удалении от возможных источников терригенного сноса (Tolmacheva et al., 2004). Палеонтологические остатки в кремнях немногочисленны и не разнообразны, а комплекс фауны, характеризующий свиту, типичен для черносланцевых и кремнисто-терригенных отложений нижнего палеозоя [например, Ethington, 1981]. Конодонты встречаются по всему стратиграфическому

интервалу свиты, но их количество в породе варьирует от нескольких элементов на квадратный метр поверхности кремней до нескольких тысяч. Многочисленные группировки конодонтовых элементов, как было отмечено выше, встречаются только в нижнеордовикской части свиты. Их максимальная концентрация приходится на верхнюю половину зоны *Paroistodus proteus*. Из наиболее богатых конодонтами слоев желто-серого кремня на этом стратиграфическом уровне было выделено более 400 группировок конодонтовых элементов. Для сравнения были использованы коллекции группировок конодонтов нижнего ордовика из других разрезов бурубайтальской свиты. Каждая группировка состоит исключительно из конодонтовых элементов одного вида, при этом в группировках очень редко наблюдаются прижизненные или приближенные к ним структуры аппаратов; во многих наиболее сохранившихся группировках элементы сильно сближены. Многие группировки имеют овальную или круглую форму. Отсутствие органического вещества фекальных остатков не удивительно; в целом в кремнях на этом стратиграфическом уровне не сохраняется органическое вещество. Более того, часто не сохраняется и первичный фосфатный состав конодонтовых элементов, во многих случаях конодонты состоят из кремнезема или представлены пустотами.

Если группировки с конодонтами были сразу замечены при просмотре образцов породы, то скопления, состоящие из мельчайших фрагментов створок членистоногих, не привлекали внимания до последнего времени. Детальное изучение материала показало, что сгустки из измельченных членистоногих намного многочисленней, чем пеллеты из конодонтов и, по всей вероятности, тоже являются фекальными пеллетами. Размеры этих скоплений в большинстве случаев идентичны размерам пеллет, содержащих мелкие ювенильные конодонтовые элементы. То, что мелкие фрагменты, встречающиеся в фекальных пеллетах, принадлежат членистоногим, было установлено средствами электронной микроскопии, позволяющей увидеть на поверхности фрагментов структуру, характерную для створок кариокаринид [Vannier et al., 2003]. Кроме того, в пеллетах нередко сохраняются мельчайшие шипы, характерные для терминальной части карапаксов.

Обобщая данные о составе и строении фекальных пеллет, можно отметить, что пеллеты, состоящие из размельченных членистоногих, гораздо более распространены, чем группировки с конодонтовыми элементами. Размеры таких пеллет практически никогда не превышают 0,3–0,4 мм.

Фекальные пеллеты с конодонтами всегда состоят из элементов одного вида и одного размера, т. е. находящихся на одной онтогенетической стадии. Более 90% пеллет содержат остатки молодых организмов. Их размер от 0,2 до 0,5 мм.

Подавляющее большинство фекальных пеллет содержит от трех до пятнадцати и даже девятнадцати (в случае конических форм) элементов, т. е. остатки одной конодонтовой особи. Пеллеты, содержащие остатки более молодых индивидуумов, как правило, содержат большее число элементов. В такого типа пеллетах нередко содержится полный конодонтовый аппарат. Пеллеты, сложенные остатками крупных взрослых организмов, часто содержат только несколько элементов. Это, возможно, связано с более продолжительным периодом переработки жертвы и постепенным удалением остатков пищи из организма. Тем не менее не исключено, что более крупные пеллеты распадались в толще воды легче, чем маленькие и компактные [Saito et al., 2005].

Несколько крупных (до 5 мм) фекальных пеллет содержат большое количество (до 100 и более) конодонтовых элементов, при этом находящиеся в коллекции крупные пеллеты все представлены разными видами. Несмотря на принципиально большие размеры, каждая их них, как и небольшие пеллеты, содержит элементы одного возраста и одного вида (рис. 63).

В кремнях на разных стратиграфических уровнях встречаются как пеллеты, так и разобщенные конодонтовые элементы. Однако их количества не всегда пропорциональны друг другу. На некоторых уровнях, исключительно богатых конодонтами, их группировки редки, тогда как на уровнях с редкими элементами до половины из встреченных конодонтов связаны в кластеры. Некоторые виды, одинаково многочисленны, в разобщенном виде встречаются в кластерах чаще, чем другие. Так, группировки с элементами *Drepanodus arcuatus* Pander и *Paracordylodus gracilis* Lindström широко распространены в отличие от группировок с *Decoriconus peselephantis* s.l. Последние встречаются не чаще, чем одна на несколько сотен отдельных элементов, и только благодаря обнаружению в разрезе слоя, где плотность палеопопуляции этого вида исключительно высока, удалось найти несколько десятков фекальных пеллет с его элементами.

Традиционные методы выделения конодонтов путем растворения и дезинтеграции породы слабо применимы для популяционного анализа, и тем более для изучения фекальных пеллет. Выделенные конодонтовые элементы дают представление об их морфологии, но лабораторный процесс

в значительной мере меняет структуру полученных комплексов. При обработке породы теряется ювенильная часть сообщества и изменяется соотношение видов из-за потери наиболее хрупких элементов. Кроме того, разрушается большинство из находящихся в породе фекальных пеллет.

Данные для популяционного анализа конодонтов можно получить только на основе измерения и подсчета их непосредственно в сколах или на поверхностях напластования пород. Для кремнистых и реже кремнисто-терригенных пород с медленными скоростями осадконакопления характерно относительно большое количество конодонтовых элементов на единицу площади изученных образцов, т. е. относительно высокая «плотность популяций». Подсчеты и измерения производятся в пределах одной поверхности напластования или тонкого пласта для минимизации возрастного интервала усреднения палеопопуляций, существовавших за относительно длительное время накопления слоя.

Для изучения и измерения конодонтов и их группировок были специально изготовлены ориентированные шлифы, которые в прозрачных и полупрозрачных кремнях обычно имеют толщину от 0,5 до 2 мм. А в непрозрачных разностях кремней элементы изучались в сколках породы или на поверхностях напластования.

Первичными данными для популяционного анализа конодонтов является размер их отдельных элементов, который у большинства видов определяется длиной зубца или длиной заднего стержня. По этим параметрам выбираются размерные классы и строятся частотные распределения разных видов по размеру. Поскольку форма частотного распределения напрямую связана с выбором размерных классов, они для каждого вида подбираются отдельно, исходя из разницы между минимальной и максимальной величиной элемента. При этом допускается, что скорость роста конодонтовых элементов находится в прямой зависимости от их конечного размера и, возможно, от размера конодонтоносителя.

На основании частотного распределения были построены кривые выживания, отражающие уровень смертности в разных возрастных группах различных видов конодонтов. Кроме того, они в ряде случаев были построены для конодонтовых элементов, находящихся в фекальных пеллетах. Сравнение кривых выживания для одного и того же вида, построенные для отдельных элементов и элементов в фекальных пеллетах, позволили выявить размерную часть популяции, выедаемую хищниками, в том числе теми, которые формируют пеллеты, сохраняющиеся в кремнистом осадке. Разнообразии форм кривых выживания у раз-

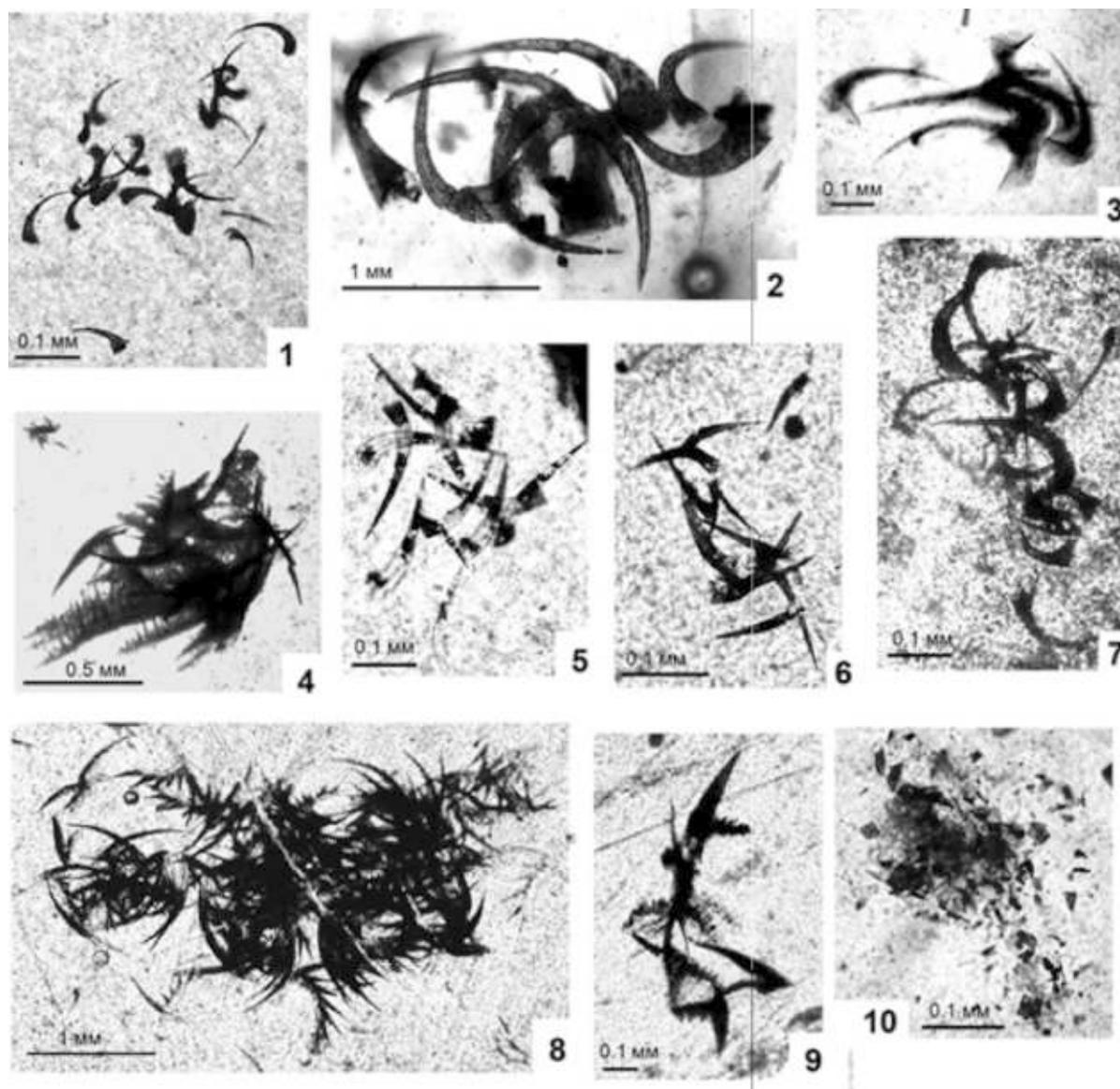


Рис. 63. Фекальные пеллеты

1–9 – пеллеты, состоящие из конодонтовых элементов: 1, 3 – *Parioistodus proteus* (Lindström): 1 – полный аппарат с ювенильными элементами, 3 – фрагмент аппарата; 2 – *Drepanodus arcuatus* Pander, неполный аппарат взрослой особи; 4 – *Oepikodus intermedius* (Serpagli), спрессованный аппарат взрослой особи; 5, 6 – *Decoriconus peselephantis* s.l. (Lindström), неполные аппараты с ювенильными элементами; 7 – *Cordylodus proavus* Muller, полный аппарат ювенильной особи; 8 – *Paracordylodus gracilis* Lindstrom, пеллета, включающая в себя остатки нескольких особей; 9 – *Prioniodus oepiki* (McTavish), фрагмент аппарата взрослой особи; 10 – пеллета из обломков створок пелагических членистоногих

ных видов свидетельствует о разнообразии образа жизни конодонтов в пелагических обстановках и сложности их трофических взаимоотношений в сообществе.

Даже поверхностное изучение отдельно расположенных конодонтовых элементов и элементов в пеллетах показывает, что потери в популяциях

этих организмов были как от естественной смертности, так и от хищничества. Особи конодонтов и членистоногих поедались некими животными, в частности такими, которые могли производить фекальные пеллеты. При этом у разных видов выедались определенные по размеру части популяций. Не всегда хищничество было нацелено

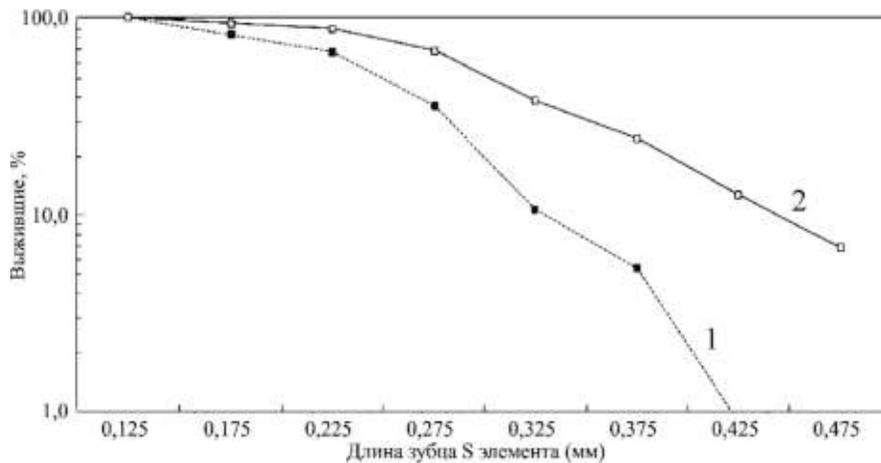


Рис. 64. Кривые выживания конодонтов вида *Paracordylodus gracilis* Lindström, 1955 (бурубайгальская свита, разрез 9706, верхняя часть зоны *Paroistodus proteus*) [Tolmacheva, Purnell, 2002]

1 — кривая, построенная по результатам измерения конодонтов в фекальных пеллетах;
2 — по результатам измерения отдельно расположенных в породе элементов

на ювенильных особей. Так, кривые выживания, построенные для одного из наиболее широко распространенных видов *Paracordylodus gracilis* [Lindström, 1955], показали, что хищник, формирующий пеллеты, выедал главным образом среднеразмерную и крупноразмерную части популяции (рис. 64) [Tolmacheva, Purnell, 2002]. Предполагается, что разные виды претерпевали давление хищников на разных онтогенетических стадиях. Уже первые попытки построения кривых выживания для отдельных видов показали различие их форм, что свидетельствует о разнообразии образа жизни конодонтов и сложности их трофических взаимоотношений в сообществе.

Наличие двух разных типов пеллет — мелких и крупных с разным количеством элементов — позволило предположить, что конодонтами питались по крайней мере два разных хищника, имевших разную поведенческую стратегию. Один хищник потреблял одну или очень редко две жертвы за один раз, тогда как другой, более крупный хищник поедал одновременно до десятка индивидуумов. Средняя стратегия не зафиксирована; ни одна из имеющихся в распоряжении автора группировок не состоит из остатков трех или четырех особей, а несколько группировок, содержащие двух индивидуумов, состоят из элементов, находящихся на очень ранних онтогенетических стадиях [Tolmacheva, Purnell, 2002]. К сожалению, никакое прямое изучение состава пеллет не отвечает на вопрос, кто же собственно питался конодонтами и пелагическими членистоногими.

Актуалистический подход к реконструкциям фаунистических сообществ пелагиали ордовика, при некоторой неопределенности, позволяет предложить ответ на этот вопрос. В нашем случае возможное решение могут подсказать трофические взаимоотношения хетогнат, которые являются наиболее близким экологическим аналогом конодонтов. При этом основным допущением для всех дальнейших рассуждений является предположение, что конодонты были хищниками, как хетогнаты. Этот спорный вопрос в данной работе не обсуждается, а автор придерживается точки зрения, что по крайней мере большинство пелагических конодонтов с аппаратами, состоящими из конических элементов, были хищниками.

Хетогнаты являются морскими пелагическими хищниками, которые способны активно передвигаться в толще воды. Их основная пища — это мелкие членистоногие — копеподы, в свою очередь потребляющие преимущественно фито и зоопланктон (рис. 65). Хетогнаты являются источником питания для многих групп макрофагов, среди которых и цефалоподы, рыбы, кишечечно-полостные и многие другие. Форма и размеры этих животных, отнесенных к типу щетинкочелюстных, сходны с конодонтами, и они вполне справедливо считаются их современными экологическими аналогами. Более того, существует мнение, что кембрийские протоконодонты относятся к хетонатам или по крайней мере близки к ним в филогенетическом отношении [Szaniawski, 1982; Szaniawski, 2002].

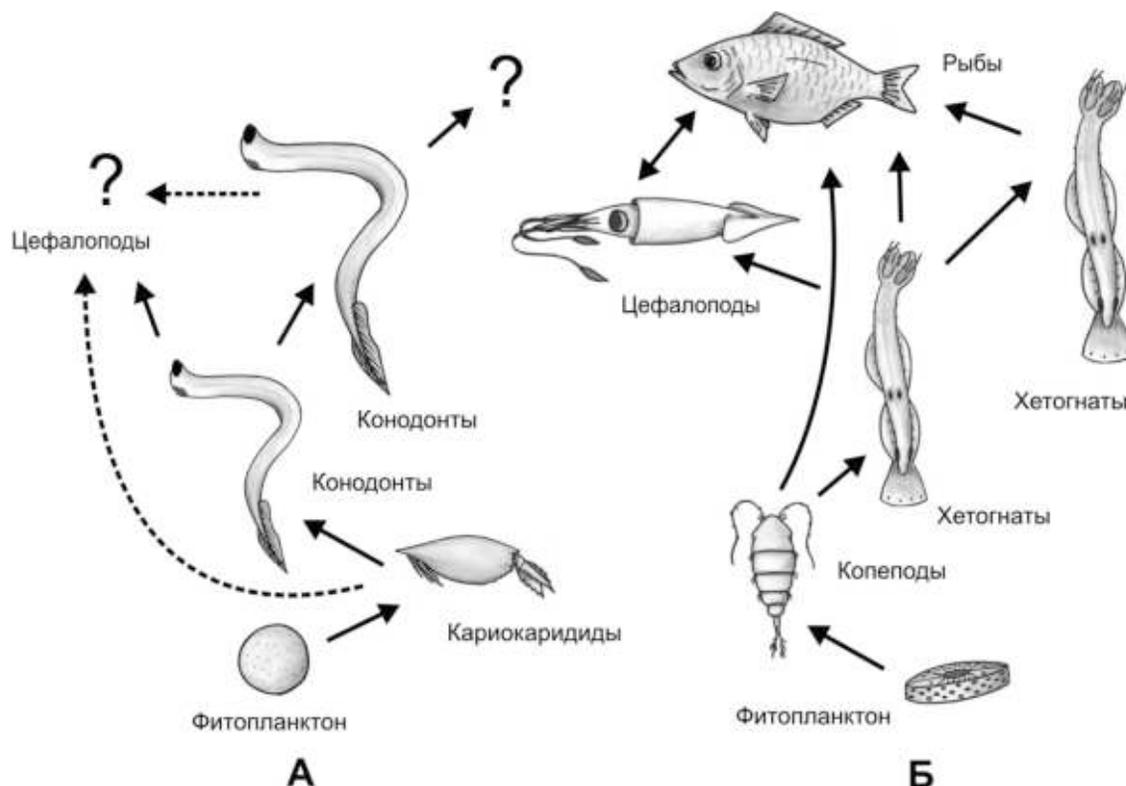


Рис. 65. Сравнение сходных звеньев трофических цепей в пелагических сообществах ордовика и современных океанов

А – трофическая связь конодонтов и членистоногих в пелагиали ордовикского периода. Пунктиром показаны возможные трофические пары; Б – упрощённая трофическая цепочка современной пелагической экосистемы, показывающая пищевые связи хетогнат [Duró, Saiz, 2000; Saito, Kiørboe, 2001]

Содержимое желудков ряда видов этих организмов показало, что большинство наполненных желудков хетогнат содержит остатки одной единственной жертвы, тогда как остатки двух и более жертв составляют только несколько процентов в изученных желудках [Duró, Saiz, 2000; Saito, Kiørboe, 2001]. В подавляющем большинстве хетогнат были найдены копеподы и только в 5% случаев были обнаружены ювенильные хетогнаты. Размеры жертв по отношению к размерам хищников в большинстве случаев соотносились как 1:5, т. е. жертва составляла 20% от длины тела хищника.

Эти закономерности хорошо согласуются с данными по фекальным пеллетам, найденным в отложениях бурубайтальской свиты. Так же как и пищеварительные тракты хетогнат, подавляющее большинство пеллет содержит остатки пелагических членистоногих и намного реже остатки одного, как правило, мелкого ювенильного индивидуума той же фаунистической группы, к которой принадлежит хищник. Т. е. прослеживает-

ся сходство стратегии питания между одним из хищников пелагического сообщества ордовика и современными хетогнатами. Возможность того, что маленькие пеллеты принадлежат к древним хетогнатам, несомненно, обитавшим в пелагиали ордовикских морей, не исключена, но маловероятна. Группировки конодонтовых элементов находятся примерно в одинаковом количестве, как в кембрийских, так и в нижнеордовикских кремнях, тогда как в отложениях кембрия и нижнего тремадока протоконодонтов *Phakelodus tenuis* (Müller), относимых к хетогнатам, встречается множество, а к среднему тремадоку их количество резко уменьшается. В вышележащих отложениях находки протоконодонтов единичны. Наиболее вероятными хищниками, потребляющими пелагических членистоногих, могли быть настоящие конодонты, которые, помимо общего сходства с хетогнатами по форме и размерам тела, могли иметь и сходный тип питания. Т. е. современная трофическая пара хетогнаты – копеподы в ордовикских пелагических

экосистемах могла иметь своего близкого аналога — трофическую пару конодонты — кариокарииды (рис. 65).

Примечательно, что соотношения размеров тела хетогнат и копепод примерно соответствуют размерам конодонтов и кариокариид при условии, что размеры конодонтов в ордовике были такими же, как и у их потомков, найденных в отложениях каменноугольного периода [Briggs et al., 1983]. Но все эти заключения касаются только маленьких пеллет, чьи размеры не превышают 0,5 мм, и состоят они из остатков одного организма.

Возможно, что крупные виды конодонтов потребляли не только ювенильных особей, но и взрослых индивидуумов других, более мелких видов. Однако в пеллетах встречаются не только взрослые небольшие элементы *Decoriconus peselephantis* s.l., но и наиболее крупные элементы в комплексах таких видов, как *Paracordylodus gracilis* Lindström и *Drepanodus arcuatus* Pander. Рассуждения о том, какой вид конодонтов мог потреблять другой вид этой же фаунистической группы, упираются в вопрос, какой конодонт был крупнее. А решение данного вопроса требует допущения: размер элементов прямо пропорционален размерам животного — носителя конодонтовых элементов, что абсолютно не очевидно.

Крупные фекальные пеллеты, состоящие из остатков множества индивидуумов, характерны для более крупного хищника, способного потреблять несколько жертв за один раз. Такая стратегия питания предполагает возможность активного передвижения в толще воды и относительно крупные размеры. Остатки организмов, обладающих такими параметрами, отсутствуют в кремнях бурубайтальской свиты, но их существование в пелагических сообществах Казахстана несо-

мненно. Наиболее вероятно, что такими хищниками являются цефалоподы.

Крупные пеллеты указывают на еще одну интересную особенность образа жизни конодонтов. Очень трудно предполагать, что хищник, продуцирующий эти пеллеты, проявлял такую высокую степень селективности при выборе свободно плавающих жертв, предпочитая конодонтов одного вида и одного возраста. Скорее всего для конодонтов был не характерен разобщенный образ жизни индивидуумов, а они обитали или регулярно объединялись в когорты особей одного поколения. Обитание в когортах очень характерно для современных мелких, активно передвигающихся рыб, способных держаться поблизости друг к другу. Относительно менее активно плавающие морфоэкологические аналоги конодонтов — хетогнаты ведут индивидуальный образ жизни, но объединяются по поколениям и видам в суточных и сезонных вертикальных миграциях. Такой образ жизни наиболее вероятен и для пелагических конодонтов.

В настоящее время сделаны только первые шаги в реконструкции трофических связей пелагического сообщества конодонтов кембрия и нижнего ордовика. Выявлены особенности популяционной структуры и подсчитаны потери от хищников только для одного из самых распространенных видов сообщества верхов тремадока — низов аренига вида *Paracordylodus gracilis* Lindström. Выдвинуты обоснованные предположения о трофических взаимоотношениях конодонтов с мелкими пелагическими членистоногими и об их образе жизни. Однако для полной реконструкции трофических взаимоотношений необходимы понимание структуры всех популяций видов биоты и детальное изучение всех остатков их жизнедеятельности.

КЛАССИФИКАЦИЯ И СИСТЕМА ОБОЗНАЧЕНИЙ КОНОДОНТОВ

Конодонтовые элементы длительное время, вплоть до 60-х годов классифицировались в качестве отдельных палеонтологических видов в рамках так называемой формальной или моноэлементной номенклатуры. Несмотря на то, что почти с самого начала изучения конодонтов было ясно, что морфологически разные элементы могли принадлежать одному биологическому организму, аналогично зубам млекопитающих и рыб [Scott, 1934; Schmidt, 1934], сама идея моноэлементной номенклатуры была привлекательна своей простотой и находила многочисленных сторонников [Branson, Mehl, 1933]. Кроме того, практика показала, что особенно в верхнем палеозое биостратиграфия строится фактически на одном типе элементов и использование мультиэлементной номенклатуры вместо моноэлементной не дает никаких дополнительных преимуществ.

Формальная классификация конодонтов была закреплена в первом издании «Трети́за» по палеонтологии беспозвоночных [Hass et al., 1962] и продержалась вплоть до начала 70-х годов XX в., когда стала активно вытесняться мультиэлементной систематикой, в рамках которой видовыми таксонами являются наборы элементов, предположительно принадлежащие одному виду конодонтового животного. Среди наиболее активных создателей мультиэлементной систематики конодонтов разного возраста были Р. Хакрейре [Huckriede, 1958], О. Вализер [Walliser, 1964], Г. Веберс [Webers, 1966], Л. Джеппссон [Jeppsson, 1969], Г. Клаппер и Г. Филип [Klapper, Philip, 1971]; номенклатурой ордовикских конодонтов занимались С. Бергстрем и В. Свит [Bergström, Sweet, 1966], М. Линдстрем [Lindström, 1970] и др. Возникшие в процессе установления мультиэлементной систематики номенклатурные противоречия по наименованию видов к настоящему времени практически разрешены, а мультиэлементный состав предложен если не для всех существующих видов конодонтов ордовика, то для их подавляющего большинства. Интересно, что большинство находок естественных аппаратов конодонтов подтвердили существующие реконструкции мультиэлементных видов, успешно

выделенные ранее на основе морфологического сходства и количественного соотношения элементов в коллекциях.

В качестве типового экземпляра для вновь выделяемых мультиэлементных видов ордовикских конодонтов используется, как правило, наиболее характерный элемент (не обязательно Р элемент). При составлении мультиэлементного вида из уже известных моноэлементных таксонов используется тот же принцип, при этом не всегда выдерживается правило приоритета наименований, описанных ранее, но менее характерных элементов. В родовые таксоны объединяются виды с одним и тем же составом аппаратов, режера отличаются друг от друга не составом аппаратов, а каким-либо стабильным морфологическим признаком элементов либо всего аппарата. Например, *Triangulodus* отличается от морфологически идентичного рода *Acodus* гиалиновым составом элементов. Для ордовика характерно большое количество монотипических родов (например *Paracordylodus*, *Cornuodus*, *Spinodus*) и родов, включающих три-четыре филогенетически связанных друг с другом вида.

Попытки создания надродовой классификации конодонтов предпринимались с самого начала их изучения [Bassler, 1925], но первая относительно полная классификация мультиэлементных таксонов была впервые предложена М. Линдстремом [Lindström, 1971]. Она легла в основу современной системы структурирования высших таксонов конодонтов, которая была опубликована во втором издании «Трети́за» [Clark et al., 1981] и чуть позже дополнена В. Свитом [Sweet, 1988]. Позднее в эту систему, которая в целом построена по принципу объединения родов по плану строения аппаратов, были внесены изменения, касающиеся состава отдельных семейств и отрядов [Dzik, 1991; 1994; Aldridge, Smith, 1993; Stouge, Bagnoli, 1999]. В настоящее время все разнообразие конодонтов подразделено на 4 отряда и 28 семейств. Подавляющее большинство семейств появилось уже в ордовике, многие таксоны тогда же и закончили свое существование. С начала каменноугольного периода конодонтовая фауна была

представлена только одним отрядом — озаркодинидами.

Однако уже со времени опубликования «Трети́за» эта классификация критиковалась за отсутствие общего методологического подхода, что вело к разным принципам выделения надродовых таксонов и пренебрежением кодекса зоологической номенклатуры [Stoll et al., 1964; Fåhræus, 1984]. Кроме того, отмечалось, что все версии классификаций вышеперечисленных авторов основаны на стратиграфической последовательности родов и видов, что вносит значительные ограничения и ошибки, связанные с неполнотой палеонтологических данных в филогенетические взаимоотношения таксонов [Donoghue et al., 2008].

Новые методологические подходы к классификации высших таксонов конодонтов с использованием методов кладистики стали недавно внедряться британскими учеными [Donoghue, 2001; Zhang, Barnes, 2004a; Wickstrom, Donoghue, 2005; Donoghue et al., 2008]. В настоящее время филогенетический анализ проведен только для видов со сложными аппаратами приониодонтового стиля, расположение и гомология элементов в которых более или менее известны.

Суммируя все изменения в надродовой классификации конодонтов, предложенные на настоящее время, для конодонтов ордовикского возраста она выглядит следующим образом:

Тип Chordata

Класс Conodonta Pander, 1856

(Класс Conodonta Eichenberg, 1930)

Отряд Westergaardodinida Lindström, 1970

Семейство Westergaardodinidae Muller, 1959

Род *Westergaardodina* Muller, 1959

Отряд Panderodontida Sweet, 1988

Семейство ?Fryxellodontidae Miller, 1982

Род *Fryxellodontus* Miller, 1969

Род *Pseudooneotodus* Drygant, 1972

Incertae familiae

Род *Loxodus* Furnish, 1938

Род *Cristodus* Repetski, 1982

Род *Coleodus* Branson et Mehl, 1933

Род *Leptochirogmthus* Branson et Mehl, 1943

Род *Thrincodus* Bauer, 1987

Семейство Belodellidae Kilodalevich et Chernich, 1973

Род *Scalpellodus* Dzik, 1976

Род *Walliserodus* Serpagli, 1967

Род *Belodella* Ethington 1959

Род *Drepanodistacodus* Moskalenko 1977

Семейство Panderodontidae Lindström, 1970

Род *Panderodus* Ethington, 1959

Род *Taoquipognathus* An, 1985

Род *Belodina* Ethington, 1959

Род *Culumbodina* Moskalenko, 1973

Род *Pseudobelodina* Sweet, 1979

Семейство Cordylodontidae Lindström, 1970

Род *Cordylodus* Pander, 1856

Род *Eoconodontus* Miller, 1980

Род *Iapetognathus* Landing, 1983

Род *Cambroistodus* Miller, 1980

Incertae Ordinis

Семейство Scolopodontidae Bergström, 1982

Род *Scolopodus* Pander, 1856

Семейство Strachanognathidae Bergström, 1982

Род *Cornuodus* Fahrjeus, 1966

Род *Strachanognathus* Rhodes, 1955

Род *Dapsilodus* Cooper, 1976

Род *Scabbardella* Orchard, 1980

Род *Decoriconus* Cooper, 1975

Род *Besselodus* Aldridge, 1982

Отряд Protopanderodontida Sweet, 1988

Семейство Protopanderodontidae Lindström, 1970

Род *Semiacontiodus* Miller, 1969

Род *Drepanodus* Pander, 1856

Род *Protopanderodus* Lindström, 1971

Род *Staufferella* Sweet, Thompson et Satterfield 1975

Род *Parapanderodus* Stouge, 1984

Род *Teridontus* Miller, 1980

Род *Ulrichodina* Fumish, 1938

Род *Scandodus* Lindström, 1955

Род *Oneotodus* Lindström, 1955

Род *Scolopodus* Pander, 1856

Семейство ?Clavohamulidae Lindström, 1970

Род *Clavohamulus* Fumish, 1938

Род *Hirsutodontus* Miller, 1969

Род *Hispidodontus* Nicoll et Shergold, 1991

Род *Senzltognathus* Lee, 1970

Семейство Distacodontidae Bassler, 1925

Род *Paltodus* Pander, 1856

Род *Drepanoistodus* Lindström, 1971

Род *Paroistodus* Lindström, 1971

?Подразделение (Отряд) Prioniodontida Dzik, 1976

Род *Periodon aculeatus* (Hadding, 1913)

Род *Microzarkodina parva* Lindström, 1971

Род "*Plectodina*" *tenuis* (Branson et Mehl, 1933)

Род *Plectodina aculeata* (Stauffer, 1930) *sedis mutabilis*

Подотряд Prioniodinina, Sweet, 1988

Надсемейство Prioniodontacea Bassler, 1925

Род *Paracordylodus gracilis* Lindström, 1955

Семейство Prioniodontidae Bassler, 1925

Род *Paraprioniodus* Ethington et Clark, 1981

Род *Acanthocordylodus* Moskalenko, 1973

Семейство Acodontidae Dzik, 1994

Род *Tripodus* Bradshaw, 1969

Род *Prioniodus* Pander, 1856

Род *Oepikodus* Lindström, 1955

Род *Acodus* Pander, 1856

Род *Eoneoprioniodus* Mound, 1965

Семейство Balognathidae Hass, 1959

Род *Baltoniodus* Lindström, 1971

Род *Lenodus* Sergeeva, 1963

Род *Sagittodontina* Knupfer, 1967

(= *Noixodontus* McCracken et Barnes 1982)

Род *Rhodesognathus* Bergström et Sweet, 1966

Род *Amarphognathus* Branson et Mehl, 1933

Род *Eoplacognathus* Hamar, 1966

Род *Cahabagnathus* Bergström, 1983

Род *Prioniodus* Pander, 1856

Род *Promissum* Kovacs-Endrody, 1986

Род *Polyplacognathus* Stauffer, 1935

Род ?*Polonodus* Dzik, 1976

Семейство Phragmodontidae Bergström, 1982

Род *Phragmodus* Branson et Mehl, 1933

Семейство Pygodontidae Bergström, 1981

Род *Pygodus* Lamont et Lindström, 1957

Род ?*Nericodus* Lindström, 1955

Надсемейство Icriodontacea Muller et Muller, 1957

Семейство Pterospadodontidae Cooper, 1977

Род *Complexodus* Dzik, 1976

Род *Distomodus* Branson et Branson, 1947

Род *Birksfeldia* Orchard, 1980

(= *Gamachignathus* McCracken, Nowlan et Barnes, 1980)

Семейство Icriodontidae Muller et Muller, 1957

Род *Icriodella* Rhodes, 1953

Отряд Ozarkodinida Dzik, 1976

Подотряд Plectodinina Dzik, 1991

Семейство Oistodontidae Lindström, 1970

Род *Histiodela* Harris, 1962

Род *Oistodus* Pander, 1856

Род *Utahconus* Miller, 1980

Род *Rossodus* Repetski et Ethington, 1983

Род *Protoprioniodus* McTavish, 1973

Род *Fahraeusodus* Stouge et Bagnoli, 1988

Род *Juanognathus* Serpagli, 1974

Семейство Periodontidae Lindström, 1970

Род *Periodon* Hadding, 1913

Род *Hamarodus* Viira, 1974

Надсемейство Chirognathacea Branson et Mehl, 1944

Семейство Plectodinidae Sweet, 1988

Род *Microzarkodina* Lindström, 1971

Род *Plectodina* Stauffer, 1935

Род *Aphelognathus* Branson, Mehl et Branson, 1951

Род *Byantodina* Stauffer, 1935

Род *Scyphodus* Stauffer, 1935

Род *Oulodus* Branson et Mehl, 1933

Семейство ?Chirognathida Branson et Mehl, 1944

Род *Spinodus* Dzik, 1976

Род *Erraticodon* Dzik, 1978

Род *Erismodus* Branson et Mehl, 1933

Род *Chirognathus* Branson et Mehl, 1933

Род *Archaeognathus* Cullison, 1938

Incertae familiae

Род *Bergstroemognathus* Serpagli, 1974

Род *Appalachignathus* Bergström, Carnes, Ethington, Votaw et Wigley, 1974

Род *Ruetterodus* Serpagli, 1974

Род *Tasmanognathus* Burrett, 1979

Подотряд Ozarkodinina Dzik, 1976

Семейство Spathognathodontidae Hass, 1959

Род *Yaoxianognathus* An, 1985

Род *Ozarkodina* Branson et Mehl, 1933

Несмотря на попытки с помощью кладистики установить какие-то общие закономерности в эволюционных последовательностях родов, эта система остается искусственной из-за недостаточного знания о функционировании и расположении отдельных элементов в конодонтовых аппаратах. Гомология отдельных конодонтовых элементов более или менее обоснованно предполагается только для сходных родов, а филогенетическое сходство разных по составу аппаратов основано пока только на гомеоморфии элементов, что вносит значительную неопределенность в филогенетические построения.

В настоящее время при наличии только условной и спорной классификации высших таксонов конодонтов для практического применения при описании таксонов намного удобнее располагать рода в алфавитном порядке, что преимущественно и используется во многих монографических работах.

Системы обозначения конодонтовых элементов.

С самого начала изучения конодонтовые элементы подразделялись на морфологические типы согласно их внешнему облику. Так, уже при первом описании конодонтов Х. Пандер (1856) разделил их на простые и сложные элементы. Эти обозначения приведены в более стройную систему в «Третизе» [Clark et al., 1981] и позднее в окончательном виде были представлены В. Свитом [Sweet, 1988] (рис. 66). Эта морфологическая система в настоящее время широко используется, хорошо характеризует общий вид конодонтов и дает возможность специалистам говорить на одном языке при обозначении основных типов конодонтовых элементов.

Параллельно долгое время существовали сходные морфологические обозначения, органично возникшие из формальной номенклатуры и часто характеризующие элементы согласно их формальным родам — оистодиформный, кордилодиформный, дрепанодиформный и т. д. Для ко-

Кониформные (coniform)	Геникулятные (geniculate) Негеникулятные (nongeniculate)	
Рамиформные (ramiform)	Алятные (alate) Тертиопедатные (tertiopedate) Дигератные (digyrate) Бипеннатные (bipennate) Долаборатные (dolabrate) Квадрираматные (quadriramate) Мультираматные (multiramate)	Бревиформные (breviform) Экстенсиформные (extensiform)
Растратные (rastrate)		
Пектиниформные (pectinform)	Стеллатные (stellate) Пастинатные (pastinate) Карминатные (carminate) Ангулятные (angulate) Сегминатные (segminate)	Стеллипланатные (stelliplanate) Стеллискафатные (stelliscaphate) Пастинипланатные (pastiniplanate) Пластинискафатные (pastiniscaphate) Карминипланатные (carminiplanate) Карминискафатные (carminiscaphate) Ангулипланатные (anguliplanate) Ангулискафатные (anguliscaphate) Сегминипланатные (segminiplanate) Сегминискафатные (segminiscaphate) Бисегминискафатные (bisegminiscaphate) Трисегминискафатные (trisegminiscaphate)

Рис. 66. Классификация конодонтовых элементов по морфологии, рекомендованная в «Третизе» [Clark et al., 1981; Sweet, 1988]. Практически все морфологические типы элементов встречаются среди ордовикских конодонтов, за исключением форм, отмеченных серым цветом

Авторы системы обозначений	Обозначения элементов							
	sp	oz	ne	hi	hi	pl	pl	tr
Jeppsson, 1971	sp	oz	ne	hi	hi	pl	pl	tr
Sweet, Schonlaub, 1975	Pa	Pb	M	Sc	Sc	Sb	Sb	Sa
Sweet in Clark, 1981	Pa	Pb	M	Sc	Sb	Sd	Sd	Sa
Barnes et al., 1979	g	f	e	a	b	d	d	c
Dzik, 1991	sp	oz	ne	hi	ke	pl	lo	tr

Рис. 67. Системы буквенного обозначения элементов в аппаратах, наиболее широко используемые для конодонтов ордовика

нодонтов, чье строение не укладывается в общий приониодиновый план, возникают собственные наименования элементов, например бикостатный (bicostate) и треугольный (triangular) элементы у рода *Ansellia*.

Эта система примитивнее, чем предлагаемая в «Третизе», но более очевидна и во многих случаях более удобна для обозначения общей формы элементов. Она и до сих пор широко употребляется, но, к сожалению, касается далеко не всего морфологического разнообразия элементов, известного в настоящее время.

Находки аппаратов конодонтов и понимание того, что многие из них построены по сходному плану, потребовали систему обозначения элементов, в которой не только бы описывались их морфологические особенности, но и отражались бы определенные позиции элементов в аппаратах. С начала 70–80-х годов было предложено не менее десяти вариантов таких систем [Jeppsson, 1971; Klapper, Philip, 1971; Sweet, Schonlaub, 1975; Barnes et al., 1979; von Bitter, 1976], но широко употребляться стали только некоторые из них.

Наиболее простой и интуитивно понятной оказалась «PMS» система, предложенная для рода *Oulodus* В. Свитом и Х. Шонлаубом [Sweet, Schönlaub, 1975] и представленная в Третизе [Clark et al., 1981; Sweet, 1988] (рис. 67). В ней отражено условное расположение гомологичных (гомеоморфных) элементов в аппаратах приониодонтидового типа — серия пар зеркально симметричных Р элементов, пара зеркально симметричных М элементов и непарная серия S элементов с одним симметричным элементом. Позднее эта схема была адаптирована М. Пурнеллом для аппаратов, в которых известно рас-

положение конодонтовых элементов [Purnell et al., 2000]. В настоящее время «PMS» система настолько вошла в практику обозначения отдельных элементов ордовикских конодонтов, что стала применяться и для аппаратов конического типа. При этом не ставится задача отметить гомологичность конических элементов и элементов приониодонтидовых аппаратов, а только отражается условный морфологический тип того или иного конического элемента в аппарате. В данной работе применены именно эти обозначения конодонтов.

Сходная система, предложенная К. Барнсом [Barnes et al., 1979], но с принципиально другими буквенными обозначениями элементов (рис. 67) используется гораздо реже, преимущественно специалистами из Канады, работающими в контакте с автором этой системы [Ji, Barnes, 1994a].

Буквенные символы К. Барнса были модифицированы для обозначения элементов в аппаратах рода *Panderodus* [Sansom et al., 1994], которые были классифицированы по их поперечному сечению, степени изогнутости и расположению ребер и выемок. Но какая-либо гомология между элементами *Panderodus* и обозначенными этими же символами элементами приониодонтидовых аппаратов также не предполагается [Purnell, Donoghue, 1998; Sansom et al., 1994].

Первой предложенной системой были обозначения Л. Джеппссона [Jeppsson, 1971], которые опирались на всем хорошо известные и привычные родовые названия формальных видов (tr — триходелловый и пр.). Однако ее сторонников среди специалистов по конодонтам ордовика немного, хотя до сих пор она изредка используется [Dzik, 1991, 1994].

СИСТЕМАТИЧЕСКИЕ ОПИСАНИЯ КОНОДОНТОВ

Описания конодонтов, представленные в этой работе, за исключением нескольких видов, опубликованы впервые. Описания родов и входящих в них видов приводятся в алфавитном порядке. Коллекция конодонтов хранится в ЦНИГРМузее им. Ф. Н. Чернышева (ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург), в Национальном музее г. Кардифф (Великобритания) и частично в отделе стратиграфии и палеонтологии у автора работы.

Род *Acodus* Pander, 1856

- 1856 *Acodus* Pander, p. 21.
1969 *Tripodus* Bradshaw, p. 1164.
1980 *Diaphorodus* Kennedy, p. 51.
1984 *Acodus* Pander, 1856: Stouge, p. 76.
2009 *Acodus* Pander, 1856: Zhen, Nicoll, p. 8, 11.

Типовой вид. *Acodus crassus* Pander, 1856 (= *Acodus erectus* Pander, 1856), Р элемент; Ленинградская область, нижний ордовик, зона *Prioniodus elegans*.

Диагноз. Семиэлементный конический аппарат включает два типа геникулятных или негеникулятных «акодиформных» элементов (Pa и Pb), негеникулятные, несущие кили Sa, Sc, Sb и Sd элементы, и геникулятные М элементы. Для Sd элементов характерно заднебоковое расположение заднего киля, для Sa элементов — наличие трех килей: двух заднебоковых и заднего. Все элементы крупные, альбидного состава, незубчатые.

Замечания. Валидность рода *Acodus* неоднократно подвергалась сомнению [Kennedy, 1980; Sweet, 1988], так как типовой материал из Ленинградской области, где элементы *Acodus* составляют до 10% комплекса, был утерян. В хорошо изученных разрезах Швеции и Норвегии элементы *Acodus* встречаются редко и не переизучались [Rasmussen, 2001]. В Западной Эстонии они были отнесены к роду *Tripodus* Bradshaw, 1969 [Viira et al., 2001], типовым элементом которого является *Tripodus laevis* Bradshaw из отложений нижней части дапинского яруса свиты Форт Пенья (Техас, Северная Америка) [Bradshaw, 1969].

Изучение конодонтов из типовых местонахождений, описанных Х. Пандером, показало,

что *Tripodus* является младшим синонимом рода *Acodus*. От рода *Triangulodus* van Wamel, 1974 элементы *Acodus* отличаются альбидным составом, от *Tropodus* Kennedy, 1980 — наличием трех килей (отростков) у Sa элементов, от *Diaphorodus* Kennedy, 1980 — значительно более крупными размерами. Однако существует точка зрения, что *Diaphorodus* Kennedy, 1980 также синонимичен роду *Acodus* [Zhen, Nicoll, 2009].

Распространение. Виды рода *Acodus* встречаются повсеместно во всех фациальных типах отложений от верхней части тремадокского до середины дарривильского яруса. В Балтоскандии, Казахстане, Северном и Южном Китае и Австралии они известны с позднего тремадока. В Северной Америке первые *Acodus* (= *Tripodus*) отмечаются только с раннего дапина, тогда как сходные более ранние формы относят к родам *Tropodus* и *Diaphorodus* [Ji, Barnes, 1994a]. Достоверные находки *Acodus* на Сибирской платформе также относят к низам среднего ордовика [Dzik, 2010]. В Казахстане виды *Acodus* доминируют в комплексах верхнего тремадока и нижнего флюка как в карбонатных, так и кремнистых породах.

Acodus longibasis McTavish, 1973

Табл. 3, фиг. 1–11

- 1973 *Acodus deltatus longibasis* McTavish, p. 40, pl. 1, figs. 16, 20, 22, 23, 25, 26; pl. 2, fig. 14.
2000 *Prioniodus deltatus longibasis* (McTavish): Дубинина, с. 200, табл. XI, фиг. (только) 1, 2, 4, 5, 7, 8, 9, 10, 12, 13, 15, 25, 26, 31–33.
2002 *Acodus longibasis* McTavish: Pyle, Barnes, p. 87–88, pl. 1, fig. 18–24.

Диагноз. S элементы с высоким основанием и длинными киями-отростками, длина которых может достигать половины высоты элемента. Для M и P элементов характерен вытянутый задний край основания, а для R элемента — длинное сильно выступающее ребро на боковой стороне.

Замечания. *Acodus longibasis* был описан из свиты Эмануэль, Западная Австралия как подвид вида *Acodus deltatus*, характеризующийся длинными

задними отростками [McTavish, 1973]. Позднее эти формы стали рассматриваться как самостоятельный вид, а в состав его аппарата были добавлены Sa, Sc и два морфотипа Р элементов [Pyle, Barnes, 2002; Zhen et al., 2005]. К *Prioniodus deltatus longibasis* McTavish С. В. Дубинина [Дубинина, 2000] помимо незубчатых элементов отнесла формы с рудиментарной зубчатостью, которые принадлежат, возможно, к виду *Acodus transitans* McTavish, 1973.

Распространение. Помимо кремнистой бурубайтальской свиты *A. longibasis* известен из верхнетремадокской части свиты Эмануэль в Западной Австралии [McTavish, 1973], свиты Кечика (Северо-Восточная Британская Колумбия, Канада) [Pyle, Barnes, 2002] и шабактинской свиты разреза Батырбай (горы Малый Каратау, Южный Казахстан) [Дубинина, 2000]. Вероятно, встречается в верхнем тремадоке в Тимано-Печорском регионе, Приполярном и Полярном Урале (персональные данные).

Местонахождение. Присутствует во всех разрезах бурубайтальской свиты, а также в ирадырской и ишкеольмесской свитах в пределах зоны *Acodus longibasis*, верхняя часть тремадокского яруса, нижнего ордовика.

Материал. 65 элементов.

Acodus cf. *A. emanuelensis* McTavish, 1973

Табл. 3, фиг. 12–19

2003 *Acodus* sp. cf. *emanuelensis* McTavish, 1973: Zhen et al., p. 180, figs. 7A–Y.

Описание. Все элементы крупные с относительно короткими, четко выраженными отростками. Были найдены только Р, Sa, Sc, Sd и М элементы. Р элементы с невысоким основанием, крупным слегка наклоненным зубцом и удлиненными передним и задним отростками. Внутренняя боковая сторона Р элементов гладкая, прямая; внешняя сторона у одного или обоих Р элементов несет выпуклый валик. Sa элементы с двумя боковыми отростками передне-бокового положения, которые не заходят за базальный край основания. У уплощенных с боковых сторон Sc элементов передний и задний отростки также не опускаются за базальный край. Sd элементы с четко выраженными передним, задним и боковыми несимметрично расположенными относительно короткими отростками. М элемент геникулятный с закругленной передней стороной и относительно коротким задним отростком. Базальный край элемента волнистый.

Замечания. Из-за небольшой численности экземпляров этого вида в коллекции реконструк-

ция его аппарата достаточно проблематична. Так, невозможно уверенно вычленить Р элементы *Acodus* cf. *A. emanuelensis* А из комплексов с килеватыми Р элементами *A. longibasis* и гладкими Р элементами *Tropodus australis*, находящимися на разной онтогенетической стадии. В результате сложно утверждать, есть ли хотя бы у одного из его морфотипов Р элементов боковой киль или оба Р элемента несут только выпуклый валик на внешней боковой стороне. В связи с этим данный представитель рода *Acodus* может быть определен только условно.

Надо отметить, что сходные виды рода *Acodus* с относительно короткими отростками и не ребристыми Р элементами очень широко встречаются в нижнем ордовике восточной части Балтоскандии [Tolmacheva, 2001], Северной Америки [Ethington, Clark, 1982], Канады [Pyle, Barnes, 2002] и Австралии [McTavish, 1973]. Все они отличаются только незначительными деталями морфологии и нередко довольно изменчивы. Ревизия этих таксонов и описание новых коллекций возможны только при непосредственном изучении материала из других регионов.

Местонахождение. Во всех разрезах бурубайтальской свиты Юго-Западного Прибалхашья, Южный Казахстан, зона *A. longibasis* верхней части тремадокского – нижней части флоского ярусов нижнего ордовика.

Материал. 35 элементов.

Acodus sp. A

Табл. 4, фиг. 1–24

Описание. Крупные элементы с относительно невысоким основанием и большим зубцом. Выделяются два типа Р элементов, Sc, Sb; два типа Sd, Sa и М элементы.

Ра элемент характеризуется низким вытянутым назад основанием и наклоненным более чем на 90° широким зубцом. Боковой отросток в виде широкого выпуклого валика в центральной части боковой стороны. Другая сторона элемента гладкая. Базальный край ровный; базальная полость неглубокая. Сечение основания элемента треугольное.

У Рb элементов основание короткое, не вытянутое назад и вперед, плавно переходящее в зубец. На одной из боковых сторон наблюдается валик, образующий небольшой выступ на базальном крае основания. Сечение основания шелевидное.

Sc элементы, уплощенные с боков, с передним и задним отростками и гладкими боковыми сторонами. На внутренней боковой стороне элемента, ближе к его переднему краю, на ба-

зальном крае основания присутствует небольшая выемка. Эта черта типична для многих видов данного рода.

Sb элементы сходны с Sc элементами, но на одной или реже на обоих их боковых сторонах присутствует небольшое ребро или валик (табл. 4, фиг. 8, 9, 16). Задний и передний отростки примерно одинакового размера. Базальный край элемента на стороне, несущей основное ребро, имеет небольшую выемку. Менее заметная выемка может присутствовать также и на противоположной стороне элемента.

У Sd элементов развиты задний, передний и два боковых отростка, последние занимают задне-боковое и передне-боковое положение. Кроме основных отростков на боковых сторонах элементов могут присутствовать дополнительные небольшие ребра, не доходящие до края основания. Выделяются два типа Sd элементов, отличающихся друг от друга степенью выраженности переднего отростка (табл. 4, фиг. 14, 18, 20). Sa элементы алятные с тремя небольшими боковыми отростками и гладкой передней стороной. Боковые отростки не заходят на нижний край основания.

Геникулятные M элементы характеризуются низким основанием, сильно наклоненным зубцом и относительно небольшими передним и задним отростками. Базальный край элемента волнистый.

Замечания. *Acodus* sp. A отличается от многочисленных описанных представителей этого рода характерной формой Pb элементов с очень низким основанием и негеникулятными Pa элементами. Кроме того, у этого вида выделяются два типа Sd элементов. Описание вида приводится в открытой номенклатуре из-за недостаточной изученности коллекции из кенташской толщи Северной Киргизии.

Местонахождение. Кенташская толща (обр. 9066), западная часть Киргизского хребта, Северная Киргизия, нижняя часть флоского яруса, нижний ордовик.

Материал. 83 элемента.

Acodus? chingizicus Tolmacheva sp. nov.

Табл. 5, фиг. 1–17

Название вида. От хр. Чингиз, где был найден этот вид.

Голотип. P элемент, экз. 1/5 (табл. 5, фиг. 1), обр. 225, маматская свита, хр. Чингиз, Восточный Казахстан, верхняя часть тремадокского яруса.

Диагноз. Семи- или восьмиэлементный аппарат включает P, Sc, два Sb, два Sd и M элементы с невысоким основанием, относительно корот-

ким зубцом и небольшими отростками. Sd элементы отличаются расположением боковых ребер (отростков) и степенью уплощенности в боковом направлении. Поверхность элементов без орнаментации.

Описание. Выделяются P, Sc, два типа Sb, два типа Sd и M элементы; все элементы крупные, с короткими и толстыми отростками. Базальная полость у всех элементов относительно глубокая, занимает большую часть основания. P элемент пастигатый, с невысоким основанием, небольшим наклоненным зубцом и с небольшими передним, задним и боковым отростками, занимающими передне-боковое положение (табл. 5, фиг. 3). Длина бокового отростка равна или превышает длину переднего; верхние стороны отростков несут небольшие кили. Элемент треугольный в поперечном сечении; базальный край основания прямой.

Sc элемент негеникулятный, с треугольным сбоку основанием, длина которого чуть превышает его высоту. Передний и задний края основания и зубца несут кили, боковые стороны гладкие, чуть выпуклые. Элементы уплощены с боков, базальная полость щелеобразная. Базальный край неровный, его передняя часть чуть загибается вниз.

Выделяются два типа Sb элементов. Sb₁ элементы по морфологии сходны с Sc элементами, за исключением присутствия на одной из боковых сторон небольшого ребра, который ярко выражен на основании и исчезает на зубце. У Sb₂ элементов передняя сторона повернута вовнутрь и занимает передне-боковое положение, а на внешней стороне развиты два отростка: один занимает переднее, другой — задне-боковое положение (табл. 5, фиг. 4–6). Базальный край элементов вогнутый, с опущенными передним и задним краями.

Для Sd₁ элементов характерно крестообразное сечение с равными по длине передним, задним и боковыми отростками (табл. 5, фиг. 8). Боковые отростки расположены практически симметрично. Верхние края отростков заостренные, боковые отростки протягиваются в виде выраженных ребер на зубце. Базальный край элементов вогнутый, с опущенными передним и задним краями. Sd₂ элементы (табл. 5, фиг. 9, 12) похожи по общей морфологии на элементы Sd₁, но уплощены с боков, а его передний и симметрично расположенные боковые отростки несут кили.

M элемент геникулятный со слегка вытянутым в передне-заднем направлении основанием и широким зубцом; угол между зубцом и основанием составляет около 90°. Передний и задний края элемента заострены, верхний край основания об-

разует крылообразный выступ. Базальный край основания волнистый.

Замечания. В относительно небольшой коллекции конодонтов из маматской свиты Восточного Казахстана, вероятно, представлены не все морфологические типы элементов. Остается неясным, является ли Sa элемент этого вида симметричным квадрирамматным (Sd_2), или алятные Sa элементы еще не обнаружены, что не позволяет уверенно отнести этот вид к роду *Acodus*. Кроме того, в состав аппарата рассматриваемого вида входят два типа Sb элементов, что также не характерно для *Acodus*. В связи с этим родовая принадлежность *Acodus? chingizicus* остается условной.

Местонахождение. Известняки маматской свиты (обр. 225) хр. Чингиз, Восточный Казахстан.

Материал. 28 элементов.

Род *Anodontus* Stouge et Bagnoli, 1988

Типовой вид. *Anodontus longus* Stouge et Bagnoli, 1988; Западный Ньюфаундленд, нижняя часть флоского яруса нижнего ордовика.

Диагноз. Конические элементы с двумя ребрами на боках образуют транзитную серию от округленных асимметричных и уплощенных в передне-заднем направлении форм до латерально уплощенных элементов. Высота основания варьирует от низкого до высокого.

Замечания. К этому роду относят два вида: *Anodontus longus* Stouge et Bagnoli, 1988 и более древний вид *Anodontus restrictus* (An, 1983), объединяющий *Scolopodus restrictus* An и *Scolopodus bassleri* (Furnish) sensu An, 1983 [Stouge, Bagnoli, 1988].

Распространение. Встречается на Ньюфаундленде, на Северо-Западе Канады и в Северном Китае в верхней части тремадокского и флоского ярусов.

Anodontus cf. *A. longus* Stouge et Bagnoli, 1988

Табл. 20, фиг. 13, 15, 16, 18, 19

cf. 1988 *Anodontus longus* Stouge et Bagnoli, p. 112, 113, pl. 1, fig. 14–17.

cf. 2002 *Anodontus longus* Stouge et Bagnoli: Pyle et al., p. 73, pl. 23, fig. 1.

Описание. Небольшие конические элементы с относительно высоким основанием и длинным зубцом. Присутствует ряд переходных форм от симметричных элементов с выраженными боковыми ребрами, заостренной задней поверхностью зубца и гладкой передней стороной (табл. 20, фиг. 13) до латерально уплощенных элементов

с задним и передним расположением ребер. У промежуточных асимметричных форм небольшие ребра располагаются на каждой из боковых сторон, при этом одно ребро занимает передне-боковое положение, а второе – задне-боковое (табл. 20, фиг. 15, 19). На поверхности элементов проявлена тонкая полосчатость.

Замечания. Наиболее молодые находки *Anodontus longus* известны из пограничных отложений верхнего флю – нижнего дапина в Британской Колумбии (Северо-Западная Канада). Поскольку в Казахстане сходные формы встречаются в нижней части дарривильского яруса, их принадлежность этому виду принимается условно.

Распространение. Элементы *Anodontus* cf. *A. longus* в Казахстане встречаются в относительно больших количествах в нижней части дарривильского яруса.

Местонахождение. В найманской свите (обр. N-05/1) хр. Чингиз, Восточный Казахстан и узунбулакской свите (обр. 156) Чу-Илийских гор, Южный Казахстан.

Материал. 27 элементов.

Род *Ansella* Fähræus et Hunter, 1985

part 1959 *Belodella* Ethington, p.
1985 *Ansella* Fähræus et Hunter, p.

Типовой вид. *Belodella jemtlandica* Löfgren, 1978, Центральная Швеция, кундаский горизонт, дарривильский ярус среднего ордовика.

Диагноз. Пятиэлементный аппарат, состоящий из двухсторонне выпуклых (biconvex) P, геникулятных M, симметричных треугольных двухкилевых (triangular, bicostate) Sa, асимметричных двухкилевых (bicostate) Sb и плосковыпуклых (planocconvex) Sc элементов.

Замечания. Представители рода *Ansella* встречаются на всех континентах во всех типах отложений среднего и верхнего ордовика (вплоть до ашгильского яруса). В большинстве регионов (Южный Китай, Австралия, Балтоскандия) [Löfgren, 1978; Stait, Druce, 1993; Zhang, 1998; Zhen et al., 1999; Rasmussen, 2001] элементы *Ansella* появляются в основании дарривильского яруса. В Балтоскандии *Ansella jemtlandica* (Löfgren, 1978) является единственным видом, который появляется в подошве кундаского горизонта и исчезает в средней части ласнамяггиского горизонта [Löfgren, 1978]. Хотя единичные экземпляры более молодых форм *Ansella* были найдены в отложениях карадокского яруса Англо-Уэльского региона [Orchard, 1980] Северной Норвегии (p-н Трондхейма) [Tolmacheva, Roberts, 2007]

и Средней Швеции, широкое распространение этого рода в Балтоскандии ограничивается нижним и средним лланвирином. В Америке, Китае и Австралии виды рода *Ansella* образуют самостоятельные филогенетические линии, продолжающиеся вплоть до ашгиллского времени.

В Северной Америке помимо *Ansella jemtlandica* выделены *Ansella nevadensis* (Ethington et Schumacher, 1969) с зубчатым и ребристым Р элементом, *Ansella crassa* Bauer 1994 с гладкими Р элементами и характерной неравномерной зубчатостью S элементов, а также *Ansella robusta* (Ethington et Clark, 1982) с ребрами на боковых сторонах Р элементов и грубой, иногда неравномерной зубчатостью у S элементов. На Ньюфаундленде выделен вид *Ansella sinuosa* (Stouge, 1984). Несколько видов этого рода, сходные с *Ansella jemtlandica*, но отличающиеся глубиной базальной полости, соотношением высоты основания и длины основного зубца, а также стратиграфическим распространением, были выделены в Китае. Это *Ansella longicuspicata* Zhang, 1998 с самым длинным зубцом, *Ansella fenxiangensis* (An, Du, Gao, Chen et Lee, 1981) с самым коротким, *Ansella baotaensis* Ni et Li, 1987 и *Ansella rigida* (An in An et al., 1983). На практике выделение *Ansella longicuspicata* и *Ansella fenxiangensis* может быть достаточно сложным, так как обычно имеющийся материал ограничен по объему и фрагментарен. Такие формы рассматриваются, как *Ansella jemtlandica* s.l. [Zhen et al., 2011]. На Сибирской платформе элементы рода обнаружены в верхнедарривильских отложениях и скорее всего относятся к *Ansella robusta*, а не к *Ansella jemtlandica*, как они были ранее определены [Тесаков и др., 2003].

В Казахстане элементы *Ansella* встречаются как в кремнистых, так и карбонатных отложениях нижней части дарривильского яруса. При этом в кремнистых разрезах встречается *Ansella longicuspicata*, в карбонатных — *Ansella jemtlandica*.

Распространение. Представители рода встречаются повсеместно, начиная с нижней части дарривильского яруса среднего ордовика по каппельский ярус верхнего ордовика.

Ansella longicuspicata Zhang, 1998

Табл. 15, фиг. 1–7, 11

- 1973 *Belodella erecta* (Rhodes et Dineley): Barnes, Poplawski, p. 759, pl. 4, figs. 19–20.
 1978 *Belodella* sp. A: Fähræus, Nowlan, p. 461, pl. 3, fig. 21.
 1998 *Ansella longicuspicata* Zhang, p. 48–50, pl. 1, figs. 1–4.
 2010 *Ansella jemtlandica* (Löfgren): Bauer, p. 6, pl. 1, figs. 1–2, 4–5.

2012 *Ansella longicuspicata* Zhang: Stouge, p. 80, figs. 9A–9D.

Диагноз. Р элементы с гладкой задней стороной основания и относительно неглубокой базальной полостью, занимающей не более половины высоты элемента. Задняя сторона S элементов с направленными вверх зубчиками, размер которых резко увеличивается от базального края основания к зубцу.

Замечания. В первом описании вида такой признак, как увеличение размеров зубчиков в верхней части основания, не отмечался [Zhang, 1998], однако на изображениях как типового материала, так и материалов из других местонахождений этот признак наблюдается. Увеличение размера зубцов к верхней части основания присутствует также у всех типов S элементов из Казахстана и Ньюфаундленда [Stouge, 2012], в связи с чем этот признак добавлен в диагноз вида. Зубцы у большинства элементов *Ansella longicuspicata* из Казахстана обломаны, из-за чего на массовом материале не удается проследить изменчивость соотношения высоты основания и длины зубца. М элементы этого вида в бурубайтальской свите не обнаружены.

Распространение. Находки вида, кроме Казахстана, отмечены в нижней части дарривильского яруса Ньюфаундленда [Stouge, 2012], провинции Квебек, Канаде [Barnes, Poplawski, 1973], Южном Китае [Zhang, 1998] и, возможно, Аргентине [Zhang, 1998].

Местонахождение. Бурубайтальская свита, разрез Памятник природы — 9706 (от 23 до 32 м разреза), Юго-Западное Прибалхашье, Южный Казахстан, нижняя часть дарривильского яруса, зона *Paroistodus horridus*.

Материал. 27 элементов.

Ansella jemtlandica (Löfgren, 1978)

Табл. 15, фиг. 8–10, 12–19

- 1978 *Belodella jemtlandica* Löfgren, p. 46, pl. 15, fig. 1–8, fig. 24A–D.
 2004a *Ansella jemtlandica* (Löfgren): Zhen, Percival, p. 84–86, fig. 5A–Q (включая синонимику).
 2004b *Ansella jemtlandica* (Löfgren): Zhen, Percival, fig. 4A–G.
 2009b *Ansella jemtlandica* (Löfgren): Zhen et al., p. 29–31, fig. 2A–I.

Диагноз. Р элементы с гладкой задней стороной основания и базальной полостью, занимающей две трети высоты элемента. Все S элементы зубчатые, зубчики относительно небольшие и ровные, плотно расположенные.

Замечания. Для элементов *Ansella jemtlandica* характерна высокая изменчивость. Среди наиболее изменчивых признаков — размер и характер зубчатости, высота зубца по отношению к высоте основания, а также форма самого зубчатого края у S элементов. Выделение из *Ansella jemtlandica* s. l. видов *A. longicuspica* и *A. fenxiangensis* несколько ограничило морфологический спектр признаков *Ansella jemtlandica* в современном понимании.

Распространение. В пределах Северо-Атлантической биогеографической провинции этот вид распространен в нижней и средней частях дарривильского яруса [Löfgren, 1978; Zhang, 1998; Zhen, Percival, 2004a; Zhen et al., 2009b]. Находки вида известны в Северной Америке [Sweet et al., 2005], Канаде [Pyle, Barnes, 2003] и Ньюфаундленде [Nowlan, Thurlow, 1984; Stouge, 1984], Швеции [Löfgren, 1978], Аргентине [Serpagli, 1974; Lehnert, 1995; Albanesi, 1998], Австралии [Cooper, 1981; Zhen et al., 2011] и Китае [An et al., 1983; An, Zheng, 1990].

Местонахождение. Найден в нижней части дарривильского яруса караканской свиты (обр. 2033) Караканского увала в Северной Бетпак-Дале, найманской свите (обр. N-05/1) хр. Чингиз, Восточный Казахстан, и узунбулакской свите (обр. 156) Чу-Илийских гор, Южный Казахстан. Единичные элементы встречены в верхнем дарривилии терригенно-карбонатной толщи (обр. P-204) гор Окпекты, хр. Чингиз.

Материал. 56 экземпляров.

Ansella robusta (Ethington et Clark, 1982)

Табл. 15, фиг. 20–24

1982 *Belodella robusta* Ethington et Clark, p. 25–27, pl. 2, figs. 1–4.

1983 *Belodella rigida* An in An et al., 1983: p. 77–79, pl. XVIII, figs. 12–18, text-fig. 12 (24–27).

? 1984 *Ansella sinuosa* Stouge, p. 60, pl. 7, figs. 5–14.

1987 *Belodella robusta* Ethington et Clark: Bauer, p. 12, pl. 1, figs. 1, 5, 8, text-fig. 5C.

Диагноз. S элементы характеризуются крупными, расставленными и неравными по размеру зубчиками на задней стороне основания; P элементы — незубчатым задним краем и продольными ребрами в центральной части на каждой из боковых сторон. У M элементов волнистый базальный край основания.

Замечания. Единичные Sb элементы из нашей коллекции отличаются от типичных элементов *Ansella robusta* более коротким основанием и длинным зубцом и, возможно, являются деформированными элементами *Baltoniodus*. Они отнесены к *A. robusta* условно.

S элементы *Ansella robusta* отличаются от элементов *A. sinuosa*, описанного из нижнедарривильских отложений Западного Ньюфаундленда [Stouge, 1984], укрупненной зубчатостью и более прямым задним краем S элементов. Дальнейшая ревизия этих видов, возможно, покажет, что *Ansella sinuosa* является младшим синонимом *Ansella robusta*.

Распространение. *A. robusta* известна из Северной Америки [Ethington, Clark, 1982; Bauer, 1987], Северного Китая [An et al., 1983] и Северной Киргизии.

Местонахождение. Кенташская толща (обр. Д-9041), западная часть Киргизского хребта, Северный Тянь-Шань, нижняя часть дарривильского яруса.

Материал. 2 Sa, 1 Sc, 1 M и 2 P элемента.

Род *Appalachignathus* Bergström, Carnes, Ethington, Votaw et Wigley, 1974

1974 *Appalachignathus* Bergström, Carnes, Ethington, Votaw, and Wigley, p. 227–228.

Типовой вид. *A. delicatulus*. Bergström, Carnes, Ethington, Votaw et Wigley, 1974; Северная Америка, верхняя часть дарривильского яруса — нижняя часть сандбийского яруса.

Диагноз. В аппарат входит пять типов элементов: карминатные удлиненные Pa и Pb элементы, алятные Sa и модифицированные бипеннатные Sb и Sd элементы. Все элементы несут плотно расположенные зубчики на переднем или боковых отростках. Базальная полость узкая, неглубокая.

Распространение. *A. delicatulus* в Северной Америке встречается от зоны *Pygodus serra* до нижней части зоны *Amorphognathus tvaerensis* Северо-Атлантической конодонтовой шкалы [Bergström et al., 1974]. В Австралии он был обнаружен в интервале от верхней части дарривильского до нижнюю часть сандбийского яруса [Zhen et al., 2001]. Самые древние находки элементов *Appalachignathus* (только S элементы) отмечены в верхней части свиты Жонглиангзи (Zhongliangzi) зоны *Tangshanodus tangshanensis*, эквивалентной зонам *H. sinuosa* — *H. holodentata* в Северном Китае [An, Zheng, 1990].

Appalachignathus sp.

Табл. 17, фиг. 1–6

Замечания. В Казахстане немногочисленные, хорошо сохранившиеся Pb и S элементы рода *Appalachignathus* были найдены в найманской

свите хр. Чингиз. В узунбулакской свите были обнаружены только фрагменты элементов. Обнаруженные Pb элементы (табл. 17, фиг. 1–4) отличаются от соответствующих форм единственного отнесенного к этому роду вида *A. delicatulus* отсутствием заднего выроста основания под главным зубцом. У элементов из Казахстана задний край зубца и основания элемента заостренный и ровный, образует с нижним краем основания тупой угол, не превышающий 110–120°. Высота элемента от зубка к передней дистальной части не изменяется. Базальный край прямой, шелковидный, не расширяется под главным зубцом. У Sa и Sb элементов зубчики на боковых отростках значительно крупнее, чем у типового вида, а их количество меньше (табл. 17, фиг. 5, 6). Главный зубец у Sa и Sb элементов крупнее, а его нижняя часть свободна от боковых зубчиков. Согласно этим признакам, формы из Казахстана могут быть отнесены к новому виду, более древнему, чем *A. delicatulus*, который характерен для верхней части дарривильского – нижней части сандбийского ярусов.

Местонахождение. Найден в найманской свите (обр. N-05/1), хр. Чингиз, Восточный Казахстан, и в узунбулакской свите (обр. 156) Чу-Илийских гор, Южный Казахстан, в нижней части дарривильского яруса.

Род *Aurilobodus* Xiang, F. Zhang, 1983

Типовой вид. *Tricladiodus? aurilobus* Lee, 1975; Северная Корея, средний ордовик.

Замечания. В настоящее время четкие различия в строении аппарата родов *Aurilobodus* и *Juanognathus* не выявлены. Род *Aurilobodus* определяют морфологические признаки самих элементов – выраженный киль или валик на задней стороне элементов, большие крылообразные боковые отростки с острыми краями и треугольное сечение зубца [Kuhn, Barnes, 2005].

Aurilobodus leptosomatus An in An et al., 1983

Табл. 16, фиг. 1–5

- 1983 *Aurilobodus leptosomatus* An in An et al., p. 72–73, pl. 21, fig. 14–17, pl. 22, fig. 1.
 1984 *Juanognathus serpagli* Stouge, p. 58, 59, pl. 5, figs. 10–20.
 1988 *Juanognathus leptosomatus* (An): Watson, p. 116, pl. 1, figs. 1–3, 6.
 1993 *Aurilobodus? leptosomatus* An: Stait, Druce, p. 302, figs. 17A–C.
 2005 *Aurilobodus leptosomatus* An: Kuhn, Barnes, p. 319, figs. 2.1, 2.2.

2008 *Aurilobodus leptosomatus* An: Agematsu, pl. 9, figs. 27, 28.

2008 *Juanognathus serpaglii* Stouge: Zhen et al., p. 71–73, figs. 9C–F.

Диагноз. Аппарат включает транзитную серию от алятных симметричных Sa элементов до уплощенных в передне-заднем направлении конических элементов. Поверхность всех элементов гладкая, базальная полость узкая и неглубокая. Элементы крупные, с гиалиновым основанием и альбидными дистальными частями зубца.

Описание. Симметричные и немного асимметричные элементы с широкими боковыми крылообразными отростками наиболее крупные из всей транзитной серии. На задней и передней стороне этих элементов расположен центральный высокий валик, проходящий от самого окончания зубца до базального края основания. Края основания как по передней, так и задней стороне элемента также ограничены четкими валиками. Центральный валик на базальном крае задней стороны элемента образует характерный петлеобразный выступ, который также присутствует и у более узких несимметричных элементов. У последних центральный валик на передней стороне элемента выражен значительно слабее.

Боковые отростки у уплощенных элементов занимают передне-заднее положение, зубец загнут к наружной стороне элемента, а задний более четкий валик смещен вовнутрь. Ближе к основанию валик становится незаметным; также уменьшается высота базальных валиков.

Замечания. Почти одновременно с выделением вида *Aurilobodus leptosomatus* [An et al., 1983] идентичные по морфологии элементы из Западного Ньюфаундленда были описаны как *Juanognathus serpagli* Stouge, 1984 [Stouge, 1984]. Позднее последний вид стал рассматриваться в качестве младшего синонима *Aurilobodus leptosomatus* [Watson, 1988]. Похожие элементы, известные в Канаде [Barnes, Poplawski, 1973], возможно, тоже относятся к этому виду, однако они нечетко изображены и немного отличаются по морфологии. Элементы *Aurilobodus leptosomatus* из узунбулакской свиты Казахстана отличаются от типовых элементов из Северного Китая [An et al., 1983], так же как и от элементов из Ньюфаундленда [Stouge, 1984], более высоким и отчетливым валиком на передней стороне. Выраженность этого признака у элементов из других местонахождений тоже варьирует. У изображенных экземпляров *A. leptosomatus* из Малайзии [Agematsu et al., 2008] более открытая базальная полость, что не характерно для типового материала и элементов вида из Казахстана.

Распространение. В Северном Китае (свита Маягоу (Majiagou)), Малайзии и Таиланде *Aurilobodus leptosomatus* встречен в нижней части дарривильского яруса [An et al., 1983; Agematsu et al., 2008]. На Ньюфаундленде этот вид в относительно большом количестве найден в пределах нижнедарривильских зон *Histiodellela tableheadensis* и *Histiodellela kristina* [Stouge, 1984]. В Австралии распространение вида охватывает большой стратиграфический интервал от верхнего флю (свита Кулибах (Coolibah), Центральная Австралия) [Stait, Druce, 1993] через нижнюю и среднюю части дарривильского яруса (свита Goldwyer, Canning Basin, Западная Австралия) [Watson, 1988] до верхнего сандбия – нижнего катия (свита Митака (Mithaka)) [Kuhn, Barnes, 2005].

Местонахождение. Узунбулакская свита (обр. 156), Чу-Илийские горы, Южный Казахстан, нижняя часть дарривильского яруса.

Материал. 10 элементов.

Род *Chiganodus* Tolmacheva gen. nov.

Название рода. От пос. Чиганак, рядом с которым в разрезе Памятник природы были впервые найдены природные группировки этого таксона.

Типовой вид. *Chiganodus parilis* Tolmacheva sp. nov., бурубайтальская свита, Юго-Западное Прибалхашье, Южный Казахстан, верхняя часть тремадокского – нижняя часть флюского ярусов нижнего ордовика.

Диагноз. Аппарат этого рода состоит из трех морфотипов элементов: геникулятных (оистодиформных) М элементов, негеникулятных (скульпонеаформных – Р?) и ряда геникулятных (оистодиформных) S элементов, отличающихся разной длиной заднего и переднего краев основания.

Замечания. По набору элементов в аппарате род *Chiganodus* сходен с представителями родов *Drepanoistodus*, *Paroistodus* и *Oelandodus*, аппараты которых включают простые конические формы. Однако у родов *Drepanoistodus* и *Paroistodus* количество негеникулятных (дрепанодиформных) элементов существенно превышает количество геникулятных (оистодиформных) элементов, в связи с чем первые рассматриваются как S, а вторые как М элементы. В то же время в аппаратах *Oelandodus*, которые отличаются наличием только геникулятных оистодиформных элементов, роль S элементов играют, по всей вероятности, именно эти элементы. Аппарат рода *Chiganodus* является промежуточным, так как S и М элементами в нем, возможно, служили геникулятные формы, а роль Р элементов выполняли негеникулятные. Состав рода подтверждается находками природ-

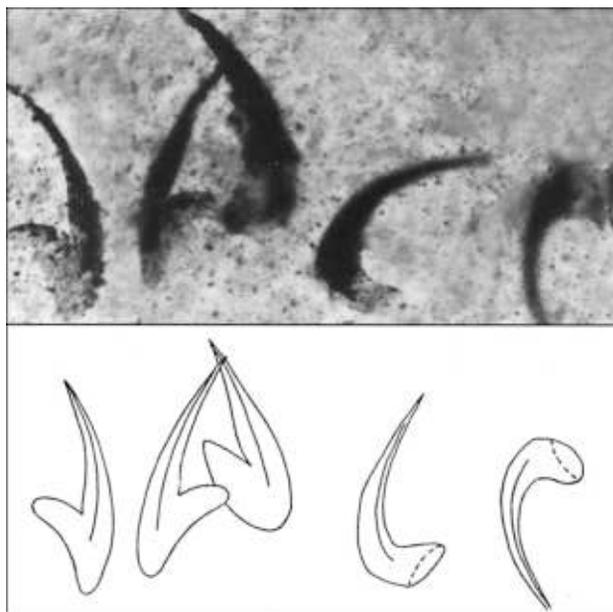


Рис. 68. Группировка из пяти элементов вида *Chiganodus parilis* в кремнях бурубайтальской свиты, разрез Памятник природы – 9706 (обр. 9 м)

ных группировок элементов в кремнях бурубайтальской свиты (рис. 68).

Распространение. Находки элементов рода известны только в Казахстане. Возможно, они были обнаружены в Арктической Канаде в нижней части флюского яруса.

Chiganodus parilis Tolmacheva sp. nov.

Табл. 9, фиг. 7–11, 14–16

? 2002 *Oistodus elongatus* van Wamel: Pyle, Barnes, p. 105, pl. 11, fig. ?20, 22 (только)

Название вида. От лат. *parilis* – одинаковый, идентичный.

Голотип. S элемент, экз. 15/9 (табл. 9, фиг. 15), обр. O5133, бурубайтальская свита, разрез гор Котнак, Бурунтауский район, Северная Бетпак-Дала, Южный Казахстан, зона *Acodus longibasis*, верхняя часть тремадокского яруса.

Диагноз. Небольшие элементы, сильно уплощенные с боков, с неглубокой щелеобразной базальной полостью. Выделяются геникулятные элементы с вытянутым задним краем основания, геникулятные с коротким основанием и негеникулятные дрепанодиформные элементы. На обеих боковых сторонах всех типов элементов присутствует крупное и ярко выраженное срединное ребро, не доходящее до края основания.



Рис. 69. Реконструкция состава аппарата вида *Chiganodus parilis*

Описание. Все элементы *Chiganodus parilis* очень небольшие и уплощенные с боков с неглубокой щелеобразной базальной полостью. Обе стороны всех типов элементов несут по одному центральному ребру, которое немного заходит на основание, но не доходит до его края. Оба боковых ребра идентичны по степени выраженности и размеру, их центральная часть выступает в стороны и назад в виде небольшой крылообразной складки.

Негеникулятные (P?) элементы имеют скульпонеаформный облик с относительно коротким зубцом и низким, немного вытянутым назад основанием. Передняя сторона элемента округлена или чуть вытянута вперед, передний край основания слегка загнут на внутреннюю сторону.

Для геникулятных (S) элементов характерен относительно небольшой наклоненный зубец и длинное вытянутое назад основание (рис. 69). Угол между верхним краем основания и задней стороной зубца 50–65°. Зубец имеет характерное волнообразное расширение заднего края ближе к основанию элемента. Передний край основания закруглен, немного вытянут вперед у элементов с удлиненным задним краем. Задний край основания может быть коротким или длинным с постепенными переходами (фиксированные длины не наблюдаются), но одинаковой высоты вплоть до закругленного заднего окончания, дугообразно загнут вниз. Нижний край элемента слегка вогнут от центра элемента к окончанию заднего края основания. Боковые ребра заканчиваются сразу за верхним краем основания. Боковые стороны основания гладкие.

У геникулятных (M?) элементов, которые по облику сходны с геникулятными (S?) элементами, угол между верхним краем основания и задней стороной зубца небольшой и не превышает 30°.

Сравнение. Элементы *Chiganodus parilis* по общей морфологии сходны с элементами *Oistodus elongatus* и могут быть с ними перепутаны, особенно при изучении конодонтов непосредственно в кремнистой породе. Основным отличительным признаком *Chiganodus parilis* является присутствие ребер на обеих боковых сторонах, а не на одной. Негеникулятные элементы *Chiganodus*

parilis отличаются от также похожих дрепанодимформных S элементов *Drpanoistodus costatus* (Abaimova, 1971) меньшими размерами, значительным уплощением с боковых сторон и наличием только одного ребра с каждой из боковых сторон. От элементов *Parioistodus parallelus* (Pander, 1856) – меньшими размерами и более короткими ребрами, которые у последнего вида проходят почти до нижнего края основания. Однако в целом элементы *Chiganodus parilis* имеют достаточно характерный облик, позволяющий их распознать даже в кремнистых породах на поверхностях напластования.

Замечания. Элементы *Chiganodus parilis* в кремнистых отложениях Казахстана встречаются в изобилии в узком стратиграфическом интервале нижней части зоны *Acodus longibasis* верхней части тремадокского и нижней части флоского ярусов. Так как этот вид многочислен в глубоководных кремнистых осадках он, вероятно, может быть обнаружен и в разрезах глубоководных шельфов. Вполне вероятно, что *Chiganodus parilis* был встречен в Канаде [Pyle, Barnes, 2002], где принят за ювенильный элемент рода *Oelandodus*. Тем более, что по загнутому внутрь переднему краю, предположительно, изображена именно внутренняя часть элемента, несущая резкое ребро, что характерно для этого вида.

Геникулятные S? элементы встречаются в отложениях чаще, чем другие типы элементов этого вида. Возможно, что аналогично аппаратам рода *Oelandodus* здесь роль S элементов выполняет именно они, а в качестве M и P могут рассматриваться значительно более редко встречающиеся оистодиформные элементы с наклоненным зубцом и скульпонеаформные элементы.

Местонахождение. Во всех разрезах бурубайтальской свиты, зона *A. longibasis*.

Материал. 45 выделенных элементов, 15 группировок в кремнях.

Род *Colaptoconus* Kennedy, 1994

1980 *Glyptoconus* Kennedy, p. 61.

1994 *Colaptoconus* Kennedy, p.

Типовой вид. *Scolopodus quadraplicatus* Branson et Mehl, 1933; Центральная Америка, нижний ордовик.

Диагноз. Аппарат включает конические элементы в основном гиалинового состава, несущие внешнюю скульптуру в виде ребер или выемок. Выделяются три типа асимметричных элементов: с округленным сечением сколоподиформные и ребристые, переходные с тремя ребрами и дрепанодиформные уплощенные, и два типа симме-

тричных — выпрямленные ульриходиниформные и стауффериформные. В последней ревизии род *Colaptoconus* рассматривается как младший синоним рода *Ulrichodina* Furnish, 1938 (Landing et al., 2003).

Распространение. Встречается практически повсеместно в тремадокском ярусе.

Colaptoconus? sp. 1

Табл. 2, фиг. 1–21

Описание. Конодонты конические альбидного состава с относительно невысоким основанием и длинным зубцом; несут различной степени выраженности ребра. Ребра не доходят до базального края основания, поперечное сечение последнего всегда округленное. Выделяются серия асимметричных S и симметричные Sa элементы. Симметричные элементы характеризуются округленной передней стороной, двумя задне-боковыми резкими ребрами и задним центральным ребром. Зубец у симметричных элементов резко загнут назад, составляя с задней стороной основания около 100–110°.

Асимметричные элементы образуют серию от дрепанодиформных уплощенных до скандодиформных, зубец которых развернут на 30° по отношению к основанию. Количество ребер и степень их выраженности не закономерны, одного типа элементы могут нести как тонкие, небольшие ребра, так и резкие, а могут быть почти гладкими. В том числе ребро может присутствовать или отсутствовать на передней стороне элемента.

Замечания. Элементы *Colaptoconus?* sp. составляют 80% от всего количества элементов в комплексе и являются самыми крупными представителями этой ассоциации. Они условно отнесены к роду *Colaptoconus*, учитывая их альбидный состав и развитые ребра, а не выемки. Наличие стауффериформного симметричного Sa элемента противоречит отнесению данного вида к роду *Ulrichodina*. По всей вероятности, элементы из агалатаской свиты представляют собой новый вид, однако его полное описание представляется преждевременным из-за недостаточности фактического материала.

Местонахождение. Агалатаская свита (обр. 556, 556а) гор Кендыктас, Южный Казахстан.

Материал. 94 элемента.

Род *Cornuodus* Fåhræus, 1966

Типовой вид. *Drepanodus longibasis* Lindström, 1955; Центральная Швеция, нижняя часть среднего ордовика.

Диагноз. Простые конические конодонты с округлым сечением основания с гладкими, только частично орнаментированными сторонами.

Замечания. Согласно последней ревизии [Löfgren, 1999] рода *Cornuodus*, к нему уверенно относится только один вид *Cornuodus longibasis* (Lindström, 1955).

Распространение. Распространение этого монотипического рода соответствует распространению вида *C. longibasis*.

Cornuodus longibasis (Lindström, 1955)

Табл. 7, фиг. 22, 23

1955 *Drepanodus longibasis* Lindström, p. 564, pl. 3, fig. 31.

1966 *Cornuodus erectus* Fåhræus, p. 20, pl. II, fig. 8a–b, text-fig. 2: b.

1967 *Cornuodus bergstroemi* Serpagli, p. 57. pl. 12, figs. 1a–2c.

1975 *Drepanodus sublongibasis* Наседкина, с. 117–118, табл. I, фиг. 20–23.

1988 *Cornuodus longibasis* (Lindström): Stouge, Bagnoli, p. 114, pl. 1 fig. 20–21.

1999 *Cornuodus longibasis* (Lindström): Löfgren, p. 180–184, pl. 1, 2, 3 (включая синонимику).

2000 *Cornuodus longibasis* (Lindström): Дубинина, с. 216, табл. XIII, фиг. 27.

2009в *Cornuodus longibasis* (Lindström): Zhen et al., p. 267, 272–273, fig. 4°–L.

Диагноз. Конические элементы с уплощенным зубцом, с относительно высоким и округлым в поперечном сечении основанием и тонкими стенками базальной полости. Поверхность элементов с микроорнаментацией в виде тонкой полосчатости, проявленной в большей степени на задней стороне элементов. Аппарат вида включает семь морфотипов элементов [Löfgren, 1999].

Замечания. Попытки выделения других видов внутри рода *Cornuodus*, элементы которого отличаются простой морфологией, возможны только на основе анализа большого статистического материала. Однако в большинстве коллекций элементы этого вида относительно немногочисленны [Zhen et al., 2009в]. В связи с этим элементы *Cornuodus*, слегка отличные по своей морфологии от *Cornuodus longibasis*, в настоящее время рассматриваются лишь как морфоэкотипы [Löfgren, 1999]. Отмечается, что *Cornuodus longibasis* с относительно невысоким (= широким) основанием характерен для среднего ордовика, тогда как в низах ордовика и в верхней части верхнего ордовика отмечаются более вытянутые формы [Löfgren, 1999].

Распространение. Элементы *Cornuodus longibasis* встречаются практически во всем ордовике от тремадокского до хирнантского яруса [Löfgren, 1999]. Присутствие этого вида не задокументировано только в типичных мидконтинентальных отложениях Северной Америки, Сибири и Северного Китая. Поэтому *Cornuodus longibasis* традиционно рассматривается как холодноводный вид конодонтов [Bagnoli, Stouge, 1991]. В Казахстане этот вид описан из зоны *Oepikodus evae* разреза Батырбай в Малом Каратау [Дубинина, 2000].

Местонахождение. Единичные экземпляры встречены в разрезе Баритовый карьер (с 28 по 60 м) бурубайтальской свиты, Юго-Западное Прибалхашье, в найманской свите (обр. N-05/1) хр. Чингиз, Восточный Казахстан, в узунбулакской свите (обр. 156) Чу-Илийских гор, Южный Казахстан, в кенташской толще (обр. Д-9066) западной части Киргизского хребта, Северная Киргизия.

Материал. 12 экземпляров.

Род *Costiconus* Rasmussen, 2001

2001 *Costiconus* Rasmussen, p. 59–60.

Типовой вид. *Panderodus ethingtoni* Fåhraeus, 1966; Центральная Швеция, средний ордовик.

Диагноз. Аппарат включает три морфологических типа элементов: негеникулятнй дрепанодиформный Р, геникулятнй или негеникулятнй М и серию S элементов с ребрами на одной или обеих боковых сторонах. Небольшие Р, S и М элементы альбидного состава имеют относительно невысокие основания, расширенные к базальному краю, широкий наклоненный назад зубец, глубокую базальную полость и заостренные задний и передний края основания и зубца.

Распространение. Род имеет космополитное распространение, встречаясь во всех фациальных обстановках на всех континентах в отложениях от дарривильского до хирнантского яруса.

Costiconus costatus (Dzik, 1976)

Табл. 17, фиг. 9–11

1976 *Walliserodus costatus* Dzik, p. 421, pl. XLI, fig. 2, text-fig. 14m, n.

2001 *Costiconus costatus* (Dzik): Rasmussen, p. 60–62, pl. 3, figs. 9–15 (включая синонимику).

Диагноз. Негеникулятнй S элементы несут небольшое количество меридиональных ребер на одной или обеих боковых сторонах. Для негеникулятнй Р элементов характерны относительно

высокое основание и гладкие боковые стороны. М элементы негеникулятнй, с относительно высоким основанием. Угол между задней стороной зубца и задней стороной основания составляет более 90°.

Замечания. Элементы *Costiconus ethingtoni* из кремнистых отложений бурубайтальской свиты Казахстана полностью соответствуют описанию материала из Норвегии.

Распространение. Встречается в Балтоскандии (Норвегия, Польша) в дапинском и нижней части дарривильского яруса [Rasmussen, 2001]. В Северной Америке и Канаде его находки отмечаются во флоском и дарривильском ярусах [Ethington, Clark, 1982; Stouge, 1984]. В Казахстане встречен только в кремнистых отложениях флоского яруса в пределах зоны *Oepikodus evae*.

Местонахождение. В разрезе Раковая горка (обр. Р-10069) и Баритовый карьер (286 и 30 м) бурубайтальской свиты, Юго-Западное Прибалхашье, флоский ярус нижнего ордовика.

Материал. 13 экземпляров.

Costiconus ethingtoni (Fåhraeus, 1966)

Табл. 17, фиг. 7, 8, 12, 13, 14–17

1966 *Panderodus ethingtoni* Fåhraeus, p. 26, pl. 3, fig. 5a–b.

1975 *Scolopodus costatus* Pander: Наседкина, p. 121–122, табл. IV, фиг. 1.

?1998 *Walliserodus ethingtoni* (Fåhraeus): Zhang, p. 95–96, pl. 18, figs. 10, 12–15, 11.

2001 *Costiconus ethingtoni* (Fåhraeus): Rasmussen, p. 62–64, pl. 3, figs. 16–18 (включая синонимику).

2009a *Costiconus ethingtoni* (Fåhraeus): Zhen et al., p. 139–141, fig. 3A–W.

2009b *Costiconus ethingtoni* (Fåhraeus): Zhen et al., p. 31–33, fig. 4H–W.

2011 *Costiconus ethingtoni* (Fåhraeus): Zhen et al., p. 221, figs. 6–7.

Диагноз. Негеникулятнй S элементы несут меридиональные ребра на одной или обеих боковых сторонах. Для негеникулятнй Р элементов характерно относительно высокое основание и гладкие боковые стороны; для геникулятнй М элементов – низкое основание. Угол между задней стороной зубца и задней стороной основания составляет менее 90°.

Замечания. Элементы *Costiconus ethingtoni* из Казахстана соответствуют описанию материала из Балтоскандии и других регионов, где были в числе прочих S элементов отмечены формы, несущие до четырех ребер на одной из боковых сторон. Рb элементы с низким и вытянутым назад

задним краем основания, описанные из Южного Китая [Zhen et al., 2009a], в нашем материале отсутствуют.

Распространение. *C. ethingtoni* — это вид широкого географического распространения, встречается в относительно холодноводных отложениях Южного Китая, Тарима, Новой Зеландии, Балтоскандии, Канады, Ньюфаундленда, Прекордильерской Аргентины. В Южном Китае первые находки *C. ethingtoni* появляются в зоне *Lenodus antivaraibilis* [Zhang, 1998]. В разрезах Норвегии *C. ethingtoni* встречается в пределах дарривильского яруса от зоны *P. graeai* по зону *E. suecicus* [Rasmussen, 2001]. В Южном Китае, Новой Зеландии и Тариме встречается с нижней части дарривильского по верху сандбийского яруса [Zhen et al., 2009a, 2009b, 2011]. В Аргентине находки вида известны в нижней части дарривильского яруса [Mestre, 2013].

Местонахождение. В найманской свите (обр. N-05/1) хр. Чингиз, Восточный Казахстан, и узунбулакской свите (обр. 156) Чу-Илийских гор, Южный Казахстан.

Материал. 29 экземпляров.

Род *Cruxodus* Tolmacheva gen. nov.

Название рода. От лат. *crux* (крест), по крестообразной верхушке Р элементов.

Типовой вид. *Cruxodus tretiakovi* Tolmacheva sp. nov., кенташская толща, западная часть Киргизского хребта, Северная Киргизия, нижняя часть флоского яруса.

Диагноз. В аппарате *Cruxodus* выделяются три типа элементов. Конические тертипедатные Р элементы и серия конических квадриматных S элементов, отличающихся степенью асимметрии расположения зубчатых гребней. Верхушки всех элементов тупые с бугорчатой поверхностью.

Сравнение. Сходный состав аппарата с тертипедатными Р, а также тертипедатными и квадриматными S элементами, несущими зубчатые псевдокили, характерен для рода *Lundodus*. Однако у последнего рода Р элементы принципиально отличаются от S элементов отсутствием килей или ребер. Элементы *Cruxodus* внешне похожи на Sd и Sb элементы вида *Tropodus sweeti*, который отличается от описываемого рода другим составом аппарата и включением в него геникулятных Р элементов. Род *Cruxodus* установлен на небольшом материале, в связи с чем некоторые элементы аппарата могли быть не обнаружены.

Распространение. Находки рода известны только в Казахстане.

Cruxodus tretiakovi Tolmacheva sp. nov.

Табл. 7, фиг. 1–13, 17

Название вида. В честь А. А. Третьякова, активно способствующего работам по изучению конодонтов Казахстана и Северной Киргизии.

Голотип. Р элемент (табл. 7, фиг. 10, 11), экз. № 10/7, кенташская толща (обр. 9066), западная часть Киргизского хребта, Северная Киргизия; нижняя часть флоского яруса, нижний ордовик.

Описание. Элементы *Cruxodus tretiakovi* крупные, пирамидальные, с развитыми боковыми и задними зубчатыми киями. Верхушки всех типов элементов не завершаются острием, как у большинства конодонтов, а уплощены и орнаментированы незакономерно расположенными бугорками разной величины. Базальные полости неглубокие, составляют не более 1/10 длины элементов. Зубец не выражен, элементы постепенно сужаются к плоской вершине.

Р элементы тертипедатные с килем на задней стороне, гладкой и округленной передней стороной и двумя развитыми крупными переднебоковыми киями с разной степенью повернутыми назад (табл. 7, фиг. 8–13, 17). Задний и боковые кили несут расставленные крупные, но невысокие зубчики (псевдозубчики). Нижняя часть заднего килля гладкая. Боковые кили изменчивы — у разных экземпляров они имеют различный размер, но все наиболее широкие в центральной части элементов и уменьшаются к нижнему краю основания. Верхушка плоская и «срезанная» в виде креста, образованного задним и переднебоковыми киями.

S элементы квадриматные, с выраженными задним и меридиональными боковыми киями, расположенными в центральной части каждой из боковых сторон. Передняя сторона сужена в виде заостренного валика. Для заднего и боковых килей характерна мелкая неравномерная и иногда нечетко проявленная зубчатость. Sa элементы симметричные с боковыми киями, расположенными по центру элементов, Sc и Sb элементы асимметричные с изогнутым в одну из боковых сторон задним стержнем и смещенным назад внешним боковым ребром. Различаются степенью асимметрии. Верхушка элементов округленная, орнаментирована мелкими бугорками.

Замечания. Возможно, что в небольшой коллекции *C. tretiakovi* из кенташской толщи встречаются не все типы элементов, слагающие его аппарат.

Местонахождение. Кенташская толща (обр. 9066), западная часть Киргизского хребта, Северная Киргизия; нижняя часть флоского яруса, нижний ордовик.

Материал. 23 элемента.

Род *Decoriconus* Cooper, 19751975 *Decoriconus* Cooper, p.

Типовой вид. *Paltodus costulatus* Rexroad, 1967; Индиана, Северная Америка, нижний силур.

Диагноз. Шестиэлементный аппарат состоит из маленьких ребристых конических элементов с невысоким, округленным в поперечном сечении основанием, мелкой базальной полостью и уплощенным зубцом. Элементы характеризуются узкой продольной выемкой по обеим сторонам заднего киля.

Распространение. Распространение этого монотипического рода соответствует распространению вида *Decoriconus peselephantus* s.l.

Decoriconus peselephantus (Lindström, 1955) s.l.

Табл. 17, фиг. 18–24

1955 *Scolopodus* ? *peselephantus* Lindström, p. 595, pl. 2, figs. 19, 20, text-fig. 3Q.1998 *Decoriconus peselephantus* (Lindström): Löfgren, p. 342–344, figs. 2 m–r, 3k, p, r, 4a–g, o, p (полная синонимика).

Замечания. *Decoriconus peselephantus* s.l. является одним из самых распространенных таксонов ордовикских конодонтов. Очень небольшие по размеру элементы *Decoriconus* редко встречаются в больших количествах, но легко распознаются в любых коллекциях.

В результате недавней ревизии *Decoriconus peselephantus* s.l. в Балтоскандии из него были выделены два новых вида (*Decoriconus mercurius* Löfgren, 1998 и *Decoriconus pesequus* Löfgren, 1998), отличающихся незначительными морфологическими особенностями и разным интервалом существования [Löfgren, 1998]. Распространение самого *D. peselephantus* s.s. было ограничено нижним и самой нижней частью среднего ордовика (от зоны *Paltodus deltifer* тремадокского до зоны *Baltoniodus navis* дапинского яруса). В качестве характерной черты филогенетически последующего вида *Decoriconus mercurius*, распространенного в верхах дапинского яруса, рассматривался крылообразный выступ на задней части зубца Pa элемента. Для более молодого вида *Decoriconus pesequus*, распространенного в лланвирнском ярусе, установлены такие характеристики, как меньший размер и выраженная асимметрия Sd элемента [Löfgren, 1998].

Элементы *Decoriconus* присутствуют почти во всех местонахождениях Казахстана, но, как правило, все они представлены небольшим количеством экземпляров. Распознать морфологические признаки видов, выделенных А. Лёфгреном,

на этом материале не удается. Все элементы рода в данной работе рассматриваются как *D. peselephantus* s.l.

Распространение. Этот вид известен практически на всех палеоконтинентах (за исключением Сибири) в исключительно широком фашиальном спектре пород ордовика от верхнего тремадока до хирнантского яруса. Отмечается, что в тремадоке и арениге элементы *Decoriconus peselephantus* s.l. присутствуют в больших количествах, чем в более молодых отложениях [Löfgren, 1998].

Местонахождение. Встречен в массовом количестве в верхней части тремадокского яруса разреза Памятник природы – 89101 (с 26 по 27,72 м), редкие экземпляры обнаружены в флоском – дапинском ярусах разреза Баритовый карьер (с 28 по 49 м) бурубайтальской свиты Юго-Западного Прибалхашья. Обнаружен в кремнистой ирадырской (от обр. 98 до обр. 120) и ишкеоль-месской (обр. 96) свитах Северного Казахстана. Единичные элементы найдены в нижнем дарривилии в найманской свите (обр. N-05/1) хр. Чингиз, Восточный Казахстан, и узунбулакской свите (обр. 156) Чу-Илийских гор, Южный Казахстан, а также в флоской кенташской толще (обр. Д-9066) западной части Киргизского хребта (Северная Киргизия).

Материал. 250 экземпляров.

Род *Erraticodon* Dzik, 19781978 *Erraticodon* Dzik, p. 64–66.

Типовой вид. *Erraticodon alternans* (Hadding, 1913) (= *Erraticodon balticus* Dzik, 1978); разрез Фогельсонг, Швеция, верхняя часть дарривильского яруса.

Диагноз. Восьмиэлементный или семиэлементный аппарат рода состоит, как правило, из крупных стержневых элементов гиалинового состава с длинными, широко расставленными зубчиками и маленькой базальной полостью.

Замечания. Переизучение конодонтов из разреза Фогельсонг (Швеция) и анализ старых коллекций из этого местонахождения [Bergström, 2007] показали, что типовой вид этого рода – *Erraticodon balticus* Dzik, 1978 – является младшим синонимом *Erraticodon alternans* (Hadding, 1913). Для этого вида характерно наличие нескольких крупных зубчиков в средней части заднего стержня Sa, Sc и Sb элементов, сильно увеличенных по отношению к другим зубчикам. Sa элементы типового вида, как и большинство других видов *Erraticodon*, несут по одному зубчику на боковых стержнях.

Два вида рода *Erraticodon* – *E. patu* Cooper, 1981 и *E. bellevuensis* Zhen et Percival – характеризуются

ся большим количеством зубчиков на боковых стержнях.

Распространение. Стратиграфическое распространение типового вида, который был описан из Швеции и переописан из валунного материала Польши, в Балтоскандии ограничивается ласнамяггйским и ухакусским горизонтами дарривильского яруса. Определение *E. alternans* в других регионах сильно зависит от точки зрения исследователей на его морфологические признаки, но тем не менее он относится к видам широкого географического распространения и встречается в Балтоскандии, Австралии [Zhen et al., 2008] и Ньюфаундленде [Stouge, 1984; Pohler, 1994]. Помимо *E. alternans* во всех регионах, в том числе в Аргентине и Южном Китае, встречается сходный таксон, но без увеличенных зубчиков на задних стержнях, который тем не менее определяется как *Erraticodon balticus* или *Erraticodon* sp. [Stouge, 2012; Hereida et al., 2013; Lehnert, 1995].

Остальные виды рода имеют более ограниченное распространение, так, *E. patu* Cooper, 1981 встречается в Австралии [Zhen et al., 2003b], Аргентине [Hereida et al., 2013], *E. tangshanensis* Yang et Xu, 1983 и *E. hexianensis* An et Ding, 1985 — в Китае, Корее и, возможно, в Казахстане и Аргентине.

В целом представители рода встречаются практически повсеместно, с нижнего (зона *O. evae*) по низы верхнего ордовика (нижний карадок). В верхнем ордовике его находки единичны. Так, Т. А. Москаленко описала новый вид *Erraticodon gratis* [Moskalenko, 1977] из чертовского горизонта верхов дарривильского(?) — низов сандбийского ярусов. *E. gratis* и *E. alternans* являются наиболее молодыми видами из всех представителей рода.

***Erraticodon* cf. *E. hexianensis* An et Ding, 1985**

Табл. 19, фиг. 14–23

cf. 1985 *Erraticodon hexianensis* An et Ding, p. 9–10, pl. 1, figs. 21–23, 26–29, ?fig. 15.

cf. 1985 *Erraticodon hexianensis* An et Ding: An et al., pl. 15, figs. 1–4.

1993 *Erraticodon hexianensis* An et Ding: Ding et al. in Wang, p. 177, pl. 21, figs. 1–10.

cf. 2007 *Erraticodon hexianensis* An et Ding: Zhen et al., p. 151–160, figs. 4–9.

Описание. Относительно крупные гиолиновые элементы с гладкой поверхностью и длинными зубчатыми стержнями. Зубчики тонкие, свободные, нешироко расставленные. Длина основного зубца превышает длину зубчиков примерно в два

раза. В коллекции присутствуют только Pa, Sa, Sc, Sb, Sd и M элементы.

Pa элемент дигератный с двумя зубчатыми отростками. На одном из стержней один или два срединных зубчика увеличены и по размеру сопоставимы с основным зубцом. Алятный симметричный Sa элемент характеризуется задним зубчатым и двумя боковыми короткими отростками, несущими по одному крупному зубчику. Зубчики на заднем отростке более или менее одинаковые. У бипеннатных Sb и Sc элементов отличительной особенностью является зубчатый передний и задний отростки, при этом передний отросток Sb элемента резко изгибается на внутреннюю сторону элемента в виде бокового отростка. У Sb элемента на заднем стержне выделяется увеличенный по сравнению с другими зубчик. Для тертиопедатных Sd элементов характерен длинный зубчатый задний и два боковых зубчатых отростка. Все зубчики на заднем стержне примерно одного и того же размера. Для долаборатного M элемента характерен зубчатый, относительно короткий задний отросток и гладкий, слабо удлиненный передний край.

Замечания. Элементы *Erraticodon* в изученных местонахождениях Казахстана встречаются исключительно редко; полный состав элементов аппарата этого семиэлементного (восьмиэлементного?) таксона не известен. Не обнаружены Pb и Pc элементы в интерпретации состава аппарата согласно последней ревизии вида *E. hexianensis*.

Все найденные элементы практически идентичны по морфологии соответствующим элементам *E. hexianensis* An et Ding, 1985. Они также не отличаются от вида *Erraticodon gratus* (Moskalenko, 1977), известного на Сибирской платформе, и *Erraticodon* n. sp. A, описанного в Западном Ньюфаундленде [Stouge, 2012]. Однако принимая во внимание, что во многом казахстанская фауна сходна с описанной в Восточной Гондване, обнаруженные формы условно отнесены к *E. hexianensis*.

Распространение. Встречается во всех фациях, как в кремнистых, так и карбонатных разрезах нижней части дарривильского яруса Казахстана, Южного Китая, Кореи, возможно, Аргентины [Zhen et al., 2007; Hereida et al., 2013].

Местонахождение. Единичные экземпляры найдены в нижнем дарривилии разреза Памятник природы бурубайтальской свиты (обр. 32 м), в найманской свите (обр. N-05/1) хр. Чингиз, Восточный Казахстан, и узунбулакской свите (обр. 156) Чу-Илийских гор, Южный Казахстан.

Материал. 1 M элемент, 3 Sc, 4 Sb и 2 Sd элемента.

Род *Fahraeusodus* Stouge et Bagnoli, 1988

1988 *Fahraeusodus* Stouge et Bagnoli, p. 118–119.

Типовой вид. ?*Microzarkodina adentata* McTavish, 1973; свита Эмануэль (Emanuel), Западная Австралия, верхняя часть тремадокского яруса.

Замечания. Типовым видом рода *Fahraeusodus*, который был выделен при изучении конодонтов нижнего ордовика на Ньюфаундленде [Stouge, Bagnoli, 1988], является вид ?*Microzarkodina adentata*, описанный в верхнем тремадоке Австралии [McTavish, 1973]. В аппарат этого вида при его первичном описании, наряду с P, Sc, Sa и M элементами, был включен и Sd (тетраприонидоформный, квадрираматный) элемент. Позднее присутствие Sd элемента в аппарате *Fahraeusodus adentata* было подтверждено новыми данными по конодонтам из типовой для этого таксона свиты Эмануэль [Zhen, Nicoll, 2009]. Помимо наличия квадрираматных элементов, отличительными признаками ?*Microzarkodina adentata* являются отсутствие базальной каймы у всех типов элементов и интервал существования этого вида в пределах позднего тремадока — раннего фло.

В состав рода *Fahraeusodus* помимо типового вида были включены два вида, первоначально обнаруженные в Северной Америке: *F. marathonsensis* (Bradshaw, 1969) и *F. mirus* (Stouge et Bagnoli, 1988). Последний вид был зафиксирован только в разрезах нижнего ордовика Ньюфаундленда [Stouge, Bagnoli, 1988; Pohler, 1994], тогда как *F. marathonsensis* оказался видом широкого географического распространения и был найден в Аргентине, Норвегии, на Северо-Американской платформе, а также в Балтоскандии (Ленинградская область) и в кремнях среднего ордовика Казахстана.

Большинство коллекций этого вида ограничено небольшим количеством экземпляров, в которых часть элементов аппаратов может отсутствовать. Однако даже в больших коллекциях *Fahraeusodus marathonsensis* квадрираматные элементы с двумя боковыми и передним отростками не были обнаружены [Ethington, Clark, 1982; Smith, 1991]. Хотя некоторые авторы предположительно включали в *F. marathonsensis* квадрираматные Sd элементы [Repetski, 1982; Pohler, 1994], изображенные ими формы не несут таких характерных признаков этого вида, как ребра на зубчиках и базальная кайма, и могут являться элементами других таксонов.

В материале из Казахстана квадрираматные элементы также отсутствуют. Не исключено, что морфологическим аналогом Sd элементов мо-

жет являться выраженный (с сильно загнутым в боковую сторону передним отростком) тертиопедатный элемент, который включается в транзитную серию наравне с невыраженными тертиопедатным (Sb), долаборатным (Sc) и алятным (Sa) элементами. Такая интерпретация аппарата была предложена для транзитной серии элементов *Baltoniodus?* sp. из раннего дарривилия Новой Зеландии [Zhen et al., 2009], которые скорее всего относятся к *F. marathonsensis*.

Поскольку состав аппарата, в частности присутствие или отсутствие квадрираматных Sd элементов, является родовым признаком, то возможно, что к роду *Fahraeusodus* можно отнести только его типовой вид ?*Microzarkodina adentata* McTavish, а также другие таксоны с квадрираматными элементами. В этом случае виды без квадрираматных элементов *Fahraeusodus marathonsensis* (Bradshaw, 1969) и условно *F. mirus* (Stouge et Bagnoli, 1988) должны быть выделены в новый род. Однако для такого решения в настоящее время недостаточно данных.

Fahraeusodus marathonsensis (Bradshaw, 1969)

Табл. 19, фиг. 1–13

- 1969 *Gothodus marathonsensis* Bradshaw, p. 1151, pl. 137, fig. 13–15, text-figs. 3S, T, U.
 1969 *Paracordylodus* sp. Bradshaw, p. 1159, pl. 136, figs. 12, 13.
 1969 *Roundia* sp. Bradshaw, p. 1160–1161, pl. 137, fig. 17, text-fig. 3A.
 ?1982 *Microzarkodina? marathonsensis* (Bradshaw): Repetski, p. 28–29, pl. 10, figs. 1f–7c, 9a–c.
 1982 “*Microzarkodina*” *marathonsensis* (Bradshaw): Ethington, Clark, p. 55–56, pl. 5, figs. 14, 19, 20, 23, 24, 27.
 1988 *Fahraeusodus marathonsensis* (Bradshaw): Stouge, Bagnoli, p. 119, pl. 4, figs. 15–17.
 1991 *Fahraeusodus marathonsensis* (Bradshaw): Smith, p. 36–37, figs. 20 a–g.
 2001 *Fahraeusodus marathonsensis* (Bradshaw): Rasmussen, p. 80–81, pl. 7, figs. 15.
 2010 *Fahraeusodus marathonsensis* (Bradshaw): Bauer, p. 8, pl. 1, figs. 13, 14, 16, 17, 20, 21.
 2003 *Fahraeusodus marathonsensis* (Bradshaw): Pyle et al., p. 77–5, pl. 5, figs. 27–29.
 ? 2009 ?Gen. et sp. indet.: Zhen et al., p. 37–38, figs. 3D–K.

Диагноз. P и S элементы с зубчатым задним и незубчатыми боковыми и передним отростками, M элементы незубчатые геникулятные. У всех типов элементов наблюдается выраженная в разной степени базальная кайма, ограниченная в верхней части острым узким валиком. Главный

зубец и зубчики несут один или несколько тонких центральных ребер.

Описание. Р элементы с прямым, длинным и широким зубцом, коротким передним краем и небольшими, перпендикулярно расположенными по отношению к заднему стрежню зубчиками. Размер зубчиков постепенно и значительно уменьшается по направлению к заднему концу заднего стрежня. Ширина базальной каймы максимальная под основанием зубца и уменьшается к краям переднего и заднего отростков. Присутствуют Р элементы с коротким и длинным задними стержнями. У зубчиков наблюдается центральное резкое ребро или реже несколько ребер.

Sa элементы симметричные с прямым зубчатый задним и двумя боковыми отростками, занимающими передне-боковое положение. Передняя сторона элемента уплощена и не несет никаких срединных килей или ребер. Зубчики наклонены.

Sc элементы со слегка закругленным задним стрежнем, длинным передним отростком и длинными наклоненными зубчиками. Обе стороны зубца несут ребро, которое заканчивается на пересечении с валиком базальной каймы. Эти элементы похожи на S элементы *Paracordylodus gracilis*, с которыми неоднократно путали описываемый вид [Курковская, 1985]. Основное отличие заключается в их более коротких зубчиках на заднем стержне, которые располагаются под прямым углом к оси стержня, в отличие от наклоненных и более длинных зубчиков у *P. gracilis*.

Sb элементы с более прямым задним отростком, наклоненными зубцами и боковым отростком, достигающим до края основания. Передний отросток длинный, загнут на внутреннюю сторону. Sd элементы сходны с Sa, но отличаются от них асимметричным расположением боковых отростков.

Для М элементов характерны длинный и незубчатый задний и относительно длинные передние отростки. Зубец несет срединное ребро, которое не доходит до его основания. М элементы сходны с соответствующими элементами *Protoprioniodus*, которые также в небольших количествах присутствуют в пробах из бурубайтальской свиты.

Замечания. У S элементов этого вида из Казахстана размер зубчиков в целом уменьшается от зубца к заднему краю отростка; значительного увеличения срединных зубчиков по типу *Periodon flabellum*, описанного С. Полер [Pohler, 1994], не отмечается. С. Стоуге [Stouge, Bagnoli, 1988] подчеркнул, что для вида характерным признаком является присутствие нескольких ребрышек на зубчиках. Этот признак изменчив в коллекции из Казахстана; в большинстве случаев присутствует одно выраженное ребро, только на некоторых зубчиках наблюдаются три или два параллельных ребрышка. Казахские Р элементы отличаются от описанных из Америки [Ethington, Clark, 1982; Smith, 1991] значительно более коротким передним отростком и прямо расположенными зубцами на заднем стержне (рис. 70).

Элементы, обнаруженные в нижнем дарривиллии Новой Зеландии [Zhen et al., 20096], практи-

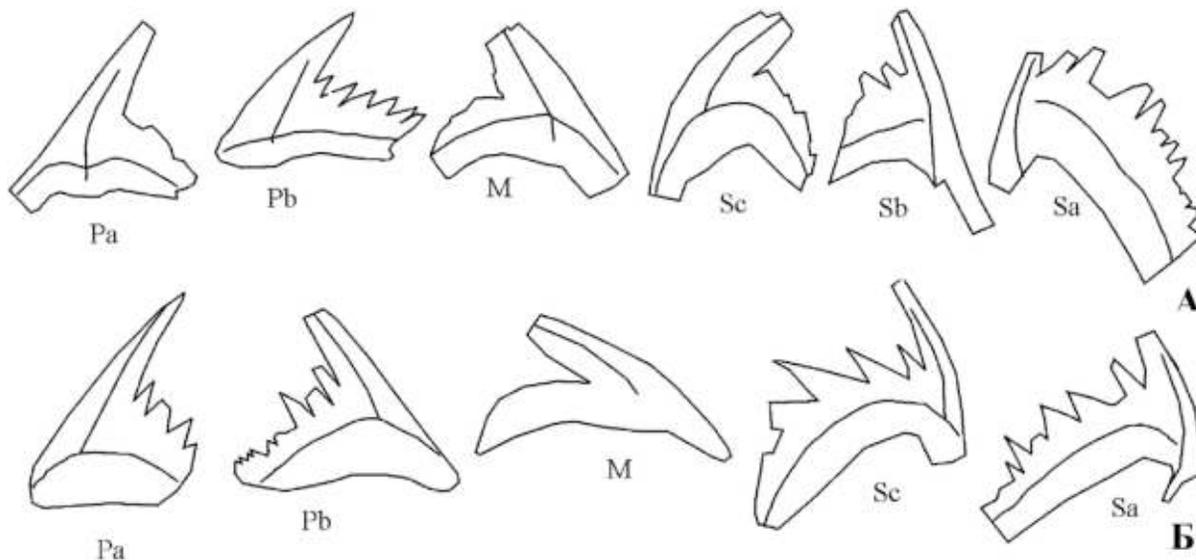


Рис. 70. Состав аппарата вида *Fahraeusodus marathonensis* из Западной Юты [Ethington, Clark, 1982] и бурубайтальской свиты Южного Казахстана (разрез Баритовый карьер, обр. 60 м)

чески неотличимы от соответствующих S элементов *Fahraeusodus marathonsis*, однако Р элементы там отсутствуют, что не позволяет уверенно определить вид.

Распространение. *Fahraeusodus marathonsis* на Северо-Американской платформе встречается в широком возрастном диапазоне от зоны *Oepikodus communis* верхней части флоского яруса по нижнюю часть дарривильского яруса (до середины зоны *Histiodelle sinuosa*) [Ethington, Clark, 1982]. Найден в верхах флоского яруса в Канадских Кордильерах [Pyle, Barnes, 2003] и тремадоской – флоской серии Кау Хед (Cow Head) Западного Ньюфаундленда [Stouge, Vagnoli, 1988]. Более молодые дарривильские формы на Ньюфаундленде не обнаружены. В Балтоскандии встречаются как в флоском, так и в дарривильском ярусах [Rasmussen, 2001], но в незначительных количествах. Также его находки известны в нижнем ордовике серии Эль Пасо (El Paso) [Repetski, 1982], известняков Антелоп Велли (Antelope Valley), Невада [Sweet et al., 2005], низов среднего ордовика Оклахомы [Bauer, 1989; 2010]; в флоском ярусе Гренландии [Smith, 1991]. В Аргентине этот вид встречается в единичных экземплярах в составе фауны от верхней части флоского яруса (зона *O. evae*) до комплекса (Assemblage) VI в верхней части разреза Никуи Вил (Niqui vil) [Lehnert, 1995; Albanesi, 1998]. Возможно, присутствует также в нижнем дарривилии Новой Зеландии [Zhen et al., 2009]. В Казахстане обнаружен в кремнистых отложениях нижней части дарривильского яруса.

Местонахождение. Найден в разрезе Баритовый карьер бурубайтальской свиты (обр. 60 м) в нижней части зоны *Paroistodus horridus*.

Материал. 10 Р, 1 М и 10 S элементов.

Род *Histiodelle* Harris, 1962

1962 *Histiodelle* Harris, p. 207–208.

Типовой вид. *Bryantodina sinuosa* Graves et Ellison, 1941; Северная Америка, средний ордовик.

Диагноз. Аппарат включает шесть типов элементов альбидного состава с гиалиновым основанием: бипеннатные Р и Sc, тертиопедатные Sb, алятные Sa и геникулятные М элементы, для всех элементов характерны листовидные отростки, гладкие или несущие зубчики и маленькая базальная полость.

Замечания. Род *Histiodelle* – это один из многих родов в ордовике, чьи виды были прослежены в эволюционной последовательности в пределах нижней части среднего ордовика. На материале из Северной Америки [McHargue,

1982] был выявлен эволюционный тренд в развитии этой группы, проявленный в увеличении количества зубчиков и уменьшении соотношения высоты и длины у Р элементов, а также в увеличении доли Р элементов в аппаратах. Все виды рода *Histiodelle* являются шестиэлементными [McHargue, 1982], но у молодых представителей этой линии другие элементы, кроме Ра и Рб элементов, не обнаружены.

Наиболее древним (флоским) видом *Histiodelle* является *H. donnae* Repetski, 1982 из серии Эль Пасо (El Paso Group) в Западном Техасе и на юге штата Нью-Мексико. Этот вид был обнаружен также в флоских (ибекских) отложениях свиты Маниту (Manitou) [Ethington, Clark, 1982] и в ряде других местонахождений Северной Америки [Mound, 1968; Repetski et al., 2000]. *H. altifrons* в Северной Америке найдена в нижней части свиты Джоинс (Joins) верхнего дапина и нижнего дарривилия в Южной и Центральной Оклахоме [Bauer, 2010]. Для обоих этих видов характерны гладкие верхние края Р элементов, у всех остальных представителей рода Р элементы зубчатые. Из Северной Америки описаны четыре последовательных раннедарривильских вида: *H. minutiserrata*, *H. sinuosa*, *H. serrata*, *H. holodentata* и *H. labiosa* [Bauer, 2010]. С. Стоуге [Stouge, 1984] выделил виды *H. kristinae* и *H. bellburnensis* из средней части свиты Тейбл Хэд (Table Head), Ньюфаундленда, которые он рассматривал как потомковые формы *H. holodentata* (= *H. tableheadensis*). Описанные из разрезов Китая *H. intertexta* An et al., 1981 и *H. infrequensa* An et al., 1983 при ревизии были отнесены к *H. holodentata* и частично к *H. kristinae* [Zhen et al., 2011].

В Казахстане были обнаружены *Histiodelle* *Histiodelle* cf. *H. altifrons*, *H. sinuosa*, *H. holodentata*, *H. kristinae* и два ранее неизвестных вида (рис. 71). Один из них был описан как *Histiodelle levis* Tolmacheva, а для полного описания другого вида – *Histiodelle* sp. 1 не хватает фактического материала.

Распространение. Представители рода *Histiodelle* встречаются в Северной Америке, Аргентине, Южном Китае, Тариме, Австралии, Казахстане, Балтоскандии и на Урале. Первые самые древние *Histiodelle* (*H. donnae* и *H. altifrons*) до их находок в Казахстане были известны только из Северной Америки, где присутствует вся филогенетическая линия этого рода, за исключением самого молодого ее представителя *H. kristinae* [Bauer, 2010]. Все остальные виды, включая *H. holodentata*, *H. kristinae* и *H. bellburnensis*, являются видами широкого географического распространения и обнаружены практически повсеместно, за исключением *H. holodentata* в Балтоскандии и на

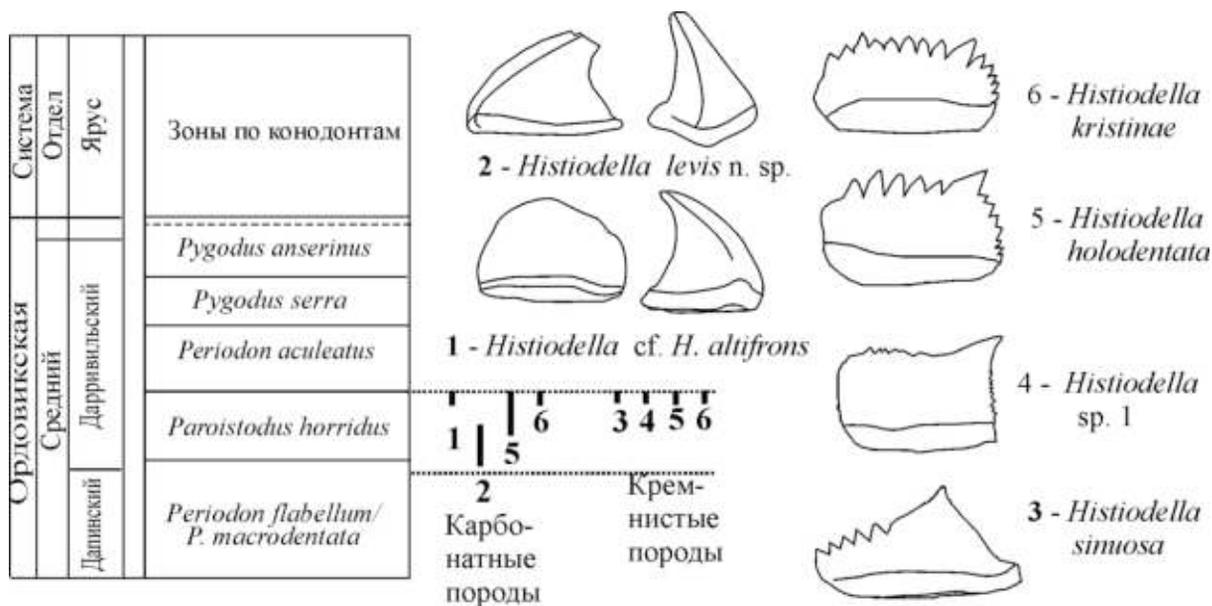


Рис. 71. Распространение видов рода *Histiodella* в карбонатных и кремнистых породах Казахстана. В кремнистой бурубайтальской свите все четыре вида *Histiodella* были найдены на одном стратиграфическом уровне

Южном Урале [Stouge, 1984; Du et al., 2005; Zhen et al., 2011; Mestre, Heredia, 2012].

Histiodella holodentata Ethington et Clark, 1982

Табл. 21, фиг. 17, 20

- 1982 *Histiodella holodentata* Ethington et Clark, p. 47–48, pl. 4, figs. 1, 3, 4, 16.
 1984 *Histiodella tableheadensis* Stouge, p. 87–88, pl. 18, figs. 8, 12–14, text-fig. 17.
 1998 *Histiodella tableheadensis* Stouge: Zhang, p. 72, pl. 9, figs. 14, 15 (синонимика отсюда).
 нет 2001 *Histiodella holodentata* Ethington et Clark: Rasmussen, p. 82, pl. 7, figs. 18–19.
 2010 *Histiodella holodentata* Ethington et Clark: Bauer, pl. 2, fig. 9.
 2011 *Histiodella holodentata* Ethington et Clark: Zhen et al., p. 227, figs. 14A–B (синонимика отсюда).
 2012 *Histiodella holodentata* Ethington et Clark: Mestre, Heredia, p. 144–145, figs. 3A, B.

Диагноз. Ра элементы *H. holodentata* относительно короткие и высокие с зубчиками на переднем и более коротком заднем отростках. Верхушка самых крупных зубчиков передней части листа расположена ниже верхушки главного зубца.

Распространение. Этот вид имеет очень широкое географическое распространение и в нижней части дарривилльского яруса встречается прак-

тически на всех континентах, кроме, вероятно, Балтоскандии [Zhen et al., 2011; Mestre, Heredia, 2012].

Местонахождение. В Казахстане элементы этого вида обнаружены в карбонатных породах верхнего дарривила терригенно-карбонатной толщи (обр. Р-204) гор Окпекты, хр. Чингиз и в кенташской свите (обр. Д-9041) западной части Киргизского хребта, Северная Киргизия. Встречены в кремнистом разрезе Баритового карьера бурубайтальской свиты (обр. 60 м) в нижней части зоны *Paroistodus horridus*.

Материал. Всего 25 Р элементов.

Histiodella kristinae Stouge, 1984

Табл. 21, фиг. 21–25

- 1998 *Histiodella kristinae* Stouge: Zhang, p. 72–73, pl. 9, figs 16–17;
 2001 *Histiodella holodentata* Ethington et Clark: Rasmussen, p. 82, pl. 7, figs. 18–19.
 2001 *Histiodella kristinae* Stouge: Rasmussen, p. 84, pl. 8, figs. 1–3, 5.
 2004a *Histiodella kristinae* Stouge: Zhen, Percival, p. 97, figs. 14A–L.
 2011 *Histiodella kristinae* Stouge: Viira, fig. 9N–O.
 2011 *Histiodella kristinae* Stouge: Zhen et al., p. 229, figs. 14C–F (синонимика отсюда).
 2012 *Histiodella kristinae* Stouge: Mestre, Heredia, p. 146–147, figs. 3C–G.

Диагноз. Относительно длинные и невысокие Ра элементы несут зубчики на передней и задней частях листа. Верхушка самых крупных зубчиков передней части листа расположена выше верхушки главного зубца.

Распространение. Этот вид встречается практически везде в Северной Америке, Скандинавии, Польше, Эстонии, Китае и Австралии. В разрезах Балтоскандии обнаружен в верхах кундаского и азериском горизонтах. Сходное распространение характерно и для других регионов — Китая, Новой Зеландии, Австралии, Аргентины, Ньюфаундленда [Zhen, Percival, 2004a; Mestre, Heredia, 2012].

Местонахождение. Элементы этого вида обнаружены в найманской свите (обр. N-05/1) хр. Чингиз, Центральный Казахстан. Также найден в разрезе Баритовый карьер бурубайтальской свиты (обр. 60 м) в нижней части зоны *Paroistodus horridus*.

Материал. 30 элементов.

Histiodella sinuosa (Graves et Ellison, 1941)

Табл. 21, фиг. 14–16

1941 *Bryantodina sinuosa* Graves et Ellison, p. 9, pl. 2, fig. 13.

1962 *Histiodella serrata* Harris, p. 209, pl. 1, fig. 3.

1969 *Histiodella sinuosa* (Graves et Ellison): Bradshaw, p. 1151, pl. 137, figs. 24, 25.

1982 *Histiodella sinuosa* (Graves et Ellison): Ethington, Clark, p. 49–50, pl. 5, figs. 1–3, 5–7.

2010 *Histiodella sinuosa* (Graves et Ellison): Bauer, pl. 2, figs. 19–22.

Диагноз. Ра элементы (бипеннатные) с зубчатым передним краем отростка и гладким задним краем. Главный зубец большой, занимает от половины до одной трети элемента.

Замечания. Ра элемент *Histiodella sinuosa* отличается от *H. holodentata* и *H. kristinae* треугольным очертанием с более длинным передним отростком и коротким задним, полого понижающимся от зубца к краям [Bradshaw, 1969, pl. 137, fig. 24; Sweet et al., 1971, pl. 1, fig. 39]. МакХагью [McHargue, 1982] предложил рассматривать элементы *H. sinuosa* и *H. serrata*, практически всегда встречающиеся вместе в одних и тех же образцах, как один вид. Другие специалисты также считали *H. sinuosa* старшим синонимом *H. serrata* [Bradshaw, 1969; Ethington, Clark, 1982]. Тем не менее в настоящее время *H. sinuosa* и *H. serrata* рассматриваются как отдельные виды, последний из которых отличается небольшими зубчиками, развитыми и на заднем крае элемента [Bauer, 2010].

Распространение. Вид встречается в Северной Америке [Bauer, 2010] и Казахстане.

Местонахождение. Найден в разрезе Баритовый карьер бурубайтальской свиты (обр. 60 м) в нижней части зоны *Paroistodus horridus*.

Материал. 5 элементов.

Histiodella levis Tolmacheva sp. nov.

Табл. 22, фиг. 1–20

Название вида. От лат. *levis* (ровный, гладкий).

Голотип. Ра элемент (табл. 22, фиг. 7), экз. № 7/22, известняки вулканогенной толщи (обр. Д-11130), Урумбайский район, Северный Казахстан, нижняя часть дарривильского яруса.

Диагноз. Шестиэлементный аппарат включает крупные бипеннатные незубчатые Ра и Рb элементы треугольного очертания с относительно широкой базальной полостью, геникулятные М и серию незубчатых S элементов. Рb элементы характеризуются выраженным зубцом и выемкой на заднем крае листа.

Описание. Ра элементы листовидные, с удлиненной задней и укороченной передней стороной. Зубец высокий, сильно уплощенный в передне-заднем направлении, наклоненный назад, плавно переходит в листовидное основание. Передний край элемента несет невысокий киль, загнутый на внутреннюю боковую сторону. Задний край килеобразный, вогнутый, его степень удлиненности варьирует в зависимости от степени наклона зубца. Боковые стороны элемента гладкие и ровные, продолжение зубца на внешней стороне основания отмечается пологим валиком, образующим на пересечении с базальной каймой основания отчетливый выступ. Внутренняя сторона элемента гладкая. Базальная кайма проявлена в виде выпуклого валика, в том числе и на заднем крае листа. Базальная полость неглубокая, относительно широкая.

Рb элементы по общей форме сходны с Ра элементами, но отличаются от них более удлиненной передней частью листа. Центральная часть базальной полости, соответствующая основанию зубца, приходится на центральную часть элемента, в отличие от Ра элементов, у которых центральная часть полости располагается ближе к передней стороне. На внешней боковой стороне листа Рb элементов зубец продолжается пологим валиком, внутренняя сторона листа слегка вогнута из-за загибания во внутрь передней части листа. Задний киль листа вогнут, основание элемента отделяется от его зубца выемкой, придавая элементу геникулятный облик.

Все S элементы меньше по размеру, чем Р элементы, и несут небольшие боковые и задний от-

ростки. Базальная полость маленькая, узкая. У симметричных Sa элементов присутствуют короткий задний и два боковых отростка с закругленными базальными краями. Sb элементы асимметричные, с двумя боковыми отростками, один из которых смещен по направлению к передней, другой — к задней стороне элемента. Sc элементы негеникулятные, с уплощенным с боков основанием, высоким зубцом и валиком, идущим от верхушки зубца до нижнего края элемента на внешней боковой стороне. Вдоль нижнего края S элементов может проходить выпуклая базальная кайма. M элементы геникулятные, с относительно низким основанием, незначительно вытянутым назад и вперед. Вдоль широкого зубца по обеим боковым сторонам элемента проходит пологий валик.

Сравнение. *Histiodella levis* отсутствием зубчатости и треугольным очертанием листа похожа на *H. altifrons*, отличаясь от него только строением Pa и Pb элементов. Для Pa элементов *H. levis* характерен высокий треугольный лист с боковым выступом на его базальной кромке. У соответствующих элементов *H. altifrons* передняя сторона листа значительно более развита. На заднем крае Pb элементов *H. levis* присутствует выемка, чего не наблюдается у *H. altifrons*. Кроме того, в отличие от последнего вида, характерного для дапинского яруса [Bauer, 2010], *H. levis* встречается в нижней части дарривильского яруса, как и *Histiodella* cf. *H. altifrons*. От последнего вида *H. levis* отличается значительно более крупными размерами и треугольным очертанием Pa элементов.

Замечания. Мультиэлементный состав этого вида полностью соответствует строению аппарата *Histiodella*, с связи с чем, несмотря на крупный размер, выемку на заднем крае Pb элементов и более широкую базальную полость, описанный вид отнесен к этому роду.

Местонахождение. Встречен только в вулканогенной толще (обр. 11130) Урумбайского района, Северный Казахстан.

Материал. 30 P, 1 M, 5 Sa, 15 Sb элементов.

Histiodella cf. *H. altifrons* Harris, 1962

Табл. 21, фиг. 1–13

- cf. 1962 *Histiodella altifrons* Harris, 1962, p. 208–207, pl. 1, figs. 4a–c.
 cf. 1969 *Histiodella sinuosa* (Graves et Ellison): Bradshaw, p. 1151–1152, pl. 137, figs. 26 (только).
 cf. 1982 *Histiodella altifrons* Harris: Ethington, Clark, p. 46–47, pl. 4, figs. 5–12.
 cf. 2010 *Histiodella altifrons* Harris: Bauer, pl. 2, figs. 1–3.

Описание. Все элементы вида небольшие и незубчатые. Для Pa элементов характерен высокий листообразный верхний край, который обломан у большинства элементов. Главный зубец не выдвигается, боковые стороны элемента гладкие и ровные, немного расширяются в стороны у нижнего края основания. Очертание элемента при виде сбоку округленно-квадратное. Базальная полость узкая и неглубокая. Для бипеннатных Pb элементов характерен выраженный наклоненный назад зубец. Лист заднего отростка резко уменьшается к краю основания, образуя вогнутую линию заднего края элемента. Передний край Pb элементов загнут на внутреннюю сторону. На внешней боковой стороне основания, ближе к переднему краю наблюдается расширение. Базальная полость относительно широкая, ее максимальная ширина отмечается у переднего расширения основания. Элементы изменчивы — отличаются друг от друга длиной и шириной; варьируют от элементов с сильно загнутым передним краем до практически плоских и узких.

M элементы негеникулятные, маленькие, основание низкое, незначительно вытянутое назад. Вдоль широкого зубца проходит пологий валик. Sc элементы негеникулятные, с уплощенным с боков основанием, высоким зубцом и валиком, проходящим от верхушки зубца до нижнего края элемента на одной из боковых сторон. Sa элементы симметричные с задним и двумя боковыми отростками, края которых относительно короткие, не заходят за задний край основания. Sb элементы с широким зубцом и заднебоковым отростком.

Замечания. Pa элементы *Histiodella* cf. *H. altifrons* из Казахстана отличаются от элементов *H. altifrons* округленно-прямоугольным очертанием с относительно прямым или закругленным верхним краем листа. У элементов *H. altifrons* из Северной Америки очертание листа треугольное, с выступающим главным зубцом и краями, полого снижающимися к его базальной части [Bradshaw, 1969; McHargue, 1982]. Также округленно-прямоугольным очертанием *Histiodella* cf. *H. altifrons* отличается от нового вида *Histiodella levis*, описанного из известняков вулканогенной толщи в Урумбайской зоне Северного Казахстана.

Распространение. *H. altifrons* встречается в дапинском ярусе Северной Америки [Bradshaw, 1969; McHargue, 1982; Bauer, 2010] и Аргентины [Lehnert, 1995]. В Казахстане многочисленные элементы *Histiodella* cf. *H. altifrons* найдены в нескольких местонахождениях в нижней части дарривильского яруса. Разный стратиграфический интервал распространения этих форм может указывать на то, что казахстанский *Histiodella* cf.

H. altifrons может являться самостоятельным видом, эндемичным для данного региона.

Местонахождение. Найден в нижней части дарривильского яруса в найманской свите (обр. N-05/1) хр. Чингиз, Восточный Казахстан, караканской свите (обр. 2033) Северной Бетпак-Далы, Южный Казахстан, в вулканогенной толще (обр. 11130) Урумбайского района, Северный Казахстан, в узунбулакской свите (обр. 156) Чу-Илийских гор, Южный Казахстан, и в тасбулакской свите (обр. Д-10063а) Джунгарского Алатау, Восточный Казахстан.

Материал. 54 элемента.

Histiodella sp. 1

Табл. 21, фиг. 18–19

Описание. Маленькие листовидные Ра элементы с высокими задним и передним сторонами листа и мелкой зубчатостью по их краю. Зубец крупный, наклоненный назад, выдается за верхний край основания. С боковой стороны элемент имеет прямоугольные очертания с укороченной задней стороной листа. Нижняя сторона элемента прямая, образует с его задней стороной почти прямой угол. Длина листа примерно в два раза превышает его высоту.

Замечания. Среди известных видов рода только *H. minutiserrata* характеризуется мелкой рудиментарной зубчатостью по верхнему краю листа. Однако у последнего вида, описанного из Северной Америки, очертания элементов треугольные, высота передней и задней сторон листа уменьшается от зубца к краям. Кроме того, все Ра элементы *H. minutiserrata* более вытянутые в передне-заднем направлении.

Местонахождение. Найден в разрезе Баритовый карьер бурубайтальской свиты (обр. 60 м) в нижней части зоны *Paroistodus horridus*.

Материал. 5 элементов.

Род *Juanognathus* Serpagli, 1974

1974 *Juanognathus* Serpagli, p. 49.

Типовой вид. *Juanognathus variabilis* Serpagli, 1974

Диагноз. Шести- или семиэлементный? аппарат рода включает сплюснутые в переднезаднем направлении простые конические элементы с боковыми отростками — киями, формирующими симметрично переходные ряды. Поверхность элементов гладкая, без орнаментации.

Распространение. Представители рода имеют широкое географическое распространение, встречаясь повсеместно, кроме Балтоскандии

и Сибири, в интервале нижнего и нижней части среднего ордовика.

Juanognathus jaanussoni Serpagli, 1974

Табл. 20, фиг. 1, 6–12, 14, 17

1974 *Juanognathus jaanussoni* Serpagli, p. 50–51, pl. 11, figs. 8a–12c, pl. 23, figs. 1a–5b (синонимика отсюда).

? 1982 *Juanognathus jaanussoni* Serpagli: Ethington, Clark, p. 50, pl. 5, figs. 12, 13.

2001 *Juanognathus jaanussoni* Serpagli: Pyle, Barnes, p. 75, pl. 24, figs. 5–8.

Описание. Элементы конические с одним или двумя боковыми отростками, один из которых значительно лучше развит, чем другой. Наблюдается переходная серия элементов от относительно невысоких и широких с развитым боковым отростком (табл. 20, фиг. 12) к элементам, у которых боковой отросток занимает передне-боковое положение, а они сами приобретают дрепанодиформный облик (табл. 20, фиг. 9). У элементов с двумя отростками один заходит в виде широкого кия за базальный край основания, другой протягивается вдоль зубца, переходя в слегка расширенный валик на основании, или может достигать края основания (табл. 20, фиг. 1).

Замечания. Описанный вид отличается от *Juanognathus jaanussoni* немного более короткими элементами с широкими боковыми отростками, а также наличием форм с двумя отростками, один из которых значительно больше развит, чем другой (табл. 20, фиг. 1). В типовой коллекции этого вида из Аргентины такие формы отсутствуют, но это может быть связано с небольшим объемом типового материала [Serpagli, 1974]. У элемента *J. jaanussoni*, изображенного Р. Этингтоном и Д. Кларком [Ethington, Clark, 1982, pl. 5, fig. 12], присутствуют оба боковых отростка, однако это отличие от типовых экземпляров из Аргентины авторами не обсуждается.

Вместе с транзитной серией элементов *J. jaanussoni* с широким отростком в казахстанских коллекциях присутствуют немногочисленные узкие элементы с двумя относительно небольшими боковыми отростками (киями), которые не доходят до края основания (табл. 20, фиг. 14, 17). Эти элементы образуют похожую серию от симметричных алятных до дрепанодиформных элементов и формально отнесены к *J. jaanussoni*.

Распространение. Находки *Juanognathus jaanussoni* отмечены в Аргентине, Северной Америке, на Ньюфаундленде, в Западном Таиланде и Казахстане. Наибольший стратиграфический ин-

тервал распространения этот вид был зафиксирован в Аргентине и Западном Таиланде, где он встречается с верхов флоского до нижней части дарривильского яруса [Agematsu et al., 2008; Mestre et al., 2013]. В Америке и на Ньюфаундленде этот вид был найден в интервале зон *Jumodontus gananda* – *Reutterodus andinus* верхней части флоского – нижней части дапинского ярусов [Landing, 1976; Ethington, Clark, 1982]. В Казахстане обнаружен только в карбонатных отложениях нижнего дарривилия.

Местонахождение. Найден в найманской свите (обр. N-05/1) Центрального Казахстана, вулканогенной толще (обр. 11130) Урумбайского района, Северный Казахстан, и в узунбулакской свите (обр. 156) Чу-Илийских гор, Южный Казахстан.

Материал. 49 элементов.

Juanognathus variabilis Serpagli, 1974

Табл. 20, фиг. 2–5

1974 *Juanognathus variabilis* Serpagli, p. 49–50, pl. 11, figs. 1a–7c, pl. 22, figs. 6–17, text-fig. 8 (синонимика отсюда).

2000 *Juanognathus variabilis* Serpagli: Дубинина, с. 211, табл. XII, фиг. 23–26, 28, 33.

2001 *Juanognathus variabilis* Serpagli: Pyle, Barnes, p. 76, pl. 24, figs. 1–4.

2004 *Juanognathus variabilis* Serpagli; Zhen et al., pp. 53–54, pl. 4, figs 1–14 (синонимика отсюда).

2009в *Juanognathus variabilis* Serpagli: Zhen et al., p. 275, figs. 6A–I.

Замечания. Аппарат этого вида реконструируется как состоящий из семи или шести типов элементов, в том числе в него включают геникулятные М элементы («*Oistodus*» *selenopsis* Serpagli, 1974), а некоторые специалисты и скандодиформные Р элементы [Albanesi et al., 1998; Zhen et al., 2004б]. Конические S элементы с двумя боковыми киями, образующие симметрично переходную серию, наиболее легко распознаются и более многочисленны в коллекциях. В коллекциях из Казахстана присутствуют только Sa и Sd элементы этого вида.

Распространение. Этот вид встречается практически повсеместно, кроме Балтоскандии и Сибири, где его находки неизвестны. В Британской Колумбии (Канада) встречается в флоском ярусе в пределах верхней части зоны *Oepikodus communis* – зоны *Jumodontus gananda*. Его распространение в Северной Америке, Аргентине, Южном Китае, Австралии ограничено средней и верхней частью флоского яруса. В Казахстане был найден в разрезе Батырбай Малого Кара-

тау в интервале зон *Prioniodus elegans* и *Oepikodus evae*.

Местонахождение. Найден в кенташской толще (т. н. 9066) западной части Киргизского хребта, Северная Киргизия (нижняя часть флоского яруса), и в каратальской свите (обр. РО-05) Джалаир-Найманского района, Южный Казахстан (зона *Oepikodus evae* верхней части флоского яруса нижнего ордовика).

Материал. 8 элементов.

Juanognathus sp. 1

Табл. 20, фиг. 20–22

2006 *Juanognathus* sp. B: Agematsu et al., fig. 7 (19).

Описание. Конические элементы с невысоким основанием, широким зубцом и развитыми боковыми отростками – киями, длина которых равна или чуть превышает ширину основания элемента. Кили направлены в боковые стороны, так что их дистальные части не заходят за относительно прямой базальный край основания. Базальная полость небольшая, щелеобразная. Элементы уплощены в передне-заднем направлении, а их основание слегка подвернуто назад.

Замечания. Все обнаруженные формы являются Sd элементами рода *Juanognathus*. В относительно небольшой коллекции конодонтов из единственного местонахождения в Казахстане, где были найдены эти элементы, присутствуют также и редкие элементы *Juanognathus* cf. *J. jaanussoni* с одним боковым отростком. Но в найманской свите, где элементы последнего вида относительно многочисленны, уплощенные формы с двумя боковыми отростками не встречены. Поэтому скорее всего эти элементы относятся к самостоятельному виду, а не к *Juanognathus* cf. *J. jaanussoni*.

Найденный в дарривильских отложениях Западного Таиланда *Juanognathus* sp. В напоминает *Juanognathus* sp. 1 широкими боковыми отростками и загнутым назад основанием [Agematsu et al., 2006].

Местонахождение. Известняки из вулканогенной толщи (обр. 11130) Урумбайского района, Северный Казахстан.

Материал. 8 элементов.

Род *Kallidontus* Pyle et Barnes, 2002

2002 *Kallidontus* Pyle et Barnes, p. 53.

Типовой вид. *Kallidontus serratus* Pyle et Barnes, 2002; свита Кечика (Kechika) и Скоки (Skoki), Британская Колумбия, Канада, от зоны *Scolopodus*

subrex до зоны *Oepikodus communis*, верхняя часть тремадокского – нижняя часть флоского ярусов, нижний ордовик.

Диагноз. В аппарат входят конические S и платформенные P элементы с широким основанием и двумя-тремя отростками. Внешняя поверхность элементов несет ярко выраженную орнаментацию в виде бугристости, поперечной полосчатости или небольших зубчиков. Для всех элементов характерны большая и глубокая базальная полость и тонкие стенки основания.

Замечания. Первыми описанными видами этого рода были *Fryxellodontus? corbatoi* Serpagli, 1974 и *Fryxellodontus? ruedemanni* Landing, 1976, которые характеризуются выраженной орнаментацией поверхности элементов. У последнего вида орнаментация проявлена местами, только на заднем отростке. Позднее эти виды были синонимизированы и отнесены, с долей сомнения, к роду *Polonodus* вместе с видом *Polonodus? Löfgreni* Stouge et Bagnoli из флоского яруса Ньюфаундленда [Stouge, Bagnoli, 1988]. После описания и объединения в новый род *Kallidontus* новых характерных платформенных элементов с выраженной поверхностной орнаментацией – *K. nodosus*, *K. serratus* и *K. princeps* [Pyle et Barnes, 2002] – к этому роду был отнесен и *Polonodus? corbatoi* [Albanesi et al., 2003]. Состав аппарата этого рода до сих пор точно не известен.

Состав рода. Кроме типового вида в состав рода входят *K. nodosus* Pyle et Barnes, 2002, *K. princeps* Pyle et Barnes, 2002, *K. corbatoi* (Serpagli, 1974), *K.? galerus* (Albanesi, 1998) и *K. gondwanicus* Zeballo et Albanesi, 2013.

Распространение. Представители этого рода встречаются в верхней части тремадокского – нижней части флоского ярусов в Северо-Восточной Британской Колумбии (Канада), в центральных частях Северной Америки, на Ньюфаундленде, в Гренландии [Smith, 1991] и Казахстане. Найденный в интервале зон *Cordylodus angulatus* – *Paltodus deltifer* в Прекордильерской Аргентине *K. gondwanicus* Zeballo et Albanesi, 2013 считается самым древним представителем этого рода, а описанный из нижней части дарривильского яруса этого же региона *K.? galerus* [Albanesi, 1998] самым молодым.

***Kallidontus corbatoi* (Serpagli, 1974)**

Табл. 8, фиг. 7–9, 12, 13, 17, 18, 22, 24

1974 *Fryxellodontus? corbatoi* Serpagli, p. 47–48, pl. 10, fig. 1–6с, pl. 22, figs. 1–5.

1976 *Fryxellodontus ruedemanni* Landing, p. 632–633, pl. 2, figs. 1–10.

? 1994 *Fryxellodontus? corbatoi*: Pohler, pl. 3, figs. 8–11.

1988 *Polonodus? corbatoi* (Serpagli): Stouge, Bagnoli, p. 131, pl. 10, figs. 1–5.

Диагноз. Конические S элементы с тремя отростками: двумя боковыми и задним, покрытыми мелкими чешуеобразными пластинками или бугорками. Задний отросток несет пологие, редко расставленные зубчики. У платформенных P элементов с широкой базальной полостью присутствуют два или более зубчатых отростков. Верхушки зубчиков, как и верхушка основного зубца, закругленные и орнаментированные.

Замечания. До настоящего времени в аппарате вида не выделялись разные типы элементов, также не отмечалось присутствия симметричных форм. Конические элементы с вытянутым высоким основанием, относительно длинным зубцом и задним зубчатым отростком отнесены здесь к S элементам. Боковые отростки у S элементов относительно короткие, только слегка выходят за базальную плоскость основания; сверху отростки сглажены и покрыты бугорками. Длина заднего отростка значительно превышает длину элемента. Орнаментация захватывает только верхние поверхности отростков и главный зубец; поверхности между отростками остаются гладкими. Наблюдаются как асимметричные, так и почти симметричные формы. P элементы в коллекции из Казахстана значительно более редки, как правило, сильно обломаны, а их морфология полностью не установлена.

Распространение. В Западном Ньюфаундленде этот вид отмечается в слое 12, сопоставляемом с низами дапинского яруса [Pohler, 1994]. В Северной Америке [Ethington, Clark, 1982] элементы этого вида найдены в средней части флоского яруса. На Северо-Востоке Канады (Альберта) он встречается в зоне *Oepikodus communis* флоского яруса [Pyle et al., 2003]. Обнаружен в нижнем ордовике Северо-Западной Шотландии (неопубликованная диссертация Р. Райне, 2009). В Казахстане встречен как в кремнистых, так и карбонатных отложениях флоского яруса.

Местонахождение. В разрезах Баритовый карьер (от 28 до 30 м), Раковая горка (обр. P10069) и гор Котнак (обр. O5133) бурубайтальской свиты в пределах нижней части зоны *Oepikodus evae*. В известняках кенташской толщи (обр. 9066) западной части Киргизского хребта, Северная Киргизия, в нижней части флоского яруса нижнего ордовика.

Материал. 12 элементов.

***Kallidontus serratus* Pyle et Barnes, 2002**

Табл. 8, фиг. 15, 16, 19–21, 25

- 1994 *Fryxellodontus?* sp.: Pohler, p. 30, pl. 3, fig. 12,
 2002 *Kallidontus serratus* Pyle et Barnes, p. 56, pl. 9,
 figs. 8–17, pl. 10, figs. 1–14.
 2003 *Kallidontus serratus* Pyle et Barnes: Pyle, Barnes,
 pl. 10, figs. 15–18.
 2007 *Kallidontus serratus* Pyle et Barnes: Pyle et al.,
 pl. 13, figs. 13, 14.

Диагноз. Конические S элементы с глубокой базальной полостью и тремя киями (задний и два боковых), на которых могут быть проявлены зубцеобразные выступы; диагностичные P_b элементы с широким основанием, боковыми или задним и боковыми отростками и пятью или шестью поперечными ребрами, которые на пересечении с киями отростков образуют выступы или широкие зубцы.

Замечания. В первоописании вида были разделены стратиграфические более ранние и поздние формы P_b элементов. У ранних форм наблюдаются два боковых зубчатых отростка, у поздних развит и задний отросток. В кенташской свите обе формы P_b элементов были встречены вместе в одном образце, что, возможно, указывает на более сложный состав аппарата *K. serratus*, чем на его внутривидовую стратиграфическую изменчивость.

Распространение. До находок элементов в Казахстане этот вид был описан только в Британской Колумбии (Канада) в верхней части тремадокского – нижней части флосского ярусов от зоны *A. kechikaensis* до зоны *O. communis* [Pyle, Barnes, 2002; Pyle et al., 2007]. Элементы этого вида встречаются на Ньюфаундленде в нижней части дапинского яруса [Pohler, 1994]. В Казахстане встречается как в кремнистых, так и карбонатных отложениях флосского яруса.

Местонахождение. В кушекинской свите (обр. 0417-3) Северной Бетпак-Далы, Южный Казахстан, и известняках кенташской толщи (обр. 9066) западной части Киргизского хребта, Северная Киргизия, в нижней части флосского яруса нижнего ордовика.

Материал. 15 P и 6 S элементов.

Род *Lundodus* Bagnoli et Stouge, 19971997 *Lundodus* Bagnoli et Stouge, p. 144–146.

Типовой вид. *Acodus gladius* Lindström, 1955; Центральная Швеция, флоский ярус нижнего ордовика.

Диагноз. Аппарат с незубчатыми P и зубчатыми S элементами. P элементы с коротким невысоким основанием и длинным широким зубцом; S элементы с высоким основанием и килеобразными отростками. Все элементы с глубокой базальной полостью.

Распространение. Распространение этого монотипического рода соответствует распространению вида *Lundodus gladius*.

***Lundodus gladius* (Lindström, 1955)**

Табл. 8, фиг. 1–6, 11

- 1955 *Acodus gladius* Lindström, p. 544–545, pl. 3,
 figs. 10–12.
 1974 *Acodus? gladius* Lindström: Serpagli, p. 34–35
 (частично), pl. 7, fig. 10; pl. 20, figs. 4, 5 (только).
 1978 *Prioniodus? gladius* (Lindström): Löfgren, p. 78
 (частично), pl. 10, fig. 10.
 1987 *Acodus gladius* Lindström: An, p. 118–119,
 pl. 4, figs. 7–9, 11–13, 19.
 1987 *Stolodus stola* (Lindström): An, p. 191–192,
 pl. 22, fig. 20–23; pl. 23, fig. 1–2.
 1988 *Acodus gladius* Lindström: Stouge, Bagnoli,
 p. 111–112, pl. 1, fig. 4.
 1988 *Acodus* aff. *A. gladius* Lindström: Stouge, Bagnoli,
 p. 112, pl. 1, fig. 1–2.
 1988 *Stolodus* aff. *S. stola* Lindström: Stouge, Bagnoli,
 p. 140, pl. 10, fig. 12–13.
 1997 *Lundodus gladius* (Lindström): Bagnoli, Stouge,
 p. 146, pl. 3 fig. 13–16 (полная синонимика).

Замечания. При мультиэлементной реконструкции в один вид были объединены четырехугольные в поперечном сечении S элементы с зубчатыми краями передних, задних и боковых килей, сходные по общей морфологии с соответствующими элементами *Stolodus stola* Lindström, и незубчатые P элементы [Bagnoli, Stouge, 1997]. Было отмечено, что, несмотря на общее сходство с аппаратом рода *Stolodus*, у описываемого таксона не зафиксированы ни Sa, ни M элементы. В бурубайтальской свите впервые были найдены Sc элементы, которые дополняют состав аппарата *Lundodus gladius*. Эти элементы характеризуются высоким узким основанием с уплощенными боковыми сторонами и острыми, зубчатыми передним и задним киями. Зубчики небольшие, разобщенные, направлены почти перпендикулярно по отношению к килю. Среди P элементов встречены как формы с очень небольшим коротким и невысоким основанием, так и элементы с удлиненной задней стороной основания. Пологое передне-боковое ребро на основании выражено в разной степени – от пологого валика

до широкого ребра. На поверхности некоторых Р элементов видна тонкая полосчатость.

Распространение. Встречается в пределах верхней части флоского яруса в Швеции [Stouge, Bagnoli, 1988], Китае [An, 1987], Аргентине [Serpagli, 1974] и в Казахстане.

Местонахождение. В разрезах Баритовый карьер (от 20 до 30 м), Раковая горка (обр. Р10069) и гор Котнак (обр. О5130-х) бурубайтальской свиты в пределах зоны *Oepikodus evae*. В каратальской свите (обр. РО-05) Джалаир-Найманского района, Южный Казахстан, зона *Oepikodus evae* верхней части флоского яруса нижнего ордовика.

Материал. 35 элементов.

Род *Naimanodus* Tolmacheva, 2013

Типовой вид. *Naimanodus degtyarevi* Tolmacheva, 2013; найманская свита, хр. Чингиз, Восточный Казахстан, нижняя часть дарривильского яруса, средний ордовик.

Диагноз. Конические конодонты альбидного состава с высоким основанием, длинным, слегка наклоненным зубцом и тремя килями: передним и двумя задне-боковыми. Уплощенная задняя сторона несет глубокую продольную борозду. Аппарат состоит из трех типов элементов: удлиненных, в различной степени загнутых на боковую сторону (S элементы), удлиненных симметричных (Sa элемент) и уплощенных, практически симметричных с центрально расположенной бороздой на задней стороне (Р элементы).

Сравнение. Sa элементы *Naimanodus* сходны с некоторыми элементами рода *Parapanderodus*, у которых присутствует как задний центральный желобок, так и две симметрично расположенные задне-боковые выемки (например, *P. cf. consimilis* [Moskalenko] [Stouge, 1984]), но отличаются значительно более заостренными задне-боковыми краями и килеватым передним краем.

Распространение. Распространение рода соответствует распространению единственного, входящего в него вида *Naimanodus degtyarevi*.

Naimanodus degtyarevi Tolmacheva, 2013

Табл. 25, фиг. 1–11

? 1984 *Coelocerodontus?* n. sp. A s.f.: Nowlan, Thurlow, с. 291, табл. 2, фиг. 16, 17.

2013 *Naimanodus degtyarevi* Tolmacheva, с. 57, табл. XII, фиг. 1–15.

Описание. Небольшие негеникулятные конодонты с высоким основанием, плавно переходящим в длинный, прямой и слегка наклоненный

зубец. Базальная полость глубокая, с четко выраженной верхушкой, приближенной к передней стенке элемента. Передняя стенка базальной полости вогнутая.

Задняя сторона основания плоская или слегка вогнутая. Боковые стороны элементов гладкие, ровные или слегка вогнутые в центральной и передней части элемента. Поперечное сечение основания практически треугольное. Базальная часть основания покрыта продольными мелкими ребрышками, при этом ребрышки не доходят до самого базального края, оставляя его относительно гладким. Уплощенная задняя сторона элементов также ребристая и несет продольную борозду, проходящую от самого базального края до верхушки зубца. Задняя сторона по обе стороны от борозды может быть слегка вогнута, центр впадины располагается ближе к заднебоковым килям.

У асимметричных удлиненных элементов зубец в разной степени развернут относительно основания, а задняя борозда расположена не по центру задней стороны элемента, а немного асимметрично. Субсимметричные удлиненные элементы похожи на удлиненные, но отличаются от последних общей симметрией и центральным расположением задней борозды. Уплощенные элементы относительно более короткие, с более низким основанием и невысокой базальной полостью. Передняя сторона элемента более изогнута за счет резко наклоненного назад зубца. Борозда на задней стороне элемента занимает центральное положение.

Замечания. Возможно, представители *Naimanodus* встречаются в карбонатах Центрального Ньюфаундленда (Канада) где подобные элементы были определены как *Coelocerodontus* n. sp. A [Nowlan, Thurlow, 1984]. В описании *Coelocerodontus* n. sp. A отмечены такие характеристики, как глубокая базальная полость элементов и наличие борозды, обрамленной тонкими ребрами на задней стороне элементов [Nowlan, Thurlow, 1984].

Местонахождение. Вид был обнаружен в пяти местонахождениях в пределах западной части Центральноазиатского складчатого пояса: в найманской свите (обр. N-05/1), Центральный Казахстан, вулканогенной толще (обр. 11130) Урумбайского района, Северный Казахстан, кенташской свите (обр. Д-9041), Северная Киргизия, узунбулакской свите (обр. 156) Чу-Илийских гор, Южный Казахстан. Встречается также в Горном Алтае и, возможно, на Ньюфаундленде [Толмачева, 2013].

Материал. 82 элемента.

Род *Oelandodus* van Wamel, 1974

1974 *Oelandodus* van Wamel, p. 71.

Типовой вид. *Oistodus elongatus* Lindström, 1955; Центральная Швеция, флоский ярус нижнего ордовика.

Замечания. В составе аппарата рода присутствуют только геникулятные элементы, уплощенные с боков, с ребрами или без ребер на боковых сторонах. К М элементам отнесен ярко выраженный оистодиформный элемент, более или менее прямые отнесены к Р, а остальные — с разной степенью изогнутости — к S элементам.

Состав рода. В настоящее время к роду относится один вид *O. elongatus* (Lindström), а *O. costatus* van Wamel отнесен к *Protoprioniodus* [An, 1987].

Oelandodus elongatus (Lindström, 1955)

Табл. 9, фиг. 13, 17–26

1955 *Oistodus elongatus* Lindström, p. 574, pl. 4, fig. 32, 33, text-fig. 5b.

1974 *Oistodus elongatus* Lindström: van Wamel, p. 71–71, pl. 7, figs. 1, 2, 4, ?3.

? 1974 *Oistodus* sp. 1: Serpagli, фиг. 1, нет 2 и 3.

? 1988 *Oelandodus* aff. *O. elongatus* (Lindström): Stouge, Bagnoli, p. 120, pl. 4, фиг. 1, 2, 5, 6.

2002 *Oelandodus elongatus* (Lindström): Pyle, Barnes, p. 105, pl. 11, fig. 23 (только).

2003 *Oelandodus elongatus* (Lindström): Pyle, Barnes, pl. 6, fig. 5.

Замечания. М. Линдстрем [Lindström, 1955] описал *Oelandodus elongatus* как элементы без ребра, а формы с ребром, доходящим до края основания, отнес к *O. aff. O. elongatus*. Изображенный В. ван Вамелем триангулиформный элемент *Oistodus elongatus* с резко выступающим и доходящим до края основания боковым ребром, скорее всего, принадлежит к другому виду, вероятнее всего, к *Oistodus lanceolatus* [van Wamel, 1974, pl. 7, fig. 3]. Хотя, возможно, на этом нарисованном элементе некорректно изображено резкое ребро на зубце, которое переходит в пологий, но отчетливый валик на основании. Элементы из Казахстана соответствуют описанию типового материала, за исключением отсутствия выраженного валика на основании у «триангулиформных» элементов. Однако такие элементы могли не попасть в немногочисленную коллекцию этого вида.

Элементы, обнаруженные С. Стуге и Г. Багноли [Stouge, Bagnoli, 1988] на Ньюфаундленде, описаны как несущие ребра на одной или двух

боковых сторонах, однако в приведенном ими сравнении этот признак не упоминается, хотя он явно отличает их элементы от типового материала. Другие признаки (форма М элементов, ребро, не доходящее до края основания), которые они приводят в качестве обоснования определения элементов из Ньюфаундленда как *O. aff. elongatus*, не отличают эти формы от *O. elongatus* из Казахстана. Хотя изображенный материал из Ньюфаундленда фактически идентичен казахстанскому, тем не менее нет уверенности в идентичности этих форм, поскольку такой признак, как два боковых ребра, не встречается у казахстанских форм *Oelandodus elongatus*. Изображения элементов этого рода из Арктической Канады единичны и не описаны [Pyle, Barnes, 2002, 2003].

С. Стуге и Г. Багноли [Stouge, Bagnoli, 1988] отделили прямые Р элементы с вытянутым передним углом от S элементов. В нашем материале наблюдается переход от более выпрямленных к более наклоненным формам, четкие Р и S не выделяются. Также нет закономерных различий в форме элементов с ребрами и без ребер.

Распространение. Встречается в разнофациальных отложениях флоского яруса в Балтоскандии, Казахстане, Ньюфаундленде и Арктической Канаде.

Местонахождение. В разрезах Баритовый карьер (20 м), Памятник природы — 9706 (от 4 по 16,6 м), Раковая горка (обр. Р10069) и гор Котнак (обр. О5131 и О5132-1) бурубайтальской свиты в пределах зон *Acodus longibasis* и *Prioniodus oepiki* верхней части тремадокского — нижней части флоского ярусов. В известняках кенташской толщи (обр. 9066) западной части Киргизского хребта, Северная Киргизия, в нижней части флоского яруса нижнего ордовика.

Материал. 36 элементов.

Род *Oepikodus* Lindström, 1955

1955 *Oepikodus* Lindström, p. 570.

Типовой вид. *Oepikodus smithensis* Lindström, 1955; Центральная Швеция, нижний ордовик.

Диагноз. Семиэлементный аппарат рода включает пастинатные Ра и Рb элементы, макеллятный М и серию квадрираматных Sb, Sc и Sd элементов с тонкими длинными отростками. Sa элементы модифицированные квадрираматные.

Замечания. В Казахстане наиболее широко распространен вид *Oepikodus evae* [Lindström, 1955], элементы которого как в карбонатных, так и в кремнистых отложениях численно доминируют в комплексах верхней части флоского

яруса. Помимо этого вида в кремнистых отложениях бурубайтальской свиты в нижней части зоны *Oepikodus evae* вместе с видом-индексом присутствует *Oepikodus* cf. *O. pincallyensis* Zhen, 2003, а в кремнях кушекинской свиты *Oepikodus intermedius* (Serpagli, 1974).

В разрезе кушекинской свиты, охватывающей интервал самой верхней части флоского и нижней части дапинского ярусов, *O. intermedius* является преобладающим видом, тогда как *Oepikodus evae* встречается только в самых низах изученного разреза, где представлен только единичными экземплярами. *O. intermedius* из кушекинской свиты, изученный непосредственно в породе и шлифах, характеризуется крупной зубчатостью на заднем стержне Р элемента и его гладкими передним и задним отростками. Задние, утолщенные вдоль базального края отростки S элементов имеют местами четко выраженный хиндиоделловой тип зубчатости. Вероятно, вид *O. intermedius* замещает *O. evae* в самой верхней части флоского яруса в глубоководных фациях Казахстана, однако это не удалось подтвердить из-за менее плотного опробования этого интервала в других разрезах. Надо сказать, что *Oepikodus communis* (Ethington et Clark, 1964) широко распространенный в Северной Америке, Аргентине и Южном Китае, в Казахстане не был обнаружен.

Распространение. Представители рода встречаются повсеместно в пределах нижнего ордовика. При этом уже давно отмечено, что *Oepikodus evae* характерен для склоновых и глубоководных отложений [Stouge, Vagnoli, 1988; Lehnert et al., 2013], тогда как он редко встречается в мелководных тепловодных фациях, в том числе в Восточной Гондване и Перигондванских террейнах [Zhen et al. 2007]. Широкое распространение в Казахстане *O. evae*, а также *O. intermedius* подтверждает их фаціальную приуроченность к открытому-морским/океаническим обстановкам.

Oepikodus cf. *O. pincallyensis* Zhen, 2003

Табл. 10, фиг. 10, 13

cf. 2003 *Oepikodus pincallyensis* Zhen, p. 201–203, figs. 19A–N, 20A–R.

?1988 *Oepikodus* cf. *O. intermedius* (Serpagli): Stouge, Vagnoli, p. 122, pl. 5, fig. 14.

Диагноз. Аппарат включает семь типов элементов: пастинатные Pa и Pb элементы с зубчатыми задними отростками, одним зубчатым боковым отростком и завернутым на боковую сторону гладким (Pb) или зубчатым (Pa) передним отростком и квадрираматными Sa, Sc, Sb и Sd элементами.

Замечания. В изученных интервалах бурубайтальской свиты *Oepikodus* cf. *O. pincallyensis* встречается вместе с *O. evae*. Поэтому в коллекции распознаются только Pb элементы *O.* cf. *P. pincallyensis* с гладким передним отростком; остальные формы неотличимы от соответствующих элементов последнего вида. Pb элементы, помимо гладкого переднего отростка, характеризуются выраженной базальной каймой вдоль отростков и редкими крупными зубчиками как на заднем, так и на переднем отростке, типичными для *O. evae*. Этим последним признаком *Oepikodus* cf. *P. pincallyensis* отличается от *O. pincallyensis*, у которого размер зубчиков на заднем отростке меньше, а их количество больше. Кроме того, было установлено, что в Австралии *O. pincallyensis* является мелководным аналогом *O. evae*, приуроченного к более глубоководным фациям [Zhen, Percival, 2014]. Поскольку совместное существование этих таксонов в глубоководных отложениях Казахстана противоречит выявленной закономерности, опираясь на существующие морфологические различия, казахстанские формы были отнесены к *O. pincallyensis* условно.

Р элемент из Ньюфаундленда, описанный как *Oepikodus* cf. *O. intermedius* (Serpagli), может быть отнесен к *O. pincallyensis*, так как имеет характерную кайму по базальному краю и один зубчатый боковой отросток [Stouge, Vagnoli, 1988].

Распространение. Распространение *O. pincallyensis* в Восточной Австралии приурочено к нижней части зоны *Oepikodus evae* [Zhen et al., 2003]. В Казахстане *Oepikodus* cf. *P. pincallyensis* встречается в таком же достаточно узком стратиграфическом интервале.

Местонахождение. В разрезе Баритовый карьер (обр. 23 м) бурубайтальской свиты Юго-Западно-Прибалхашья, Южный Казахстан.

Материал. 12 Р элементов.

Род *Paracordylodus* Lindström, 1955

1955 *Paracordylodus* Lindström, p. 584–585.

Типовой вид. *Paracordylodus gracilis* Lindström 1955; Центральная Швеция, нижняя часть среднего ордовика.

Диагноз. Пятиэлементный аппарат *Paracordylodus* состоит из двух пар долаборатных Р элементов, восьми одинаковых долаборатных S элементов, одного долаборатного Sa элемента и пары геникулятных М элементов. Все элементы альбидного состава, тонкие и уплощенные с боков, с маленькой базальной полостью. S элементы с тонким главным зубцом и противозубцом

и тонкими, загнутыми вниз стержнями с длинными зубчиками.

Распространение. Распространение рода соответствует распространению единственного, относящегося к этому роду вида *Paracordylodus gracilis*.

Paracordylodus gracilis Lindström, 1955

Табл. 11, фиг. 1–3, 5, 6

1955 *Paracordylodus gracilis* Lindström, p. 584, pl. 6, figs. 11, 12.

1988 *Paracordylodus gracilis* Lindström: Stouge, Vagnoli, p. 126, pl. 8, figs. 16–19 (синонимика отсюда).

2000 *Paracordylodus gracilis* Lindström: Tolmacheva, Löfgren, p. 1117–1119, figs. 6, 7.

2002 *Paracordylodus gracilis* Lindström: Pyle, Barnes, p. 105, pl. 12, figs. 6–9.

2009в *Paracordylodus gracilis* Lindström: Zhen et al., p. 13, figs. 6A–F.

Описание. Все элементы *Paracordylodus gracilis* относительно небольшие, сильно уплощенные с боков и тонкие. Базальная полость узкая и неглубокая. S и M элементы на обеих сторонах зубца несут тонкое, симметричное ребро, не достигающее до края основания или края противозубца. P элементы долаборатные, с наклоненным до 30° назад прямым или слегка загнутым зубцом и относительно прямым и коротким задним стержнем. Длина стержня не превышает длины зубца. На стержне располагается от 3 до 6 зубчиков. Ра и Рв элементы отличаются длиной заднего стержня. S элементы более крупные, чем Р элементы, с тонким зубцом и длинным противозубцом. Задний стержень сильно загнут вниз и несет от 8 до 12 тонких и длинных, расположенных наклонно зубчиков. Размеры зубчиков слегка увеличиваются от зубца к дистальному краю стержня. Sa элементы по размеру значительно меньше S элементов, среди которых не выделяются морфотипы.

Замечания. *P. gracilis* из-за характерной морфологии относится к наиболее легко идентифицируемым видам, распознаваемым даже по фрагментарно сохранившимся элементам. Его первая мультиэлементная реконструкция была предложена У. Свитом и С. Бергстромом [Bergström, Sweet, 1972], объединившими паракордилодиформные и оистодиформные элементы. Вслед за этим к аппарату был присоединен циртониодонтиформный или кордилодиформный элемент [Barnes, Poplawski, 1973; van Wamel, 1974]. Позиционные обозначения P, S, M были приданы элементам *P. gracilis* на основании изучения



Рис. 72. Аппарат вида *Paracordylodus gracilis*, включающий 4 P элемента, 8 S элементов, 1 Sa элемент и 2 M элемента, по [Tolmacheva, Purnell, 2002]

единичного кластера из Ньюфаундленда [Stouge, Vagnoli, 1988]. На базе находок большого количества кластеров в кремнистых породах Казахстана был реконструирован аппарат этого вида, включающий две пары P элементов, девять S элементов (включая Sa элемент) и два M элемента [Tolmacheva, Löfgren, 2000; Tolmacheva, Purnell, 2002] (рис. 72).

Распространение. *P. gracilis* является видом широкого географического распространения. Его находки известны в Казахстане, Балтоскандии, Северной Америке, Канаде, Австралии, Северном и Южном Китае, Корее, Аргентине [Tolmacheva, Löfgren, 2000]. Хотя он не найден на Сибирской платформе, но его элементы обнаружены в северном обрамлении платформы на

о. Беннетта архипелага Новосибирские острова (материал Н. Б. Кузьмичева и М. К. Данукаловой (ГИН РАН)). В большем количестве присутствует в открытоморских и глубоководных отложениях, тогда как в мелководных он встречается относительно реже. В типовом регионе в Балтоскандии появляется чуть ниже нижней границы флоского яруса (середина зоны *Paroistodus proteus*) и исчезает в интервале зоны *Prioniodus elegans*. В глубоководных фациях Казахстана *P. gracilis* появляется в пределах зоны *Acodus longibasis* и продолжает существовать в пределах зоны *Oepikodus evae*.

Местонахождение. Во всех изученных кремнистых разрезах и местонахождениях Казахстана в интервале от зоны *Acodus longibasis* по зону *Oepikodus evae*. Единичные экземпляры найдены в кенташской толще (обр. Д-9066) западной части Киргизского хребта, Северная Киргизия, в нижней части флоского яруса.

Материал. Более 1000 элементов и их естественных группировок.

Род *Parapanderodus* Stouge, 1984

1984 *Parapanderodus* Stouge, p. 65.

Типовой вид. *Parapanderodus arcuatus* Stouge, 1984 (= *Parapanderodus striatus* (Graves et Ellison, 1941); свита Тейбл Нед (Table Head), Западный Ньюфаундленд, дарривильский ярус, средний ордовик.

Диагноз. Аппарат состоит из простых, конических элементов гиалинового состава. Элементы тонкие, округленные в сечении с продольной тонкой ребристостью, могут нести до двух глубоких продольных желобков на задней стороне элемента.

Замечания. К роду *Parapanderodus* были отнесены несколько видов, отличающихся количеством желобков, глубиной базальной полости и общими очертаниями элементов [Stouge, 1984; Stouge, Bagnoli, 1988]. После находок нескольких кластеров этого рода в нижнем ордовике Гренландии часть видов была объединена в один вид *P. striatus* [Smith, 1991]. Позднее к *Parapanderodus* были отнесены только нижнеордовикские формы гиалинового состава, а альбидные элементы было предложено объединить в род *Striatodontus* Ji et Barnes, 1994 [Ji, Barnes, 1994].

Распространение. Представители рода *Parapanderodus* распространены практически повсеместно с нижнего по нижнюю часть верхнего ордовика.

Parapanderodus striatus (Graves et Ellison, 1941)

Табл. 29, фиг. 13–17, 22–24

1941 *Drepanodus striatus* Graves et Ellison, p. 11, pl. 1, figs. 3, 12.

1991 *Parapanderodus striatus* (Graves et Ellison): Smith, p. 49, figs. 28 a–f, 29 a–d, 30 (синонимика отсюда).

1994a *Parapanderodus striatus* (Graves et Ellison): Ji, Barnes, p. 49, pl. 21, figs. 1–10.

1997 *Parapanderodus quietus* Bagnoli, Stouge, p. 150, pl. 5, figs. 6–10.

2011 *Parapanderodus striatus* (Graves et Ellison): Zhen et al., p. 231, figs. 15A–D.

Описание. В аппарат *Parapanderodus* входят удлиненные элементы с желобком на задней стороне, округленные элементы с двумя заднебоковыми желобками и формы с двумя желобками, но уплощенные в передне-заднем направлении. Все элементы имеют гиалиновый состав.

У удлиненных и тонких элементов с желобком на задней стороне базальный край элементов ровный, располагается под прямым углом к сторонам основания. Поверхность элементов мелкоребристая, при этом ребрышки не доходят до края основания, оставляя гладкую базальную, относительно широкую кайму. Выделяются элементы с коротким, слегка округленным основанием и с длинным основанием. Поперечное сечение может быть округленное, а может быть «сердцеобразное» с широко расходящимися заднебоковыми краями элемента. Желобок может быть ярко выражен и располагаться как симметрично, так и слегка асимметрично, а может быть и едва заметен.

Элементы с двумя заднебоковыми желобками могут быть относительно короткими, с высоким основанием и небольшим прямым зубцом, и удлиненные с изогнутым длинным зубцом. Ребристость не доходит до базального края основания. Короткие элементы симметричные. Задний базальный край основания, зажатый между желобками, образует небольшой протягивающийся вниз выступ. Уплощенные в передне-заднем направлении элементы короткие, с небольшим зубцом, слегка вогнуты назад.

Замечания. Элементы *P. striatus* во всех изученных местонахождениях относительно редки, что не позволяет проследить изменчивость его морфологически разнообразных элементов.

Распространение. Находки *P. striatus* отмечены в флоском, дапинском и нижней части дарривильского яруса нижнего и среднего ордовика в Северной Америке и Канаде [Smith, 1991], Се-

верном Китае, Тариме [Zhen et al., 2011] и Казахстане.

Местонахождение. Только в карбонатных отложениях Казахстана. В вулканогенной толще (обр. 11130) Урумбайского района, Северный Казахстан, в найманской свите (обр. N-05/1) хр. Чингиз, Восточный Казахстан, в узунбулакской свите (обр. 156) Чу-Илийских гор и караганской свите (обр. 2033) Караганского увала в Северной Бетпак-Дале, Южный Казахстан.

Материал. 25 элементов.

Род *Periodon* Hadding, 1913

1913 *Periodon* Hadding, p.

Типовой вид. *Periodon aculeatus* Hadding, 1913.

Замечания. При первом описании в мультиэлементной номенклатуре этот род рассматривался как шестиэлементный [Bergström, Sweet 1966], хотя еще раньше в 1964 г. было показано, что переходная серия S элементов *Periodon flabellum* состоит из четырех морфотипов [Lindström, 1964]. Позднее диагноз рода был изменен, и его аппарат стал рассматриваться как семиэлементный [Stouge, 1984], включающий Sc, Sb, Sd и Sa элементы [Stouge, Bagnoli, 1988; Rasmussen, 2001]. Однако в серии S элементов более молодых видов *P. aculeatus* и *P. grandis* нередко распознаются только три морфотипа — Sc, Sb и Sa [Zhen, Percival, 20046]. Иногда выделяются две пары Sb элементов [Armstrong, 1997].

Наиболее распространенными и широко известными видами этого рода являются *P. flabellum* Lindström, 1955, *P. aculeatus* Hadding, 1913 и *P. grandis* (Ethington, 1959). Однако существует и ряд других видов — *P. macrodentata* (Graves et Ellison, 1941) выделен из вида *P. aculeatus* (Rasmussen, 2001); *P. selenopsis* (Serpagli, 1974) — из вида *P. flabellum* (Stouge, Bagnoli, 1988); *P. zgiezensis* Dzik, 1976 рассматривается в качестве переходной формы между *P. flabellum* и *P. aculeatus*; *P. hankensis* Stouge, 2012 как переходная форма между *P. flabellum* и *P. macrodentata*. Вид *P. grandis bellus* Moskalenko, 1988 является переходной формой между *P. aculeatus* и *P. grandis*. Позднее этот вид был описан как *P. mirnyensis* Zhang et Barnes, 2007 [Zhang, Barnes, 2007]. Однако в некоторых публикациях он рассматривается как младший синоним *P. aculeatus* [Zhen et al., 2009a]. Наиболее примитивным представителем рода является *P. primus* Stouge et Bagnoli, 1988.

Распространение. Представители рода встречаются повсеместно от флоского яруса нижнего ордовика до низов хирнантского яруса верхнего

ордовика, но в большом количестве в более глубоководных и открытоморских фациях.

Periodon aculeatus Hadding, 1913

Табл. 13, фиг. 19–25;

табл. 32, фиг. 1–5, 7–10, 12, 13

1913 *Periodon aculeatus* Hadding, p. 33, pl. 1, fig. 14.

1955 *Periodon aculeatus* Hadding: Lindström, p. 110, pl. 22, figs. 10, 11, 14–16, 35.

1978 *Periodon aculeatus* Hadding: Löfgren, p. 74, pl. 10, fig. 1, pl. 11, figs. 12–26.

2001 *Periodon aculeatus* Hadding: Rasmussen, p. 110–113, pl. 13, figs. 8–11.

2009a *Periodon aculeatus* Hadding: Zhen et al., p. 145–148, figs. 6A–R, 8N, 10L.

2011 *Periodon aculeatus* Hadding: Zhen et al., p. 231–232, figs. 16A–P.

Замечания. Для P элементов *Periodon aculeatus* характерны длинные передний и задний отростки, несущие до 5–6 зубчиков. Передний отросток Pa элемента сильно развернут по отношению к заднему и несет до четырех и более зубчиков. У Sa элементов присутствуют небольшие боковые отростки с мелкой плотной зубчатостью и дополнительные, сильно увеличенные зубчики на заднем стержне. У геникулятных M элементов на передней стороне основания и зубце расположено несколько хорошо выраженных зубчиков.

Распространение. Этот род встречается практически повсеместно в широком спектре фаций с середины дарривильского до средней части сандбийского яруса.

Местонахождение. В верхнем дарривилии терригенно-карбонатной толщи (обр. P-204) гор Окпекты и в бестамакской свите (обр. 533a) хр. Чингиз, Восточный Казахстан, а также в узунбулакской свите (обр. 156) Чу-Илийских гор, Южный Казахстан.

Материал. Более 100 экз.

Periodon macrodentatus (Graves et Ellison, 1941)

Табл. 27, фиг. 1–14, 17, 19, 20

1941 *Ozarkodina macrodentata* Graves et Ellison, p. 14, pl. 2, figs. 33, 35, 36.

2001 *Periodon macrodentata* (Graves et Ellison): Rasmussen, p. 114–116, pl. 14, figs. 1–8 (включая синонимику).

20046 *Periodon macrodentatus* (Graves et Ellison): Zhen, Percival, p. 168–170, fig. 10A–N.

20096 *Periodon macrodentatus* (Graves et Ellison): Zhen et al., p. 45–47, fig. 9A–T).

Замечания. *P. macrodentatus* отличается от морфологически наиболее сходного *P. zgierzensis* выраженными утолщениями вдоль стержней Р элементов, а также зубчатым и длинным передним отростком у М элементов, который имеет сильно изогнутую базальную часть. У бипеннатных Ра элементов на переднем отростке 3, на заднем 5 зубчиков; у Рb элементов на переднем отростке 3–4 зубчика, на заднем до 6. У Рb элементов передний и задний стержни развернуты под углом 90–100°, а не 100–130°, как у *P. zgierzensis* [Rasmussen, 2001]. Хорошо развитые боковые стержни Sa элементов несут зубчики. Sd элемент с хорошо развитым зубчатым передне-боковым отростком.

От М элементов *P. aculeatus* отличается зубчиками, которые развиты больше на переднем отростке, а не на передней стороне зубца, как у последнего вида. Кроме того, у *P. aculeatus* более ярко выражен главный крупный зубец на заднем стержне у Sa, Sc, Sb элементов, а передний стержень Ра элементов более загнут вниз. В работе Дж. Жена [Zhen et al., 20096] в аппарате *P. macrodentatus* предложено выделить принципиально новый тип Sd элемента, который очень сходен с алятным Sa элементом, но является асимметричным.

Распространение. Этот вид широко распространен на многих континентах. Помимо Балтоскандии, он встречен в Австралии и Новой Зеландии [Zhen, Percival, 20046; Zhen et al., 20096], Америке [Bradshaw, 1969], Канаде [Uyeno, Barnes, 1970]. В Скандинавии распространен в стратиграфическом интервале от зоны *Lenodus variabilis* по зону *Eoplacognathus suecicus* [Rasmussen, 2001]. Вид многочислен в Казахстане как в кремнистых, так и карбонатных отложениях дапинского и нижней части дарривильского ярусов.

Материал. В разрезе Баритовый карьер (обр. 40, 49, 60) бурубайтальской свиты Юго-Западного Прибалхашья и в найманской свите (обр. N-05/1) хр. Чингиз, Восточный Казахстан.

Periodon grandis (Ethington, 1959)

Табл. 32, фиг. 6, 11, 19–21

- 1959 *Loxognathus grandis* Ethington, p. 281, pl. 40, fig. 6.
 1966 *Periodon grandis* (Ethington): Bergström, Sweet, p. 363–365, pl. 30, figs. 1–8.
 1981 *Periodon grandis* (Ethington): Lindström in Clark et al., p. 243–244, pl. 1, figs. 13–18.
 1989 *Periodon grandis* (Ethington): McCracken, Nowlan, p. 1889, pl. 3, figs. 7–9.
 1992 *Periodon grandis* (Ethington): Zhang, Chen, figs. 13–16.

- 1994 *Periodon grandis* (Ethington): Trotter, Webby, p. 484, pl. 4, figs. 13, 14, 27, 28.
 1995 *Periodon grandis* (Ethington): Zhen and Webby, p. 284, pl. 4, figs. 3, 4.
 1999 *Periodon grandis* (Ethington): Zhen et al., p. 90, figs. 8:19, 21.
 1999 *Periodon grandis* (Ethington): Furey-Greig, p. 310, pl. 2, figs. 21, 22, pl. 3, figs. 1, 2.
 1999 *Periodon grandis* (Ethington): Мельников, с. 49, табл. 9, фиг. 18–26.
 2003a *Periodon grandis* (Ethington): Zhen et al., p. 41–43, figs. 6 D-L.
 2000 *Periodon* aff. *P. grandis* (Ethington): McCracken, p. 192–193, pl. 1, fig. 14, pl. 2, figs. 28, 29.
 2007 *Periodon grandis* (Ethington): Tolmacheva, Roberts, figs. G, H.

Замечания. *P. grandis* был впервые описан как *Loxognathus grandis* s.f. Ethington, 1959, который в настоящее время считается Sb элементом в позиционно-аналоговой номенклатуре. Мультиэлементный состав аппарата *P. grandis* установлен уже давно [Bergström, Sweet, 1966]. Одна из основных проблем этого вида заключалась в крайне изменчивой морфологии геникулятных М элементов, встречающихся вместе с типичными для *P. grandis* S элементами. При этом геникулятный, или фалодиформный, М элемент, для которого характерно большое треугольной формы основание с относительно плоским базальным и коротким передним краями, несущими компактные зубчики, считался наиболее диагностичным элементом вида [Bergström, Sweet, 1966]. Однако нередко вместе с типичными грандисовыми М элементами встречаются М элементы с сильно удлиненным зубчатым передним краем и вытянутым в заднем направлении основанием, т. е. обладающие признаками более древнего вида *P. aculeatus* [Мельников, 1999; Kennedy et al. 1979; Zhang, Barnes, 2007]. Также часто отмечалось наличие переходных форм с укороченным зубчатым передним краем и сильно удлиненным задним [McCracken, 2000]. На базальном крае типичных по морфологии грандисовых М элементов может также наблюдаться сильный изгиб, наиболее ярко выраженный у *P. aculeatus* [Zhen et al., 1999; Zhen et al., 2003a].

Совместное нахождение акулеатусовых М элементов вместе с типичными грандисовыми S элементами, несущими хиндеоделловую зубчатость, отмечалось во многих регионах, в том числе на Урале и Северо-Востоке России [Кориневский, Москаленко, 1988; Тарабукин, 2006; Zhang, Barnes, 2007]. Этот факт подволил исследователей к предположению о существовании, кроме *P. grandis*, еще одного вида в верхах

ордовика [Nowlan, 1983; McCracken, 2000; Sweet, 2000] и в конце концов к описанию этого вида *P. mirnyensis* Zhang et Barnes, 2007 [Zhang, Barnes, 2007]. Но существовало и другое мнение: два вида *P. aculeatus* и *P. grandis* могли сосуществовать в течение длительного интервала времени, образуя смешанный комплекс [Bergström, Sweet, 1966; Kennedy et al., 1979].

В коллекции конодонтов из ержанской и кызылкаинской серий совместно встречаются как типично акулеатусовые геникулятные элементы, так и типично грандисовые [Tolmacheva et al., 2009]. Кроме того, встречены и переходные формы с укороченным передним краем. Грандисовые элементы преобладают, составляя примерно 70% от общего числа геникулятных элементов.

Среди S элементов встречаются только Sc, Sd и Sa элементы. Достоверные Sb элементы не найдены, возможно, потому, что у видимых только с двух сторон элементов в шлифах не удается оценить степень отклонения переднего края элемента в боковую сторону. Среди S элементов есть формы с более ярко выраженным хиндеоделловым характером зубчатости, а есть с менее выраженным. Иногда между главным зубцом и наиболее крупным зубцом заднего стержня расположено 7–8 относительно одинаковых зубчиков. В целом хиндеоделловый характер зубчатости значительно лучше проявлен у Sc, чем у Sa и Sd элементов. Часто в кремнях встречаются полностью сохранившиеся элементы с дистальным концом заднего стержня, который практически всегда обломан у конодонтов, выделенных из карбонатов. У Sd элементов, у которых отсутствует хиндеоделловая зубчатость в передней части заднего стержня до главного зубца, она прекрасно проявлена в его дистальной части.

В коллекции присутствует несколько элементов, которые предположительно идентифицированы как ?P элементы. Это долаборатные элементы с прямым коротким главным зубцом и задним стержнем, несущим 5–6 крупных широких зубчиков. Передний край гладкий, без зубчиков. Основание со слегка вздутыми боковыми сторонами и выступами на базальном крае. Похожие элементы были найдены в Юго-Восточной Австралии и отнесены к ?Sd элементам *P. grandis* [Zhen et al., 2003a]. Присутствие этих элементов также подтверждает возможность существования вместе с *P. grandis* другого вида этого же рода. Скорее всего вместе с *P. grandis* в пробах из ержанской и кызылкаинской свит сосуществует вид *P. grandis bellus* Moskalenko, 1988 (= *P. mirnyensis* Zhang et Barnes, 2007)

Распространение. Встречается повсеместно как в кремнистых, так и карбонатных отложе-

ниях от середины сандбийского времени до начала хирнанского. Найден на Урале [Мельников, 1999; Кориневский, Москаленко, 1988; Dubinina, Ryazantsev, 2008], в Казахстане, Горном Алтае, встречается в Канаде и Северной [McCracken and Nowlan, 1989; McCracken, 2000; Sweet, 2000] и Южной Америке [Ortega et al., 2008], Европе [Bergström, 1990], Австралии [Zhen, et al., 2003a; Trotter, Webby, 1994; Zhen et al., 1999; Fowler, Iwata, 1995], Китае [Wang, Zhou, 1998].

Материал. В кремнистых отложениях ержанской свиты (обр. ТТ07-2) бошекульской зоны около 100 экз. (56 Sc, 23 Sd, 10 Sa, 34 P и 4 ?P элемента). Два Sb, один Sa, один M и один ?P элемент найдены в кремнях кызылкаинской серии, р. Балга, Юго-Западное Предчирчингизье. В бестамакской свите (обр. 533a) чингизской зоны 155 элементов.

Род *Prioniodus* Pander, 1856

1856 *Prioniodus* Pander, p. 29.

Типовой вид. *Prioniodus elegans* Pander, 1856; Ленинградская область, Россия, флоский ярус нижнего ордовика.

Диагноз. Семиэлементный аппарат включает пластинатные Pa и Pb элементы, макеллятный M, алятный Sa и квадрираматные Sb, Sc и Sd элементы.

Замечания. В Казахстане определены только два представителя рода *Prioniodus* – это *Prioniodus honghuayuanensis* и стратиграфически чуть более поздний вид *P. elegans* (табл. 10, фиг. 14, 17–22). Элементы последнего вида легко распознаются как непосредственно в породе, так и в выделенных экземплярах по выраженной зубчатости на переднем отростке у M, Sc и Sb элементов. Отличают этот таксон также характерная форма Pa и Pb элементов и два зубчатых боковых отростка у Sd элементов. Основная коллекция этого вида представлена элементами из разрезов кремнистой бурубайтальской свиты, но единичные экземпляры также были выделены из карбонатных отложений кенташской толщи.

Распространение. Представители рода встречаются повсеместно в нижнем ордовике.

Prioniodus honghuayuanensis Zhen, 2005

Табл. 11, фиг. 4, 7–10, 13–20;
табл. 24, фиг. 19–20

2004 *Prioniodus oepiki* (McTavish): Tolmacheva et al., p. 711–713, figs. 8a–g, figs. 9a–o.

2005 *Prioniodus honghuayuanensis* Zhen et al., p. 312–318, figs. 6–8 (синонимика отсюда).

Диагноз. Семиэлементный аппарат вида включает пастинатные Pa и Pb элементы с зубчатым задним и боковым отростком и незубчатым (или с рудиментарной зубчатостью) передним отростком, которые отвернуты на внутреннюю боковую сторону, макеллятные M элементы с длинным передним и задним отростками, алятные Sa, модифицированные квадрираматные Sb, Sc и Sd элементы. Все S элементы с наклоненным зубцом, длинным зубчатым задним отростком, незубчатым передним и незубчатыми или зубчатыми боковыми отростками.

Замечания. Элементы *P. honghuayuanensis* в коллекции из Казахстана отличаются от других представителей этого рода тонкими длинными отростками с мелкой, часто неравномерной зубчатостью и зубчиками, развитыми, как правило, только на одном из боковых отростков у Sd и Sa элементов. Наличие группировок элементов, находящихся на разной онтогенетической стадии, позволило точно идентифицировать состав аппарата этого вида.

При первом изучении конодонтов в шлифах из кремнистых пород из разреза Памятник природы [Tolmacheva et al., 2004] эти формы были ошибочно отнесены к виду *Prioniodus oepiki* (McTavish, 1973), описанному из Западной Австралии и также отмеченному на Ньюфаундленде [Stouge, Dagnoli, 1988] в пограничных отложениях верхнего тремадока – нижнего фло. Однако после выделения конодонтов из кремней стали видны признаки, отличающие казахстанские формы от *P. oepiki*. Это более крупная зубчатость на заднем отростке P элементов, а также отсутствие зубчатости на переднем отростке M элементов. Кроме того, у типового материала из Австралии зубчатость описана на всех трех отростках, включая передний, который у части экземпляров *P. honghuayuanensis* остается гладким. В то же время казахстанские формы полностью отвечают описанию и изображению *P. honghuayuanensis* из Южного Китая (платформа Янцзы), за исключением того, что в нашей коллекции преобладают P элементы с гладким передним отростком. Однако полной уверенности в правильности идентификации казахстанских форм как *P. honghuayuanensis* нет, так как последний вид в Южном Китае встречается в мелководных условиях [Zhen et al., 2014], а в Казахстане он обнаружен в кремнистых глубоководных обстановках.

Распространение. Этот вид описан из относительно мелководных известняков свиты Хонгуан (Honghuayuan) провинции Гужой (Guizhou) Южного Китая в интервале, коррелируемом с нижней частью зоны *Prioniodus elegans* Балтоскандийской конодонтовой шкалы [Zhen et al., 2005]. В крем-

нистых разрезах Казахстана *P. honghuayuanensis* появляется ниже первого появления *Prioniodus elegans* и исчезает в ее нижней части. На некоторых стратиграфических уровнях он доминирует в комплексах, составляя до 60% от общего количества элементов.

Местонахождение. Разрозненные элементы и группировки элементов встречены в нижней части флоского яруса кремнистых разрезов гор Котнак, Баритовый карьер и Памятник природы бурубайтальской свиты, а также в верхах ирадырской и ишкеольмесской свит в Северном Казахстане.

Материал. Более 100 разрозненных элементов и 8 группировок.

Род *Protoprioniodus* McTavish, 1973

1973 *Protoprioniodus* McTavish, p. 47–48.

Типовой вид. *Protoprioniodus simplicissimus* McTavish, 1973, свита Эмануэль (Emanuel), Западная Австралия, нижний ордовик.

Замечания. Как было отмечено М. П. Смитом [Smith, 1991], а в дальнейшем Дж. Женом и др. [Zhen et al., 2003a], концепция аппарата этого рода с момента его установления претерпела сильные изменения. В последнем опубликованном анализе этого рода [Zhen et al., 2003a] было показано, что к нему отнесены формы с разным типом аппаратов. Одна группа с *P. simplicissimus* McTavish, 1973 (типовой вид) и *P. yapu* Cooper, 1981 характеризуется пастинатным P элементом с грубым зубцом, похожим на P элементы рода *Prioniodus* [Cooper, 1981; Ethington, Clark, 1982; Smith, 1991]. Вторая группа, включающая *P. aranda* Cooper, 1981 и *P. nyinti* Cooper, 1981, у которых присутствует платформенный тип P элементов, была выделена в род *Cooperignathus* Zhen, 2003. К третьей группе отнесены виды *P. papiliosus* (van Wamel, 1974) и *P. cowheadensis* Stouge et Bagnoli, 1988 [van Wamel, 1974; Stouge, Bagnoli, 1988; Johnston, Barnes, 2000], у которых до сих пор не найдены платформенные элементы, ассоциирующие с типичным элементом с крылообразным выступом.

Распространение. Представители рода встречаются на всех континентах в нижнем и начале среднего ордовика.

Protoprioniodus papiliosus (van Wamel, 1974)

Табл. 9, фиг. 1–6, 12

1974 *Oistodus papiliosus* van Wamel, p. 76–77, pl. 1, figs. 18 (вряд ли) 19–20.

1988 '*Oistodus*' *papiliosus* van Wamel: Zhilkaidarov, fig. 2 (J, L).

1997 *Protoprioniodus papiliosus* (van Wamel): Bagnoli, Stouge, pl. 7, figs. 17–18 (M и Sa элементы).

2000 *Protoprioniodus papiliosus* (van Wamel): Johnston, Barnes, p. 42, pl. 6, figs. 18–21.

2002 *Protoprioniodus cowheadensis* Stouge et Bagnoli: Pyle, Barnes, p. 106, pl. 27, figs. 11–13.

Диагноз. Небольшие конодонты, семиэлементный аппарат которых включает серию незубчатых S элементов с выростом на верхней поверхности заднего отростка, пару геникулятных P элементов и геникулятные M элементы. Все элементы с выраженной базальной каймой; Sa элемент несет укороченный задний отросток (рис. 73).

Замечания. Вид *P. papiliosus* [van Wamel, 1974] практически идентичен виду *P. cowheadensis* Stouge et Bagnoli 1988, за исключением присутствия у последнего длинного, а не укороченного заднего стержня у Sa элементов [van Wamel, 1974; Bagnoli, Stouge, 1997] и, возможно, несколько другой морфологией M элементов. Состав аппарата *P. cowheadensis* установлен на основании достаточно большой коллекции элементов из разрезов Ньюфаундленда. Вероятность того, что там не были найдены укороченные Sa элементы, которые были обнаружены в относительно небольших коллекциях из типовой местности и в Казахстане, а также Канаде (Британская Колумбия), весьма невелика. Кроме того, в последних регионах не были найдены типичные M элементы, отнесенные к *P. cowheadensis*. Таким образом, на современном материале существование этих двух самостоятельных видов не подвергается большому сомнению.

Геникулятные элементы с выпрямленным базальным краем, изображенные В. ван Вамелем [van Wamel, 1974] и отнесенные им к M элементам *P. papiliosus*, вероятно, являются ошибкой рисования, поскольку такие элементы не найдены ни в одной из коллекций с *P. papiliosus*. В небольшой коллекции из Гренландии [Smith, 1991] укороченные элементы не найдены, но тем не менее автор определил формы как *P. papiliosus*. Найденные в Канаде элементы *P. cowheadensis* [Pyle, Barnes, 2002] скорее всего относятся к *P. papiliosus* по присутствию характерных Sa элементов.

Распространение. *P. papiliosus* встречается в разрезах Швеции (о. Эленд) в самых верхах флоского яруса, в верхней части зоны *Microzarkodina russica*; согласно В. ван Вамелю [van Wamel, 1974], единичные элементы встречаются и в дапинском ярусе в зоне *Baltoniodus navis*. В Британской Колумбии *P. papiliosus* встречен в зоне *O. communis* верхней части флоского яруса [Pyle, Barnes, 2002]. Этот вид был найден в ушкызыльской свите Юго-Западного Предчингизья (зона *Prioniodus elegans*)

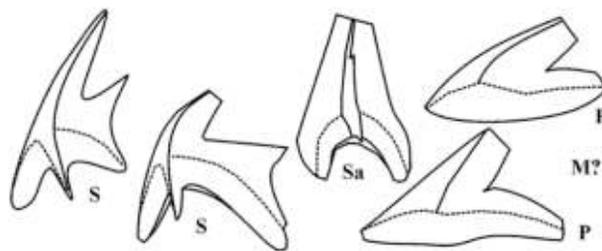


Рис. 73. Элементы аппарата *Protoprioniodus papiliosus* из кремней бурубайтальской свиты

[Zhylkaidarov, 1998]. Находки вида отмечаются и в нижнем-среднем ордовике Центральной Америки [Ethinton, Clark, 1982], однако характерные признаки вида здесь не упоминаются.

Местонахождение. Найден в бурубайтальской свите (20 м), Юго-Западное Прибалхашье, Южный Казахстан, зона *Prioniodus oepiki* флоского яруса нижнего ордовика.

Материал. 14 элементов.

Род *Scabbardella* Orchard, 1980

1980 *Scabbardella* Orchard, p. 25.

Типовой вид. *Drepanodus altipes* Henningsmoen, 1948; Швеция, верхний ордовик.

Диагноз. Шестиэлементный аппарат включает конические высокие, уплощенные с боковых сторон элементы трех типов: дрепанодиформные, акодиформные и дистакодиформные, каждый из которых разделяется по степени изогнутости зубца и высоте основания.

Замечания. От сходного рода *Dapsilodus* Cooper, 1976 отличается отсутствием тонкой полосчатости на переднем крае элементов и наличием элементов без ребер на боковых сторонах.

Распространение. Распространение этого монотипического рода соответствует распространению вида *Scabbardella altipes* (Henningsmoen, 1948).

Scabbardella altipes (Henningsmoen, 1948)

Табл. 25, фиг. 17, 18, 20–23

1948 *Drepanodus altipes* Henningsmoen, p. 420, pl. 25, fig. 14.

1966 *Acodus similis* Rhodes: Hamar, p. 48–50, pl. 2, figs. 3–9, 13, text-fig. 4 (5–10).

1967 *Scabbardella altipes* (Henningsmoen): Serpagli, p. 14–16, pl. 7, figs. 1–10.

1980 *Scabbardella altipes* (Henningsmoen): Orchard, p. 25, pl. 5, figs. 2–5, 7, 8, 12, 20, 23, 24, 28, 30, 33, 35, text-fig. 4.

- 1994 *Scabbardella altipes* (Henningsmoen): Dzik, p. 64, 66, pl. 11, figs. 36–39, text-fig. 6e.
 1999 *Scabbardella altipes* (Henningsmoen): Ferretti, Barnes, p. 34, pl. 1, figs. 17–22.
 2000 *Scabbardella altipes* (Henningsmoen): Leslie, figs. 3:36, 3:37.
 2000 *Scabbardella altipes* (Henningsmoen): Sweet, figs. 9:14, 9:15.
 2007 *Scabbardella altipes* (Henningsmoen): Zhang, Barnes, p. 505, figs. 8:16–8:20.
 2008 *Scabbardella altipes* (Henningsmoen): Agematsu et al., p. 29–31, figs. 11: 4, 8–10, 12–17.

Описание. В изученных карбонатных местонахождениях было найдено несколько акодиформных (Sb) и дистакодиформных (Sd) элементов и один дрепанодиформный (Sc) элемент. Все они конические, с килями на переднем и заднем краях. У Sd элементов ребро присутствует на обеих боковых сторонах, у Sb элемента только одна из боковых сторон несет полноценное ребро, тогда как другая сторона орнаментирована небольшим ребрышком, протягивающимся от основания зубца до верхней части основания. Sc элементы с гладкими боковыми сторонами, на внутренней стороне развита мелкая полосчатость.

Замечания. Первая полная ревизия этого вида [Orchard, 1080] показала, что в его аппарат входит шесть типов элементов, отличающихся наличием и количеством ребер на боковых сторонах и высотой основания. Элементы вида, выделенные из карбонатных пород, полностью соответствуют описанию вида при этой ревизии. В кремнистых породах ержанской свиты и кызылкаинской серии определение *S. altipes* основывается на общей морфологии элементов, поскольку увидеть, присутствует ли ребро на одной или обеих его боковых сторонах, проблематично. В проходящем свете одно ребро может загораживать другое, а в отраженном – обратная сторона конодонта не видна.

Распространение. Этот вид имеет космополитное распространение и встречается в том или ином количестве в разнофациальных отложениях верхнего ордовика (с середины сандбийского по верхи хирнантского ярусов на всех континентах).

Местонахождение. Найдены в кремнистой ержанской свите (обр. ТТ07-2) у горы Семиз-Бугу в Бошекуль-Майкаинской подзоне, Центральный Казахстан, и кызылкаинской серии (обр. ТТ06-4) в районе р. Балга Юго-Западного Предчингизья, Восточный Казахстан (верхняя часть сандбийского яруса), а также в известняках бестамакской свиты (обр. 533a) (средняя часть сандбийского яруса) и в нижнекатийских известняках кулун-

булакской свиты (обр. P10174) гор Тарбагатай, Восточный Казахстан.

Материал. 22 элемента.

Род *Scolopodus* Pander, 1856

- 1856 *Scolopodus* Pander, p. 25.
 1955 *Scolopodus* Pander, 1856: Lindström, p. 594.
 2006 *Scolopodus* Pander, 1856: Tolmacheva, p. 254–255.

Типовой вид. *Scolopodus sublaevis* Pander, 1856; Ленинградская область, Россия, флоский ярус нижнего ордовика.

Диагноз. Конические конодонтовые элементы гиаинового состава с округлым поперечным сечением зубца и основания, которые орнаментированы ребрами. В состав аппаратов входит пять типов элементов: P, M, симметричные Sa элементы и два разных асимметричных S элемента.

Замечания. Концепция рода *Scolopodus* базируется на виде *Scolopodus sublaevis* Pander, 1856 (= *Scolopodus striatus* Pander, 1856), широко распространенном в нижнем ордовике Балтоскандии [Tolmacheva, 2006]. Сходные формы конодонтовых элементов встречаются во многих регионах, в том числе в Северной Америке, Китае, Аргентине, Австралии. Однако их принадлежность к роду *Scolopodus* остается условной, поскольку для корректной идентификации необходима ревизия мультиэлементного состава аппарата, а это во многих случаях невозможно в связи с недостаточностью большими коллекциями. Особенно это касается форм с геникулятным типом элементов, которые пока формально относят к *Scolopodus* (Zhen et al., 2011). Кроме того, в Балтоскандии единственный выделенный там вид – *Scolopodus striatus* Pander, 1856, существует с флоского по дапинский ярус [Tolmacheva, 2006], тогда как в других регионах виды этого рода встречаются вплоть до середины дарривильского яруса.

Распространение. Представители рода встречаются практически повсеместно в нижнем и низах среднего ордовика.

Scolopodus cf. *S. oistodiformis* An et Ding, 1985

Табл. 12, фиг. 17–19, 23, 25, 26

? 2000 «*Oistodus*» *americanus* (Serpagli, 1974): Дубинина, p. 214, табл. XI, фиг. 30 (только).

Описание. Конические элементы с большим количеством ребер. Основание варьирует от низкого и округленного до высокого, плавного переходящего в длинный, слегка изогнутый зубец. Ребра не доходят до базального края основания, по

которому у части элементов проходит выпуклый базальный валик. Выделяются два типа элементов: конический негеникулятный и геникулятный, у которого основание отделяется от зубца резким перегибом. Среди негеникулятных форм большинство имеет округлое сечение и ребра, расположенные по всей поверхности элемента. У двух элементов (табл. 12, фиг. 19) задняя сторона элемента гладкая. Геникулятные элементы слегка выгнуты на внутреннюю сторону, несут несколько ребер на передней стороне и одно заднее ребро на зубце и основании. Основание у этих форм небольшое, округленное.

Замечания. Геникулятные формы *Scolopodus*, встречающиеся в Австралии, Северном и Южном Китае, а также Тариме, вместе с сопутствующими негеникулятными элементами отнесены к *Scolopodus oistodiformis* [Zhen et al., 2011]. Сходные формы из Западного Ньюфаундленда были описаны как *Scolopodus subrex* Ji et Barnes, 1994 [Ji, Barnes, 1994] и рассматриваются как самостоятельный вид [Zhen et al., 2011]. Элементы *Scolopodus* cf. *S. oistodiformis* из Казахстана по характеру ребристости и форме основания соответствуют описанию и изображениям *S. oistodiformis*, но геникулятные формы отличаются отсутствием характерного крылообразного выступа на задней стороне зубца сразу над основанием. Кроме того, *Scolopodus* cf. *S. oistodiformis* встречается в нижнем ордовике, а *Scolopodus oistodiformis* описан в нижней части дарривильского яруса среднего ордовика. Сходная с элементами *Scolopodus* cf. *S. oistodiformis* форма, определенная как «*Oistodus americanus*» (Serpagli, 1974), была обнаружена С. В. Дубининой в разрезе Батырбай гор Малый Каратау в Южном Казахстане в интервале флоского яруса (Дубинина, 2000).

Местонахождение. Найден в верхнетремадокских известняках курдайской свиты (обр. 72/6) хр. Кендыктас, Южный Казахстан, и нижнефлоских известняках кенташской толщи (обр. Д-9066) западной части Киргизского хребта, Северная Киргизия.

Материал. 10 S и P, 2 M элемента.

Scolopodus sp.

Табл. 12, фиг. 20–22, 24

Описание. Элементы *Scolopodus* с относительно высоким основанием и ребром на его задней стороне и небольшим количеством ребер на боковых сторонах. У одного элемента присутствуют три ребра на внутренней стороне, тогда как внешняя сторона остается гладкой. Ребра у всех элементов не доходят до базального края основания, на котором нет выпуклого базального валика.

Замечания. Элементы *Scolopodus* sp. из нашей коллекции идентичны S элементам *S. sublaevis*, но отнести их к этому таксону не позволяет отсутствие других типов элементов. Кроме того, в Казахстане *Scolopodus* sp. обнаружен только в кремнистых глубоководных фациях, тогда как *S. sublaevis* в Балтоскандии приурочен преимущественно к мелководным отложениям [Tolmacheva, 2006]. Тем не менее не исключено, что *Scolopodus* sp. может в дальнейшем быть отнесен к *S. sublaevis*, так как последний вид опознается в Австралии, Южном Китае и Тариме [Zhang, 1998; Zhen et al., 20036; Zhen et al., 2011].

Местонахождение. Найден в интервале флоского яруса в разрезе Баритовый карьер бурубайтальской свиты (с 20 по 30 м) Юго-Западного Прибалхашья, Южный Казахстан.

Материал. 5 элементов.

Scolopodus? *mufushanensis* An et Ding, 1982

Табл. 29, фиг. 8–12

1982 *Scolopodus mufushanensis* An et Ding, p. 9, pl. 1, fig. 4.

1987 *Scolopodus mufushanensis* An et Ding: An, p. 184–185, pl. 6, fig. 34, pl. 15, fig. 17.

2002 Coniform indet. L Pyle et Barnes, p. 116, pl. 28, fig. 20.

Описание. Небольшие конические конодонты альбидного состава, округлые в сечении или слегка уплощенные с боковых сторон, с невысоким основанием, сильно наклоненным зубцом и глубоким желобком, проходящим на боковой стороне зубца вдоль всей его длины. Поверхность элемента гладкая, без следов какой-либо орнаментации. Боковой желобок проходит чуть ближе к передней стороне элемента, его другая сторона выпуклая и гладкая. Желобок ярко проявлен на зубце, где углубляется почти до центра зубца (табл. 29, фиг. 11); на основании он проявлен в виде выемки, которая почти исчезает к базальному краю. Наблюдаются два морфотипа элементов, между которыми прослеживаются переходные формы. У одних элементов длина основания равна его высоте, а угол наклона зубца составляет по отношению к оси основания примерно 90°. У таких элементов базальный край ровный или его передняя стенка опускается чуть ниже базального края. У других длина основания почти в два раза превышает его высоту, а угол наклона зубца не превышает 20°. Наблюдаются как правые, так и левые формы элементов.

Замечания. Принадлежность *S.?* *mufushanensis* вида роду *Scolopodus* условна, так как транзитная серия элементов, входящих в его состав, не со-

ответствует типам элементов этого рода. Кроме того, к признакам рода относятся гаилиновый состав элементов и орнаментация в виде ребер, тогда как элементы *S.?* *mufushanensis* альбидные, а единственный желобок по своей глубине напоминает желобки у представителей рода *Panderodus*. Предполагается, что такие желобки служат для подачи яда для фиксации жертвы при питании конодонтов [Szaniawski, 2009]. Скорее всего эти формы в дальнейшем, при наличии большего фактического материала, будут отнесены к самостоятельному роду.

Распространение. В Британской Колумбии несколько элементов найдено в зоне *Jumudontus gananda* самой верхней части флоского яруса [Pyle, Barnes, 2002]. В Южном Китае встречается в верхней части флоского – нижней части дапинского ярусов [An, 1987].

Местонахождение. Найден в найманской свите (обр. N-05/1) хр. Чингиз, Восточный Казахстан, и в узунбулакской свите (обр. 156) Чу-Илийских гор, Южный Казахстан.

Материал. 14 элементов.

Род *Spinodus* Dzik, 1976

- 1913 *Polygnathus* Hadding, p. 32.
 1955 *Cordylodus* Pander, 1986: Lindström, p. 108.
 1973 *Cordylodus* Pander, 1856, emend. Barnes, Poplawski, p. 771.
 1976 *Spinodus* Dzik, p. 424.
 1997 *Spinodus* Dzik, 1976: Armstrong, p. 791.
 2009a *Spinodus* Dzik, 1976: Zhen et al., p. 48.

Типовой вид. *Polygnathus spinatus* Hadding, 1913; разрез Фогельсонг, Швеция, верхний ордовик.

Диагноз. Семиэлементный аппарат вида включает Pa, Pb, Sa, Sc, Sb, Sd и M элементы с длинными отростками, несущими длинные зубчики округлого сечения.

Замечания. В настоящее время *Spinodus* рассматривается как моновидовой род, но не исключено, что к нему может быть отнесен *Spinodus* sp. из Новой Зеландии [Zhen et al., 2009b]. У этого вида зубчики на боковых отростках Sa и Sd элементов расположены более плотно и их больше, чем у *S. spinatus* [Zhen et al., 2009b, pl. 11 C–H]. В составе *Spinodus* cf. *S. spinatus* из разрезов Восточного Ньюфаундленда выделяются элементы с зубчиками на переднем отростке (*e* элементы) и развитые бипеннатные лигогнатиформные элементы (*f* элементы) [Johnston, Barnes, 2000], что не характерно для рода *Spinodus*.

Распространение. Встречается практически повсеместно с флоского яруса нижнего по катийский ярус верхнего ордовика [Zhang, 1998].

Spinodus spinatus (Hadding, 1913)

Табл. 16, фиг. 12–17

- 1913 *Polygnathus spinatus* Hadding, p. 32, pl. 1, fig. 8.
 1913 *Cordylodus ramosus* Hadding, p. 31, pl. 1, fig. 6.
 1973 *Cordylodus ramosus* Hadding: Barnes, Poplawski, p. 772, pl. 4, fig. 6.
 1975 *Cordylodus spinatus* (Hadding): Наседкина, с. 123, табл. IV, фиг. 11.
 1976 *Spinodus spinatus* (Hadding): Dzik, p. 424, text-fig. 21c.
 1984 *Spinodus spinatus* (Hadding): Stouge, p. 89, pl. 18, figs. 17, 18.
 1997 *Spinodus spinatus* (Hadding): Armstrong, p. 791, pl. 4, figs. 8–11.
 1998 *Spinodus spinatus* (Hadding): Zhang, p. 91–93, pl. 17, figs. 11–14.
 1998 *Spinodus spinatus* (Hadding): Albanesi et al., p. 176–177, pl. 13, fig. 1–7, text-fig. 32.
 1999 *Spinodus spinatus* (Hadding): Wang, Bergström, p. 342–343, pl. II, fig. 17, pl. IV, fig. 8.
 2009a *Spinodus spinatus* (Hadding): Zhen et al., p. 157–158, figs. 8A, L–M.
 2004b *Spinodus* sp. cf. *spinatus* (Hadding): Zhen, Percival, p. 175, figs. 13 C–G.

Описание. Крупные рамиформные конодонты с большими редко расставленными зубчиками. Главный зубец примерно такого же размера, как и другие зубчики, базальная полость неглубокая. Элементы большей частью гиалиновые, верхушки элементов заполнены белым веществом. M элементы со сглаженным передним углом, Sa элементы симметричные с боковыми отростками, несущими по одному крупному зубчику. Sc элементы с небольшим антизубцом. Sb с одним боковым отростком, на котором расположен один зубец; размеры зубца варьируют от совсем небольшого до крупного. Pa элемент долаборатный, с базальным краем, доходящим до конца антизубца. Бипеннатный Pb элемент несет небольшой передний отросток. В элементах из нашей коллекции отросток практически не отклоняется в боковую сторону и сходен с Pb элементами, изображенными в работах Ж. Жанг [Zhang, 1998: pl. 17, fig. 14] и С. Стоуге [Stouge, 1984: pl. 18, fig. 17]. Задний стержень у Pb элемента более загнут вниз, чем у S элементов. Sd элементы асимметричные, тертиопедатные с боковыми отростками, на каждом из которых находится по одному зубцу, которые могут быть разного размера. Задний стержень сильно отклоняется в одну из боковых сторон. Sd элемент более уплощен с боковых сторон, чем Sa элемент.

Замечания. В нашей коллекции элементы *S. spinatus* относительно многочисленны и име-

ют хорошую сохранность. В одном из последних детальных описаний вида [Zhen et al., 2009a] были суммированы данные о его аппарате, в состав которого в настоящее время включено шесть морфотипов элементов (Pa, Pb, Sa, Sc, Sb и M). В целом наш материал подтверждает такой состав аппарата, но в дополнение к нему мы выделяем несимметричные тертиопедатные формы, которые рассматриваются как Sd элементы. Таким образом, аппарат вида принимается как семи-элементный.

Отмечается, что задний стержень у древних форм *S. spinatus* несет относительно большое количество зубчиков (2–3 зубчика). У эволюционно более молодых форм только Sa элемент имеет задний стержень с несколькими зубчиками, тогда как на заднем стержне у всех остальных элементов расположен один зубчик [Zhen et al., 1999].

S. spinatus характерен для относительно глубоководных открытоморских фаций окраин континентов и встречается практически на всех континентах [Zhang, 1998]. В кремнистых отложениях Казахстана и Урала он является одним из доминирующих видов конодонтовых комплексов нижней части дарривильского ярусов [Tolmacheva et al., 2004; Dubinina, Ryazantsev, 2008]. Наиболее древние (зона *O. evae*) *S. spinatus* известны из Южного Китая [Zhang, 1998]. В Казахстане и на Урале этот вид появляется в верхах дапинского – низах дарривильского яруса. В Польше, Шотландии и Балтоскандии он распространен в более молодых отложениях – с верхов дарривилия – низов сандбия [Hadding, 1913; Dzik, 1976, 1994; Zhang 1998].

Местонахождение. Тасбулакская свита (обр. Д-10063а), Джунгарский Алатау, Восточный Казахстан и найманская свита (обр. N-05/1), хр. Чингиз, Восточный Казахстан, дарривильский ярус среднего ордовика.

Материал. 86 элементов.

Spinodus sp.

Табл. 30, фиг. 19, 20

Замечания. Элементы с длинным задним отростком и крупными, широко расставленными и округлыми в сечении зубчиками могут быть отнесены к роду *Spinodus*. Отличаются от вида *S. spinatus* присутствием заднего и переднего килей на зубчиках, а также двумя зубчиками на боковом стержне. По этим признакам они очень похожи на элементы *Spinodus* sp., найденные в Новой Зеландии [Zhen, Percival, 2009б]. Элемент с двумя зубчиками на переднем крае (табл. 30, фиг. 19), возможно, тоже относится к этому виду. Представляет собой или Sc элемент с зубчатым

передним краем, либо деформированный Sb элемент.

Местонахождение. Известняки (обр. 2033) караканской свиты, Караканский увал, Северная Бетпак-Дала и тасбулакская свита (обр. Д-10063а), Джунгарский Алатау, Восточный Казахстан, дарривильский ярус среднего ордовика.

Материал. 1 Sc? и 2 Sb элемента.

Род *Triangulodus* van Wamel, 1974

1974 *Triangulodus* van Wamel, p. 96.

1981 *Trigonodus* Nieper, 1969: Cooper, p. 179.

1987 *Pteracontiodus* Harris et Harris, 1965: Bauer, p. 27.

1990 *Trigonodus* Nieper, 1969: Stouge, Bagnoli, p. 28.

1994 *Eoneoprioniodus* Mound, 1965: Dzik, p. 79.

2002 *Triangulodus* van Wamel, 1974: Pyle, Barnes, p. 93.

2006 *Triangulodus* van Wamel, 1974: Zhen et al., p. 196–198.

Типовой вид. *Scandodus brevibasis* (Sergeeva, 1963) emend. Lindström (1971); Ленинградская область, Россия, волховский горизонт, дапинский ярус, средний ордовик.

Диагноз. Конодонты с семиэлементным аппаратом, включающем скандодиформные Р элементы, геникулятные М элементы и серию S элементов с высокими киями или незубчатыми отростками. Все элементы крупные, гиалинового состава.

Замечания. Самостоятельность рода *Triangulodus* неоднократно обсуждалась в печати в связи с существованием еще двух очень сходных родов *Pteracontiodus* и *Eoneoprioniodus* из среднего ордовика Северной Америки, аппарат которых состоит из конических элементов сходной морфологии и гиалинового состава [Clark et al., 1981; Dzik, 1983, 1994; Ethington, Clark, 1982; Bauer, 2010]. Б. Купер заметил, что Р элементы у последних родов несут три отростка, а не два, как соответствующие элементы рода *Triangulodus*, и рассматривал *Triangulodus* как самостоятельный род. Он отнес *Triangulodus* к роду *Trigonodus* Neiper, 1969 [Cooper, 1981], что было поддержано некоторыми исследователями [Stouge, Bagnoli, 1990]. Позднее было обнаружено, что название *Trigonodus* уже преокупировано для триасовых двустворчатых моллюсков [Wang, 1992]. В настоящее время одни исследователи относят *Triangulodus*, в частности балтоскандийские *Triangulodus brevibasis* (Sergeeva, 1963) и *Triangulodus alatus* Dzik, 1976, к *Pteracontiodus* [Bauer, 2010], а другие – формы со скандодиформными Р элементами к *Triangulodus*, а с акодиформными к *Pteracontiodus* [Stouge,

Bagnoli, 1990; Zhen et al., 2006]. Последние рассматриваются как филогенетическая линия, возникшая и развивающаяся в Лаврентии, а центром появления и расселения *Triangulodus*, в том числе и в Балтоскандию, считаются Австралия и Китай [Stouge, Bagnoli, 1990].

Распространение. Представители этого рода в Балтоскандии образуют филогенетическую линию из двух последовательных видов: *T. brevibasis* — *T. medius*, начиная с дапинского яруса среднего ордовика. В Австралии и Китае они известны с нижнего ордовика [Zhen et al., 2006]. В Северной Америке и Аргентине практически идентичный *Pteracontiodus* встречается, начиная с низов среднего ордовика [Bauer, 2010].

Triangulodus sp. A

Табл. 29, фиг. 1–7

Описание. Крупные гиалиновые элементы с незубчатыми отростками. Обнаружено всего пять типов элементов: P, M, Sc, Sd и Sa. P элементы ангулятного облика характеризуются широким наклоненным зубцом, низким основанием и удлиненными невысокими передним и задним отростками с заостренным верхним краем. Для Sc элемента характерно высокое основание, гладкие боковые стороны и килеватые передний и задний края. Сходный по общей форме Sd элемент несет, помимо заднего и переднего килей, два боковых отростка, расположенных несимметрично относительно друг друга. У симметричного Sa элемента длинные боковые отростки, направлены вниз и немного заходят за базальный край. M элементы геникулятные, с наклоненным

зубцом и относительно небольшим, невысоким основанием. Задний и передний отростки относительно короткие, с заостренными дистальными краями примерно одной длины. Базальный край элемента выпуклый, максимальный выступ отмечает центральную часть базальной полости.

Замечания. Все элементы аппарата *Triangulodus* sp. A не найдены, в связи с чем данный таксон может быть описан только в открытой номенклатуре.

Местонахождение. В обр. Д-11130 известняков вулканогенной толщи Урумбайского района, Северный Казахстан.

Материал. 4 P, 3 M, 1 Sa, 3 Sc и 2 Sd элемента.

Gen. indet. sp. 1

Табл. 30, фиг. 1–4

Описание. Небольшие конические, уплощенные с боков элементы с высоким основанием, плавно переходящим в небольшой зубец. Передний и задний края основания и зубца килеобразные, боковые стороны гладкие, слегка выпуклые. Микроорнаментация на поверхности элемента отсутствует. На обеих боковых сторонах основания, в его центральной части, наблюдается небольшой выступ. У элементов варьируют длина зубца и ширина основания. У некоторых экземпляров более широкое основание слегка вытянуто назад, а зубец составляет не более половины высоты элемента (табл. 30, фиг. 4).

Местонахождение. В разрезе Баритовый карьер бурубайтальской свиты (обр. 286, 30), Юго-Западное Прибалхашье, Южный Казахстан.

Материал. 8 элементов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе на основе комплексного анализа ранее малоизученной конодонтовой фауны палеозой Центрально-Азиатского пояса (Казахстан, Северная Киргизия) впервые осуществлено детальное биостратиграфическое расчленение ордовикских отложений. Для глубоководных отложений палеозой Казахстана разработана провинциальная зональная шкала из 13 подразделений в ранге зон; для мелководноморских отложений – провинциальная биостратиграфическая шкала из 11 слоев с фауной. Конодонтовая шкала глубоководных отложений, разработанная по кремнистым отложениям Казахстана, дает возможность широкой корреляции глубоководных отложений окраин всех палеоконтинентов, включая окраины Сибирской платформы (например, о. Беннетта, Таймыр).

До работ автора о конодонтах ордовика Казахстана было известно мало. Данные по этой фауне из карбонатных пород палеозой Казахстана и Северной Киргизии получены впервые. Принципиально расширены представления о глубоководных конодонтах из кремнистых отложений Казахстана. Установлено, что таксономическое альфа-разнообразие конодонтовых фаун колеблется от 37 до 1 вида, при этом оптимальными для возникновения разнообразного сообщества являются относительно глубоководные обстановки островоджных поднятий в приэкваториальной зоне. Впервые показано, что таксономическое разнообразие мелководноморских конодонтовых фаун незначительно превышает разнообразие открытоморских пелагических фаун, изученных в кремнистых отложениях Казахстана.

Разработано биогеографическое районирование западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса по конодонтам. Выделение провинций основано на современных представлениях об иерархии биогеографических подразделений по конодонтам в ордовикском периоде [Zhen, Percival, 2003], во главу которых ставится разделение конодонтовых фаун на фауны океанической (глубоководной) и мелководноморской биогеографических областей. Изучение

конодонтов из кремнистых пелагических отложений палеозой Казахстана позволило впервые типизировать океаническую область таксономически разнообразной фауной широкого географического распространения, виды которой встречаются в окраинных фациях всех известных палеоконтинентов. В океанической области по конодонтам определена климатическая зональность с выделением приэкваториальной и умернотепловодной/холодноводной зон. Типизация океанических видов позволила разграничить биофациальные и биогеографические особенности комплексов конодонтов при предложенном районировании относительно мелководноморских фаун Казахстана и Северной Киргизии, в котором учитывалось распространение только мелководноморских форм.

Анализ конодонтовых комплексов из карбонатных отложений Казахстана, Северной Киргизии и Горного Алтая выявил их общее сходство с фауной Австрало-Азиатской биогеографической надпровинции [Webby et al., 2000], объединяющей находящиеся в разных климатических зонах австралийскую часть Гондваны, Тарим, Сибумасу, Северный и Южный Китай. От одновозрастных мелководных фаун Восточно-Европейской и Сибирской платформ конодонты запада Центрально-Азиатского складчатого пояса (за исключением Урала) отличаются принципиально другим набором видов, хотя с этими регионами и зафиксированы общие единичные таксоны. Значительное количество региональных эндемиков нижнего и среднего ордовика позволяет определять территорию Казахстана, Северной Киргизии и Алтая в это время как отдельную Западно-Азиатскую провинцию. Какие-либо биогеографические различия конодонтовых фаун Казахстана и Северной Киргизии не выявлены; разница в составе конодонтовых комплексов внутри этих регионов незначительна и определяется фациями и разными объемами коллекций. Конодонты среднего ордовика Горного Алтая могут рассматриваться как отдельный биогеографический район Западно-Азиатской провинции.

Обоснованы современные представления об экстремально теплых климатических условиях в позднем кембрии и раннем ордовике и постепенном похолодании к хирнантскому веку [Trotter et al., 2008]. На основании сохранности конодонтов и строения глубоководных отложений показано, что позднекембрийские и раннеордовикские тепловодные океанические бассейны характеризовались пониженной циркуляцией водных масс и широким развитием бескислородных обстановок. Это же время отмечалось слабовыраженным градиентом в гамма-разнообразии конодонтовых фаун от высоких к низким широтам, общим высоким уровнем альфа-разнообразия на всех палеоширотах и низким по сравнению с последующими этапами ордовика содержанием эндемичных форм. Насыщение кислородом донных вод, связанное с установлением циркуляционной системы и похолоданием, началось в ранней трети флоского яруса (зона *Prioniodus elegans*). Выяснилось, что это случилось значительно раньше, чем предполагалось, на основании изучения литологических особенностей и фауны мелководных отложений. Начавшаяся термогалинная циркуляция сопровождалась общим снижением

температур и увеличением градиента температур между полюсами и экватором. Это привело в среднем ордовике к резкому увеличению меридионального градиента гамма-разнообразия, выражающегося в повышении биоразнообразия конодонтов в низких широтах.

Впервые обосновано предположение, что некоторые пелагические ордовикские конодонты были плотоядными организмами, питаясь мелкими членистоногими и конодонтовой молодью других видов. Планктонный образ жизни конодонтов и способ их питания следуют из анализа фекальных пеллет, обнаруженных в отложениях, морфологии тела конодонтов и их аналогии с современными хетогнатами, которые, будучи планктонными формами, способны к хищничеству и относительно активным перемещениям в толще воды. Конодонты, вероятно, включались в сложные пищевые цепочки с селективным выеданием популяций по размеру (= возрасту) особей. Для конодонтов предполагается сложная жизненная стратегия, что следует из возможных хищников, питающихся конодонтами, проводить отбор особей по возрасту и биологическому виду.

ЛИТЕРАТУРА

- Абаимова Г.П.* Раннеордовикские конодонты среднего течения р. Лены. – Новосибирск: Наука СО, 1975. – 140 с.
- Апаяров Ф.Х., Мамбетов А.М., Миколайчук А.В., Башкиров А.П.* Нижний палеозой западной части Киргизского хребта (Северный Тянь-Шань) // Геодинамика внутриконтинентальных орогенов и геозоологические проблемы: Тез. докл. Четвертого Междунар. симп. – Бишкек, 2008. – С. 82–85.
- Аполлонов М.К.* Зональная шкала средне- и верхнеордовикских отложений Казахстана, основанная на трилобитах, и ее корреляция со шкалами Европы и Америки // Стратиграфия нижнего палеозоя Центральной Европы. – М.: Наука, 1968. – С. 78–85.
- Аполлонов М.К.* Ашгилские трилобиты Казахстана. – Алма-Ата: Наука КазССР, 1974. – 136 с.
- Аполлонов М.К., Чугаева М.Н.* Батырбайский разрез кембрия и ордовика в Малом Каратау (Южный Казахстан) // Изв. АН СССР. Сер. Геол. – 1982. – № 4. – С. 36–46.
- Атлас опорных стратиграфических разрезов фанерозоя Казахстана. – Алматы, 2008. – С. 1–183.
- Баканов А.И.* Использование зообентоса для мониторинга пресноводных водоемов (обзор) // Биол. внутр. вод. – 2000. – № 1. – С. 68–82.
- Барсков И.С.* О географическом распространении голвоногих ордовика // Бюл. МОИП. Отд. Геол. – 1965. – Т. 40. – № 3. – С. 142–143.
- Барсков И.С., Котляр А.Л., Коновалова Л.И.* и др. Новые находки конодонтов в палеозойских отложениях Центрального Казахстана // Вестник МГУ. Сер. 4. Геол. – 1983. – № 2. – С. 24–28.
- Барсков И.С., Новиков И.В.* Естественный аппарат конодонтов *Ragacordylodus gracilis* Lindström из кремнистых отложений нижнего ордовика Центрального Казахстана // 27-й Международный геологический конгресс: тез. докл. / отв. ред. Н.А. Богданов – 1984. – Т. 2. – С. 45–46.
- Беклемишев К.В.* Экология и биогеография пелагиали. – М.: Наука, 1969. – 292 с.
- Бесстраинов В.М., Герасимова Н.А., Курковская Л.А.* Стратиграфия ордовика Актау-Моинтинского поднятия // Стратиграфия палеозоя Казахстана. – Алма-Ата: КазИМС, 1989. – С. 68–77.
- Борисенко В.И.* Стратиграфия раннегеосинклинальных комплексов Ишкеольмесского антиклинория // Геология раннегеосинклинальных комплексов Центрального Казахстана. – М.: Изд-во МГУ, 1985. – С. 132–164.
- Геология Северного Казахстана (стратиграфия). – Алма-Ата: Наука, 1987. – 224 с.
- Геология СССР. Т. XX: Центральный Казахстан. Кн. 1: Геологическое описание. – М.: Недра, 1972. – 532 с.
- Геология Чингизской геосинклинали (Центральный Казахстан). – Алма-Ата: Наука, 1962. – 168 с.
- Герасимова Н.А., Бесстраинов В.М., Новикова М.З.* и др. Стратиграфия и комплексы конодонтов нижнего палеозоя Северной Бетпак-Далы (Центральный Казахстан) // Известия АН КазССР. Сер. Геол. – 1984. – № 5. – С. 12–18.
- Герасимова Н.А., Новикова М.З., Курковская Л.А., Якубчук А.С.* Новые данные по стратиграфии нижнего палеозоя Тектурмасского офиолитового пояса // Бюл. МОИП. Отд. Геол. – 1992. – Т. 67. – Вып. 3. – С. 60–76.
- Государственная геологическая карта СССР. Лист М-44-XXXII. Объяснительная записка. – М.: Недра. – 1962. – 66 с.
- Граница ордовика и силура в Казахстане. – Алма-Ата: Наука КазССР, 1980. – 300 с.
- Гридина Н.М.* Позднекембрийские конодонты и склериты из Центрального Казахстана // Палеонтологический сборник. – 1991. – № 6. – С. 19–25.
- Гридина Н.М., Машкова Т.В.* Конодонты в кремнисто-терригенных толщах Атасуйского антиклинория // Изд. АН СССР. Сер. Геол. – 1977. – Вып. 6. – С. 12–18.
- Двойченко Н.К., Абаимова Г.П.* Конодонты и био-стратиграфия вулканогенно-кремнистых толщ палеозоя Центрального Казахстана // Труды ИГиГ. – Новосибирск: Наука, 1986. – С. 160–177.
- Десярев К.Е.* Тектоническая эволюция раннепалеозойской активной окраины в Казахстане. – М.: Наука, 1999. – 123 с.
- Десярев К.Е.* Тектоническая эволюция раннепалеозойских островодужных систем и формирование континентальной коры каледонид Казахстана // Труды ГИН РАН. – М.: ГЕОС, 2012. – Вып. 602. – 288 с.
- Десярев К.Е., Рязанцев А.В.* Кембрийская коллизия дуга-континент в палеозоиде Казахстана // Геотектоника. – 2007. – № 1. – С. 71–96.
- Десярев К.Е., Дубинина С.В., Орлова А.Р.* Стратиграфия и особенности строения нижнепалеозойского карбонатно-кремнисто-туфогенного комплекса хребта Чингиз (Восточный Казахстан) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 1999. – Т. 7. – № 5. – С. 93–99.
- Дубинина С.В.* Конодонты и зональная стратиграфия пограничных отложений кембрия и ордовика // Труды ГИН РАН. – М.: Наука, 2000. – Вып. 517. – С. 1–239.

- Дубинина С.В., Орлова А.Р., Курковская Л.А.* Совместные находки конодонтов и граптолитов в кремнисто-терригенных толщах нижнего ордовика Северной Бетпак-Далы (Казахстан) // Бюл. МОИП. Отд. Геол. — 1996а. — Т. 71. — Вып. 5. — С. 44–50.
- Дубинина С.В., Орлова А.Р., Курковская Л.А.* Последовательность конодонтовых и граптолитовых комплексов в терригенных отложениях нижнего-среднего ордовика Ишим-Каратауской структурно-фациальной зоны Казахстана (на примере разрезов Байконур и Сарысай) // Бюл. МОИП. Отд. Геол. — 1996б. — Т. 71. — Вып. 2. — С. 64–75.
- Жилкайдаров А.М.* Конодонты и стратиграфия вулканогенно-кремнистых отложений ордовика Юго-Западного Предчирчингизья: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. — 1991. — 17 с.
- Ившин Н.К.* Верхнекембрийские трилобиты Казахстана. Ч. 1. — Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1956. — 98 с.
- Келлер Б.М.* Общий обзор стратиграфии ордовика Чу-Илийских гор // Ордовик Казахстана. Т. II. — 1956б. — С. 5–49. — (Труды ГИН АН СССР; вып. 1).
- Келлер Б.М., Лисогор К.А.* Караканский горизонт ордовика // Ордовик Казахстана. Т. I. — 1954. — С. 48–105. — (Труды ГИН АН СССР; вып. 154).
- Келлер Б.М., Рукавишников Т.Б.* Тремадокские и смежные с ними отложения хребта Кендыктас // Ордовик Казахстана. Т. IV. — 1961. — С. 22–28. — (Труды ГИН АН СССР; вып. 18).
- Келлер Б.М.* и др. Материалы к построению единой стратиграфической схеме ордовика Казахстана / Б.М. Келлер, М.Н. Королева, Т.Б. Рукавишников, Н.П. Четверикова, М.Н. Чугаева // Советская геология. — 1956. — Сб. 52. — С. 34–46.
- Кленина Л.Н., Никитин И.Ф., Попов Л.Е.* Брахиоподы и биостратиграфия среднего и верхнего ордовика хребта Чингиз. — Алма-Ата: Наука, 1984. — С. 1–196.
- Кориневский В.Г., Москаленко Т.А.* Ашгилские конодонты на Южном Урале // Фауна и стратиграфия Средней Сибири и Урала. — 1988. — С. 113–135. — (Труды ИГиГ СО АН СССР; № 718).
- Курковская Л.А.* Комплексы конодонтов из кремнистых и вулканогенно-кремнистых толщ // Геология раннегеосинклинальных комплексов Центрального Казахстана. — М.: Изд-во МГУ, 1985. — С. 164–176.
- Лисогор К.А.* Трилобиты тремадокских и смежных с ними отложений Кендыктаса // Ордовик Казахстана. Т. IV. — 1961. — С. 55–92. — (Труды ГИН АН СССР; вып. 18).
- Лялин Ю.И., Миллер Е.Е., Никитина Л.Г.* Вулканогенные формации Чингизского геоантиклинория (Центральный Казахстан). — Алма-Ата: Наука, 1964. — 168 с.
- Максумова Р.А., Коновод А.В., Огурцова Р.Н.* Вулканогенные толщи нижнего палеозоя западной части Киргизского хребта // Каледониды Тянь-Шаня. — Фрунзе: Илим, 1987. — С. 43–64.
- Мельников С.В.* Конодонты ордовика и силура Тимано-Североуральского региона. — СПб.: Изд-во Санкт-Петербургской картографической фабрики ВСЕГЕИ, 1999. — 136 с.
- Мельникова Л.М.* Ордовикские остракоды Казахстана // Труды Палеонтологического Института АН СССР. — Т. 218. — М.: Наука, 1986. — С. 1–103.
- Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю.* Тектоническая эволюция Сибирского палеоконтинента от неопротерозоя до позднего мезозоя: палеомагнитная запись и реконструкции // Геология и геофизика. — 2012. — Т. 53 (7). — С. 883–899.
- Москаленко Т.А.* Конодонты среднего и верхнего ордовика Сибирской платформы // Труды ИГиГ СО АН СССР. — Вып. 137. — Новосибирск: Наука, 1973. — 143 с.
- Назаров Б.Б.* Радиоларии нижнего — среднего палеозоя Казахстана // Труды ГИН АН СССР. — Вып. 275. — М.: Наука, 1975. — С. 204.
- Назаров Б.Б., Попов Л.Е.* Стратиграфия и фауна кремнисто-карбонатных толщ ордовика Казахстана (радиоларии и беззамковые брахиоподы). — М.: Наука, 1980. — 188 с.
- Назаров Б.Б., Попов Л.Е., Аполлонов М.К.* Радиоларии нижнего палеозоя Казахстана // Изв. АН СССР. Сер. Геол. — 1975. — № 10. — С. 96–105.
- Наседкина В.А.* Об ордовикских конодонтах западного склона Урала // Новые миоспоры, фораминиферы, остракоды и конодонты палеозоя и мезозоя Урала. — 1975. — С. 110–136. — (Труды Института геологии и геохимии; вып. 119).
- Никитин И.Ф.* Средний и верхний ордовик севера и востока Центрального Казахстана // Труды Совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана. — Т. 1. — Алма-Ата, 1960. — С. 228–241.
- Никитин И.Ф.* Средний и верхний ордовик // Труды Ин-та геол. АН КазССР. — 1962. — Т. 5.
- Никитин И.Ф.* Новые данные по стратиграфии ордовика Северного Приишимья в Центральном Казахстане // Материалы по региональной стратиграфии СССР. — М., 1963. — С. 76–85.
- Никитин И.Ф.* Ордовик Казахстана. Ч. I: Стратиграфия. — Алма-Ата: Наука, 1972. — С. 1–244.
- Никитин И.Ф.* Об ордовикских кремнисто-вулканогенных толщах Северо-Восточного Прибалхашья // Геология Казахстана. — 2001. — № 1. — С. 1–9.
- Никитин И.Ф.* Ордовикские кремнистые и кремнисто-базальтовые комплексы Казахстана // Геология и геофизика. — 2002. — Т. 43. — № 6. — С. 512–527.
- Никитин И.Ф., Аполлонов М.К., Цай Д.Т.* Корреляционная схема ордовика Восточного Казахстана // Изв. АН КазССР. Сер. Геол. — 1968. — № 3. — С. 2–12.
- Никитин И.Ф., Цай Д.Т., Шлыгин А.Е., Никитина О.И.* Рудовмещающие толщи Коксу-Текелийского рудного района // Отечественная геология. — 1993. — № 10. — С. 33–41.
- Никитин И.Ф.* и др. Ордовикский вулканогенно-кремнистый комплекс Жаман-Сарысуйского антиклинория (Центральный Казахстан) / И.Ф. Никитин, А.М. Жилкайдаров, Ю.П. Ненашев, Н.М. Фрид, Д.Т. Цай // Геология Казахстана. — 1999. — № 3. — С. 19–30.
- Никитин И.Ф., Никитина О.И., Попов Л.Е., Толмачева Т.Ю.* Результаты деятельности международной подком-

миссии по стратиграфии ордовика и задачи увязки региональной шкалы ордовика Казахстана с Международной стратиграфической шкалой // Состояние и задачи стратиграфических исследований в Казахстане: Материалы республиканского стратиграфического совещания (Караганда, 2005 г.). — Караганда, 2006. — С. 26–30.

Никитина О.И., Тимофеева Л.С. Новые данные по стратотипам копалинского и анрахайского горизонтов среднего ордовика // Геология и полезные ископаемые Юга Казахстана. — Алма-Ата: Гылым, 1991. — С. 37–47.

Никитина О.И., Никитин И.Ф., Толмачева Т.Ю., Кореень Т.Н. Ордовикская система. Силурийская система // Атлас опорных стратиграфических разрезов фанерозоя Казахстана. — Алматы, 2008а. — С. 55–98.

Никитина О.И., Толмачева Т.Ю., Рязанцев А.В. Стратиграфия, районирование и основные типы палеобассейнов ордовика Северной Бетпак-Далы (Центральный Казахстан) // Изв. НАН РК. Сер. Геол. — 2008б. — № 6. — С. 8–23.

Новикова М.З., Рязанцев А.В., Дубинина С.В. О возрасте акдымской серии Ерементау-Ниязского антиклинория (Центральный Казахстан) // ДАН СССР. — 1978. — Т. 241. — № 2. — С. 453–455.

Обут О.Т., Буслов М.М., Ивата К., Жимулев Ф.И. Время коллизии Кокчетавского массива со Степнякской островной дугой по конодонтам и радиоляриям из кремнистых пород совмещенных террейнов разных геодинамических обстановок // Геология и геофизика. — 2006. — Т. 47. — № 4. — С. 455–461.

Орлова А.Р. Новые данные о граптолитах и конодонтах найманской свиты (нижний ордовик) хребта Чингиз, Центральный Казахстан // Бюл. МОИП. Отд. Геол. — 1993. — Т. 69. — Вып. 1. — С. 43–47.

Палец Л.М. Стратиграфия отложений ордовика северо-западного окончания Чу-Илийских гор (район лога Каратал) // Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана. — Алма-Ата, 1965. — С. 16–22.

Попов Л.Е. Беззамковые брахиоподы из среднего ордовика хребта Чингиз // Палеонтологический журнал. — 1975. — № 4. — С. 32–42.

Попов Л.Е. Зональные комплексы среднеордовикских брахиопод Казахстана // ДАН СССР. — 1976. — № 4. — С. 226.

Попов Л.Е. и др. Опорные разрезы и стратиграфия кембро-ордовикской фосфоритоносной оболочкой толщи на северо-западе Русской платформы / Л.Е. Попов, К.К. Хазанович, Н.Г. Боровко, С.П. Сергеева, Р.Ф. Соколовская // Труды АН СССР. Министерство геологии СССР. Межведомственный стратиграфический комитет СССР / ред. И.Ф. Никитин. — Л.: Наука, 1989. — Т. 18. — С. 222.

Решения Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем докембрия и палеозоя Восточного Казахстана. — Л., 1976. — 96 с.

Решения III Казахстанского стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою (Алма-Ата, 1986 г.). Ч. I: Докембрий и палеозой. — Алма-Ата, 1991. — С. 1–147.

Розман Х.С. Биостратиграфия и зоогеография верхнего ордовика Северной Азии и Северной Америки (по

брахиоподам) // Труды ГИН АН СССР. — Вып. 305. — 1977. — 171 с.

Рукавишников Т.Б. Брахиоподы ордовика Чу-Илийских гор // Труды ГИН АН СССР. — Вып. 1. — 1956. — С. 105–168.

Рязанцев А.В. Структурная зональность нижнепалеозойских комплексов в Бошекульской островодужной системе на северо-востоке Центрального Казахстана // Очерки по региональной тектонике. Т. 2: Казахстан, Тянь-Шань, Полярный Урал. — М.: Наука, 2005. — С. 5–39.

Самыгин С.Г., Титов В.И., Кленина Л.Н. и др. К вопросу о развитии Чингизского и Аркалыкского антиклинориев (Восточный Казахстан) в позднем кембрии — среднем ордовике // ДАН СССР. — 1969. — Т. 188. — № 2. — С. 417–420.

Сенников Н.В., Толмачева Т.Ю., Изох Н.Г., Обут О.Т. О положении границы кембрия и ордовика на Горном Алтае // Докл. РАН. — 2013. — С. 203–206.

Сергеева С.П., Машкова Т.В. Наставление по сбору и выделению конодонтов. — М., 1972. — 22 с.

Соколов Б.С. Биостратиграфический и биогеографический обзор табулятоморфных кораллов палеозоя СССР // Геология и геофизика. — 1962. — № 10. — С. 53–67.

Стратифицированные и интрузивные образования Киргизии. — Фрунзе: Илим, 1982. — Т. 1. — 357 с.

Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Ордовик Сибирской платформы / отв. ред. А.В. Каныгин, А.В. Тимохин, А.Г. Ядренкина, О.В. Сычев, Т.А. Москаленко. — Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2007. — 269 с.

Тарабукин В.П. Биостратиграфия и конодонты ордовикских отложений Северо-Востока Азии / ред. А.В. Каныгин, Е.А. Елкин. — Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН, 2006. — 148 с.

Тесаков Ю.И., Каныгин А.В., Ядренкина А.Г. и др. Ордовик северо-запада Сибирской платформы. — Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2003. — 260 с.

Толмачева С.Г., Кузнецевский А.Г., Буренин В.М. Докембрийские образования Юго-Западного Прибалхашья и Юго-Восточной Бетпак-Далы // Допалеозой и палеозой Казахстана. — Алма-Ата: Наука КазССР, 1974. — Т. 1.

Толмачева Т.Ю. Пелагические конодонты позднего палеозоя и раннего ордовика Центрального Казахстана / Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. — СПб., 1996. — 23 с.

Толмачева Т.Ю. Новый представитель конодонтов из среднего ордовика Центрального Казахстана, Киргизии и Алтая // Палеонтологический журнал. — 2013. — № 2. — С. 55–59.

Толмачева Т.Ю., Дегтярев К.Е. Конденсированные кремнистые отложения позднекембрийского — раннеордовикского океанического бассейна в Ирадырской зоне (Северный Казахстан) // Докл. РАН. — 2012. — Т. 444. — № 4. С. 422–428.

Толмачева Т.Ю., Рязанцев А.В., Белова А.А. Ордовикские конодонты из караколь-михайловских известняков Сакмаро-Лемвинской зоны Южного Урала // Тезисы

ежегодной LVIII сессии ВПО. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2012. — С. 148–150.

Толмачева Т.Ю., Рязанцев А.В., Дегтярев К.Е., Никитина О.И. Отложения гидротермальных баритовых источников позднего кембрия — раннего ордовика в кремнистых толщах Южного Казахстана // Докл. РАН. — 2014. — Т. 458. — № 3. — С. 318–322.

Цай Д.Т. Граптолитовые зоны ордовика Казахстана // Допалеозой и палеозой Казахстана. — Алма-Ата, 1974. — Т. 1. — С. 216–224.

Цай Д.Т. Граптолитовая шкала ордовика Казахстана и ее корреляция со шкалами Атлантической и Тихоокеанской провинций // Известия АН КазССР. Сер. Геол. — 1979. — № 4–5. — С. 52–58.

Цай Д.Т. Региональная зональная шкала ордовика по граптолитам / Автореф. дис. ... докт. геол.-минер. наук. — Новосибирск, 1988. — С. 1–29.

Цай Д.Т. Последовательность граптолитовых зон в ареале Казахстана // Геология Казахстана. — 1995. — № 3. — С. 47–54.

Цай Д.Т. и др. О возрасте вулканогенно-кремнистых толщ Кокшетауского и Шатского массивов и их обрамления / Д.Т. Цай, И.Ф. Никитин, М.К. Аполлонов, Л.Е. Попов, Т.Ю. Толмачева // Геология Казахстана. — 2001. — № 2. — С. 4–12.

Чу-Илийский рудный пояс. Геология Чу-Илийского региона. — Алма-Ата: Наука, 1980. — С. 1–503.

Agematsua S., Sashidab K., Salyapongsec S., Sardsud A. Ordovician conodonts from the Thong Pha Phum area, western Thailand // J. of Asian Earth Sci. — 2006. — Vol. 26. — P. 49–60.

Agematsu S., Sashida K., Ibrahim A. Biostratigraphy and paleobiogeography of middle and late Ordovician conodonts from the Langkawi islands, Northwestern peninsular Malaysia // J. Paleont. — 2008. — Vol. 82 (5). — P. 957–973.

Agematsua S., Sashidab K., Sardsud A. Reinterpretation of Early and Middle Ordovician conodonts from the Thong Pha Phum area, western Thailand, in the context of new material from western and northern Thailand // Paleont. Research. — 2008. — Vol. 12 (2). — P. 181–194.

Agematsu S., Sashida K., Salyapongse S., Sardsud A. Ordovician conodonts from the Satun area, southern peninsular Thailand // J. Paleont. — 2007. — Vol. 81. — P. 19–37.

Albanesi G.L. Taxonomia de conodontes de las secuencias ordovicicas del Cerro Potrerillo, Precordillera Central de San Juan, R. Argentina // Actas de la Academia Nacional de Ciencias. — 1998. — Vol. 12. — P. 101–252.

Albanesi G.L., Barnes C.R. Subspeciation within a punctuated equilibrium evolutionary event: phylogenetic history of the Lower — Middle Ordovician *Paroistodus originalis* — *P. horridus* complex (Conodonts) // J. Paleont. — 2000. — Vol. 74. — P. 492–502.

Albanesi G.L., Hünicken M.A., Barnes C.R. Bioestratigrafía, biofacies y taxonomía de conodontes de las secuencias ordovicicas del Cerro Porterillo, Precordillera central de San Juan, R. Argentina // Actas de la Academia Nacional de Ciencias. — 1998. — Vol. 12. — P. 1–249.

Albanesi G.L., Bergström S.M., Melchor R.N. The San Jorge Fm, La Pampa Province, Argentina, dated by means of conodonts.

Reunión anual de comunicaciones de la Asociación // Paleontológica Argentina. — Santa Rosa, 2003. — P. 77–78.

Aldridge R.J., Briggs D.E.G. The discovery of the conodont anatomy and its importance for understanding the early history of vertebrates // The Paleobiological Revolution: Essays on the Growth of Modern Paleontology University of Chicago Press / eds. D. Sepkoski & M. Ruse — 2009. — P. 73–88.

Aldridge R.J., Smith M.P. Conodonta // The Fossil. Record 2 / ed. M.J. Benton. — London, 1993. — P. 563–572.

Aldridge R.J., Purnell M.A. The conodont controversies // Trends in Ecology and Evolution. — 1996. — Vol. 11. — N 11. — P. 463–468.

An T.X. The lower Paleozoic conodonts of South China. — Beijing: Publishing House of Geology, 1987. — 238 p.

An T.X., Zheng Z. The Conodonts of the Marginal Areas around the Ordos Basin, North China. — Beijing: Sci. Press, 1990. — 201 p.

An T.X., Du G.Q., Gao Q.Q. Ordovician conodonts from Hubei. — Beijing: Geol. Publishing House, 1985. — 4 p.

An T.X. et al. The Conodonts of North China and the Adjacent Regions / T.X. An, F. Zhang, W.D. Xiang, Y.Q. Zhang, W.H. Xu, H.J. Zhang, D.B. Jiang, C.S. Yang, L.D. Lin, Z.T. Cui, X.C. Yang. — Beijing: Sci. Press, 1983. — 223 p.

Armstrong H.A. Conodonts from the Ordovician Shinnel Formation, southern Uplands, Scotland // Palaeont. — 1997. — Vol. 40. — P. 763–797.

Armstrong H.A., Owen A.W. Euconodont paleobiogeography and the closure of the Iapetus Ocean // Geology. — 2002. — Vol. 30. — N 12. — P. 1091–1094.

Armstrong H.A., Floyd J.D., Barron H.F. Conodont biostratigraphy of the Crawford Group, Southern Uplands // British Geol. Survey Research Report. — 2001. — 36 p.

Azmy K., Veizer J., Bassett M.G., Copper P. Oxygen and carbon isotopic composition of Silurian brachiopods: implications for coeval seawater and glaciations // GSA Bull. — 1998. — Vol. 110. — P. 1499–1512.

Bagnoli G., Stouge S. Paleogeographic distribution of Argenilian (Lower Ordovician) conodonts // Annales Academia Brasiliana. — 1991. — Vol. 63. — P. 171–183.

Bagnoli G., Stouge S. Lower Ordovician (Billingenian — Kunda) conodonts zonation and provinces based on sections from Horns Udde, north Oland, Sweden // Bollettino della Soc. Paleont. Italiana. — 1997. — Vol. 35. — N 2. — P. 109–163.

Barnes C.R., Poplawski M.L.S. Lower and Middle Ordovician conodonts from the Mystic Formation, Quebec, Canada // J. Paleont. — 1973. — Vol. 47. — P. 760–790.

Barnes C.R., Fähræus L.E. Provinces, communities, and the proposed neotectonic habit of Ordovician conodontophorids // Lethaia. — 1975. — Vol. 8. — P. 133–149.

Barnes C.R. et al. The structure and evolution of Ordovician conodont apparatuses / C.R. Barnes, D.J. Kennedy, A.D. McCracken, G.S. Nowlan, G.A. Tarrant // Lethaia. — 1979. — Vol. 12. — P. 125–151.

Bassler R.S. Classification and stratigraphic use of conodonts // Geol. Soc. of Amer. Bull. — 1925. — Vol. 36. — P. 218–220.

Bauer J.A. Conodonts and conodont biostratigraphy of the McLish and Tulip Creek Formations (Middle Ordovician) of

South-Central Oklahoma // Oklahoma Geol. Survey Bull. – 1987. – Vol. 141. – P. 1–58.

Bauer J.A. Conodont biostratigraphy and paleoecology of Middle Ordovician rocks in Eastern Oklahoma // J. Paleont. – 1989. – Vol. 63. – P. 92–107.

Bauer J.A. Conodonts and Conodont Biostratigraphy of the Joins and Oil Creek Formations, Arbuckle Mountains, South-central Oklahoma // Oklahoma Geol. Survey Bull. – 2010. – Vol. 150. – P. 1–44.

Bazhenov M.L. et al. Paleozoic northward drift Of the North Tien Shan (Central Asia) as related by Ordovician and carboniferous paleomagnetism / M.L. Bazhenov, A.Q. Collins, K.E. Degtyarev, N.M. Levashova, A.V. Mikolaichuk, V.E. Pavlov, R. Van Der Voo // Tectonophysics. – 2003. – Vol. 366. – P. 113–141.

Bazhenov M.L. Unraveling the early-middle Paleozoic paleogeography of Kazakhstan on the basis of Ordovician and Devonian paleomagnetic results / M.L. Bazhenov, N.M. Levashova, K.E. Degtyarev, R. Van der Voo, A.V. Abrajevitch, P.J.A. McCausland // Gondwana Research. – 2012. – Vol. 22. – P. 974–991.

Bergström S.M. Whiterockian (Ordovician) conodonts from the Hølanda Limestone of the Trondheim Region, Norwegian Caledonides // Norsk Geologisk Tidsskrift. – 1979. – Vol. 59. – P. 295–307.

Bergström S.M. Biogeography, evolutionary relationships, and biostratigraphic significance of Ordovician platform conodonts // Fossils and Strata. – 1983. – Vol. 15. – P. 35–58.

Bergström S.M. Relations between conodont provincialism and the changing palaeogeography during the Early Palaeozoic // Palaeozoic palaeogeography and biogeography / eds. W.S. McKerrow, C.R. Scotese / Geol. Soc.: Memoir. – 1990. – Vol. 12. – P. 105–121.

Bergström S.M. Middle and Upper Ordovician conodonts from the Fågelsång GSSP, Scania, Southern Sweden // Geol. Fören. i Stock. Förhand. – 2007. – Vol. 129. – Pt. 2. – P. 77–82.

Bergström S., Löfgren A. The base of the global Dapingian Stage (Ordovician) in Baltoscandia: conodonts, graptolites and unconformities // Earth and Environmental Sci. Transactions of the Royal Soc. of Edinburgh. – 2009. – Vol. 99. – P. 189–212.

Bergström S.M., Sweet W.C. Conodonts from the Lexington Limestone (Middle Ordovician) of Kentucky and its lateral equivalents in Ohio and Indiana // Bull. Amer. Paleont. – 1966. – Vol. 50. – P. 271–441.

Bergström S.M., Epstein A.G., Epstein J.B. Early Ordovician North Atlantic province conodonts in Eastern Pennsylvania // U. S. Geol. Survey Professional Paper. – 1972. – N 800-D. – P. 37–44.

Bergström S.M., Löfgren A., Maletz J. The GSSP of the Second (Upper) Stage of the Lower Ordovician Series: Diabasbrottet at Hunneberg, Province of Västergötland, Southwestern Sweden // Episodes. – 2004. – Vol. 7. – P. 265–272.

Bergström S.M. et al. Appalachignathus, a new multielement conodont genus from the Middle Ordovician of North America / S.M. Bergström, J.B. Carnes, R.L. Ethington, R.B. Votaw, P.B. Wigley // J. Paleont. – 1974. – Vol. 48. – P. 227–235.

Bergström S. et al. A proposed global boundary stratotype for the base of the Upper Ordovician Series of the Ordovician System: The Fågelsång section, Scania, Southern Sweden / S. Bergström, S.C. Finney, X. Chen, C. Pålsson, Z.H. Wang, Y. Grahn // Episodes. – 2000. – Vol. 23. – P. 102–109.

Bergström S.M., Calner M., Lehnert O., Noor A. A new upper Middle Ordovician – Lower Silurian drillcore standard succession from Borensult in Östergötland, Southern Sweden: 1. Stratigraphic review with regional comparisons // GFF. – 2011. – Vol. 133. – P. 149–171.

Berry W.B.N., Wilde P. Progressive ventilation of the oceans; an explanation for the distribution of the lower Paleozoic black shales // Amer. J. of Sci. – 1978. – Vol. 278. – P. 257–275.

Bradshaw L.E. Conodonts from the Fort Pefia Formation (Middle Ordovician), Marathon Basin, Texas // J. Paleont. – 1969. – Vol. 43. – P. 1137–1168.

Branson E.B., Mehl M.G. Conodont studies // Missouri University Studies. – Columbia: Missouri, 1933–1934. – Vol. 8. – P. 1–349.

Briggs D.E.G., Clarkson E.N.K., Aldridge R.J. The conodont animal // Lethaia. – 1983. – Vol. 16. – P. 1–14.

Briggs J.C. Marine Zoogeography. – New York: McGraw-Hill, 1974. – 475 p.

Buggisch W., Webers G.F., Repetski J.E., Glenister L. Cambrian conodonts from the Springer Peak and Minaret Formations, Ellsworth Mountains, West Antarctica // Geology and paleontology of the Ellsworth Mountains, West Antarctica / eds. G.F. Webers, J.F. Spletstoesser // Geol. Soc. of Amer.: Memoir. – 1992. – Vol. 170. – P. 169–179.

Candela Y. Statistical comparisons of late Caradoc (Ordovician) brachiopod faunas around the Iapetus Ocean, and terranes located around Australia, Kazakhstan and China // Geodiversitas. – 2006. – Vol. 28 (3). – P. 433–446.

Carney R.S. Zonation of deep-sea biota on continental margins // Oceanogr. Mar. Biol. Annu. Rev. – 2005. – Vol. 43. – P. 211–279.

Chen X., Bergström S.M., Zhang Y-D., Fan J-X. The base of the Middle Ordovician in China with special reference to the succession at Hengtang near Jiangshan, Zhejiang Province, Southern China // Lethaia. – 2009. – Vol. 42. – P. 218–231.

Christiansen J.L., Stouge S. Oceanic circulation as an element in palaeogeographical reconstructions: the Arenig (Early Ordovician) as an example // Terra Nova. – 1999. – Vol. 11 (2/3). – P. 73–78.

Clark D.L. et al. Treatise on Invertebrate Paleontology. Part W: Miscellanea. Supplement 2: Conodonta / D.L. Clark, W.C. Sweet, S.M. Bergström, G. Klapper, R.L. Austin, F.H.T. Rhodes, K.J. Muller, W. Ziegler, M. Lindström, J.F. Miller, A.G. Harris // Geol. Soc. of Amer. and the University of Kansas. – 1981. – 202 p.

Cocks L.R.M., Fortey R.A. Faunal evidence for oceanic separations in the Palaeozoic of Britain // J. of the Geol. Soc. – London, 1982. – Vol. 139. – P. 465–478.

Cocks L.R.M., Torsvik T.H. Earth geography from 500 to 400 million years ago: a faunal and palaeomagnetic review // J. of the Geol. Soc. – London, 2002. – Vol. 159. – P. 631–644.

- Cocks L.R.M., Torsvik T.H.* Siberia, the wandering northern terrane, and its changing geography through the Palaeozoic // *Earth-Sci. Rev.* – 2007. – Vol. 82. – P. 29–74.
- Cooper B.J.* Early Ordovician conodonts from the Horn Valley Siltstone, central Australia // *Palaeont.* – 1981. – Vol. 24. – P. 147–183.
- Cooper R.A., Nowlan G.S., Williams S.H.* Global Stratotype Section and Point for base of the Ordovician System // *Epi-sodes.* – 2001. – №. 24 (1). – P. 19–28.
- Dalziel I.W.D.* Neoproterozoic-Paleozoic geography and tectonics: review, hypothesis, environmental speculation // *Geol. Soc. of Amer. Bull.* – 1997. – Vol. 109. – P. 16–42.
- Danelian T., Popov L.* Ordovician radiolarian biodiversity: insights based on new and revised data from Kazakhstan // *Bull. de la Soc. géol. de France.* – 2003. – Vol. 174. – P. 325–335.
- Dong X.P., Repetski J.E., Bergström S.M.* Conodont biostratigraphy of the Middle Cambrian through lowermost Ordovician in Hunan, South China // *Acta Geol. Sin.* – 2004. – Vol. 78. – P. 1185–1260.
- Donoghue P.C.J.* Conodonts meet cladistics: recovering relationships and assessing the completeness of the conodont fossil record // *Palaeont.* – 2001. – Vol. 44. – P. 65–93.
- Donoghue P.C.J., Purnell M.A., Aldridge R.J., Zhang S.* The interrelationships of «complex» conodonts (Vertebrata) // *J. of Systematic Palaeont.* – 2008. – Vol. 6 (2). – P. 119–153.
- Du P.D.* et al. Discussion on four conodont species of *Histiodella* from Tarim Basin and their stratigraphic implication / P.D. Du, Z.X. Zhao, Z.B. Huang, Z.J. Tan, C. Wang, Z.L. Yang, G.Z. Zhang, J.N. Xiao // *Acta Micropalaeontologica Sin.* – 2005. – Vol. 22 (4). – P. 357–369.
- Dubinina S.V.* Conodonts from the Early Ordovician (mid-Arenig) deep water deposits of Central Asian paleobasins // *Proceedings of the Sixth Europe Conodont Symposium (ECOS VI)* / ed. H. Szaniawski. – 1998. – P. 79–86. – (*Palaeont. Polonica*: vol. 58).
- Dubinina S.V., Ryzantsev A.V.* Conodont stratigraphy and correlation of the Ordovician volcanogenic and volcanogenic sedimentary sequences in the South Urals, Russia // *J. Earth. Sci.* – 2008. – Vol. 10. – P. 1–31.
- Dumoulin J.A.* et al. Lithostratigraphic, conodont, and other faunal links between lower Paleozoic strata in northern and central Alaska and northeastern Russia / J.A. Dumoulin, A.G. Harris, M. Gagiev, D.C. Bradley, J.E. Repetski // *Tectonic Evolution of the Bering Shelf-Chukchi Sea-Arctic Margin and Adjacent Landmasses* / eds. E.L. Miller, A. Grantz, S.L. Klemperer. – Boulder, Colorado, 2002. – P. 291–312. – (*Geol. Soc. of Amer. Special Paper.*: vol. 360).
- Duró A., Saiz E.* Distribution and trophic ecology of chaetognaths in the western Mediterranean in relation to an in-shore–offshore gradient // *J. Plank. Res.* – 2000. – Vol. 22. – P. 339–361.
- Dzik J.* Remarks on the evolution of Ordovician conodonts // *Acta Palaeont. Pol.* – 1976. – Vol. 21. – P. 395–455.
- Dzik J.* Early Ordovician conodonts from the Barrandian and Bohemian-Baltic faunal relationships // *Acta Palaeont. Pol.* – 1983. – Vol. 28 (3–4). – P. 327–368.
- Dzik J.* Evolution of oral apparatuses in the conodont chordates // *Acta Palaeont. Pol.* – 1991. – Vol. 36. – P. 265–323.
- Dzik J.* Conodonts of the Mójca Limestone // Ordovician carbonate platform ecosystem of the Holy Cross Mountains / eds. J. Dzik, E. Olempska, A. Pisera. – 1994. – P. 43–128. – (*Acta Palaeont. Pol.*; vol. 53).
- Dzik J.* Brachiopod identity of the alleged monoplacophoran ancestors of cephalopods // *Malacologia.* – 2010. – Vol. 52 (1). – P. 97–113.
- Erdtmann B.D.* Neoproterozoic to Ordovician – Silurian Baltica and Laurentia interaction with (Proto-) Gondwana: critical review of macro- and microplate transfer models // *Acta Univ. Carol. Geol.* – 2000. – Vol. 42. – P. 409–418.
- Ethington R.L.* Conodonts from the Ordovician Galena Formation // *J. Paleont.* – 1959. – Vol. 33. – P. 257–292.
- Ethington R.L.* Conodonts and other micro fossils and age of the *Caryocaris* Shale Central Nevada USA // *J. Paleont.* – 1981. – P. 780–787.
- Ethington R.L., Clark D.L.* Lower and Middle Ordovician conodonts from the Ibex Area Western Millard County, Utah // Brigham Young University. *Geol. Stud.* – 1982. – Vol. 28. – 160 p.
- Ethington R.L., Repetski J.* Paleobiogeographic distribution of Early Ordovician conodonts in central and western United States // *Conodont biofacies and provincialism* / ed. D.L. Clark // *Geol. Soc. of Amer. Special Paper.* – 1984. – Vol. 196. – P. 89–101.
- Ferretti A., Serpigi E.* Late Ordovician conodont faunas from southern Sardinia, Italy: biostratigraphic and paleogeographic implications // *Bolletino della Società Paleont. Italiana.* – 1999. – Vol. 37 (2–3). – P. 215–236.
- Fortey R.A., Cocks L.R.M.* Palaeontological evidence bearing on global Ordovician – Silurian continental reconstructions // *Earth-Sci. Reviews.* – 2003. – Vol. 61. – P. 245–307.
- Fortey R.A., Barnes C.R.* Early Ordovician conodont and trilobite communities of Spitsbergen: influence on biogeography // *Alcheringa.* – 1977. – Vol. 1. – P. 297–309.
- Fowler T.J., Iwata K.* Darrivilian-Gisbornian conodonts from the Triangle Group area, New South Wales // *Australian J. of Earth Sci.* – 1995. – Vol. 42 (2). – P. 119–122.
- Furey-Greig T.M.* Late Ordovician conodonts from the olistostromal Wiseman's Arm Formation, New England region, Australia // *Abhandlungen Geologische Bundesanstalt.* – 1999. – Vol. 54. – P. 303–322.
- Furey-Greig T.* Late Ordovician and Early Silurian conodonts from the «Uralba Beds», northern New South Wales // *Alcheringa: An Australasian J. of Palaeont.* – 2000. – Vol. 24 (2). – P. 83–97.
- Fähreus L.E.* Lower Viruan (Middle Ordovician) conodonts from the Gullhögen Quarry, Southern Central Sweden // *Sveriges Geol. Undersök.* – 1966. – Pt. 610. – P. 1–40.
- Fähreus L.E., Nowlan G.S.* Franconian (Late Cambrian) to Early Champlainian (Middle Ordovician) conodonts from the Cow Head Group, western Newfoundland // *J. Paleont.* – 1978. – Vol. 52. – P. 444–471.
- Fähreus L.E., Hunter D.R.* Simple-cone conodont taxa from the Cobbs Arm Limestone (Middle Ordovician), New World Island, Newfoundland // *Can. J. of Earth Sci.* – 1985. – Vol. 22 (8). – P. 1171–1182.
- Fähreus L.E.* A critical look at the Treatise family-group classification of Conodonts: an exercise in eclecticism // *Leithaia.* – 1984. – Vol. 17. – P. 293–305.

- Gabbott S.E., Aldridge R.J., Theron J.N.* A giant conodont with preserved muscle tissue from the Upper Ordovician of South Africa // *Nature*. – 1995. – Vol. 374. – P. 800–803.
- Gaines R.R., Kennedy M.J., Droser M.L.* A new hypothesis for organic preservation of Burgess Shale taxa in the Middle Cambrian Wheeler Formation, House Range, Utah // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* – 2005. – Vol. 220. – P. 193–205.
- Gill B.C., Lyons T.W., Saltzman M.R.* Parallel, high-resolution carbon and sulfur isotope records of the evolving Paleozoic marine sulfur reservoir // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* – 2007. – Vol. 256. – P. 156–173.
- Glen R.A., Stewart I.R., Percival I.G.* Narooma Terrane: implications for the construction of the outboard part of the Lachlan Orogen // *Australian J. of Earth Sci.* – 2004. – Vol. 51. – P. 859–884.
- Goldman D., Leslie S.A., Nölvak J., Young S.* The Black Knob Ridge section, Southeastern Oklahoma, USA: The global stratotype-section and point (GSSP) for the base of the Katian Stage of the Upper Ordovician Series // *Acta Palaeont. Sin.* – 2007. – Vol. 46. – P. 144–154.
- Graves R.W., Ellison S.* Ordovician conodonts of the Marathon Basin, Texas // *University of Missouri: School of Mines and Metallurgy. Tech. Series Bull.* – 1941. – Vol. 14. – P. 1–26.
- Gubanov A.P.* Early Cambrian palaeogeography and the probable Iberia – Siberia connection // *Tectonophysics*. – 2002. – Vol. 352. – P. 153–168.
- Hadding A.R.* Undre dicellograptusskiffern i Skåne jämte några darmed ekvivalenta bildningar // *Lunds Universitets Årsskrift N. F.* – Avd. 2. – 1913. – Vol. 9. – P. 1–90.
- Hamar G.* Preliminary report on conodonts from the Oslo-Asker and Ringerike districts // *Norsk Geol. Tidst.* – 1966. – Vol. 46. – P. 27–83.
- Hammer Ø.* Biodiversity curves of the Ordovician of Baltoscandia // *Lethaia*. – 2003. – Vol. 36. – P. 305–314.
- Harper D.A.T., MacNiocaill C., Williams S.H.* Palaeogeography of early Ordovician Iapetus terranes: integration of faunal and palaeomagnetic data // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* – 1996. – Vol. 121. – P. 297–312.
- Harris R.W.* New conodonts from the Joins (Ordovician) Formation of Oklahoma. Oklahoma Geology Notes. – 1962. – Vol. 62. – P. 119–211.
- Hart M.B.* Climatic modelling in the Cretaceous using the distribution of planktonic Foraminiferida // *Climates: Past and Present* / ed. M.B. Hart. – London, 2000. – P. 33–41. (Geol. Soc. Special Publications; vol. 181).
- Hass W.H.* Conodonts: Treatise on Invertebrate Paleontology. Part W: Miscellanea // *Geol. Soc. of Amer.* – 1962. – P. 3–69.
- Henningsmoen G.* The Tretaspis series of the Kullatorp core: Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala. – 1948. – Vol. 32. – P. 374–432.
- Heredia S., Beresi M., Peralta S.H.* Darriwilian conodont biostratigraphy of the Las Chacritas Formation, Central Pre-cordillera (San Juan Province, Argentina) // *Geol. Acta*. – 2005. – N 3. – P. 385–394.
- Heredia S., Carlorosi J., Mestre A., Soria T.* Stratigraphical distribution of the Ordovician conodont *Erraticodon* Dzik in Argentina // *J. of South Amer. Earth Sci.* – 2013. – Vol. 45. – P. 224–234.
- Herrmann A.D. et al.* Response of Late Ordovician palaeo-oceanography to changes in sea level, continental drift, and atmospheric pCO₂: potential causes for long-term cooling and glaciation // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* / A.D. Herrmann, B.J. Haupt, M.E. Patzkowsky, D. Seidov, R.L. Slingerland. – 2004. – Vol. 210. – P. 385–401.
- Hillebrand H., Azovsky A.I.* Body size determines the strength of the latitudinal diversity gradient // *Ecography*. – 2001. – Vol. 24 (3). – P. 251–256.
- Hinde G.J.* On conodonts from the Chazy and Cincinnati Group of the Cambro-Silurian and from the Hamilton and Genesee-Shale Divisions of the Devonian in Canada and the United States // *Quarterly J. of the Geol. Soc.* – 1879. – Vol. 35. – P. 351–369.
- Hints O. et al.* Biodiversity patterns of Ordovician marine microphytoplankton from Baltica: Comparison with other fossil groups and sea-level changes / O. Hints, A. Delabroye, J. Nölvak, T. Servais, A. Uutela, Å. Wallin. // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* – 2010. – Vol. 294 (3–4). – P. 161–173.
- Holmer L.E., Popov L.E., Koneva S.P., Bassett M.G.* Cambrian – Early Ordovician brachiopods from Malý Karatau, the western Balkhash Region, and northern Tien Shan, Central Asia // *Special Papers in Palaeont.* – 2001. – N 65. – 180 p.
- Hough M.L. et al.* A major sulphur isotope event at c. 510 Ma: A possible anoxia-extinction-volcanism connection during the Early – Middle Cambrian transition / M.L. Hough, G. Shields, L.Z. Evins, H. Strauss, R.A. Henderson, S. MacKenzie // *Terra Nova*. – 2006. – Vol. 18. – P. 257–263.
- Huckreide R.* Die Conodonten der Mediterranen Trias und ihr stratigraphischer Wert // *Paläontologische Zeitschrift*. – 1958. – Vol. 32. – P. 141–175.
- Hurtgen M.T., Pruss S.B., Knoll A.H.* Evaluating the relationship between the carbon and sulfur cycles in the later Cambrian ocean: An example from the Port au Port group, western Newfoundland, Canada // *Earth Plan. Sci. Lett.* – 2009. – Vol. 281. – P. 288–297.
- Jeppsson L.* Notes on some Upper Silurian multielement conodonts // *Geo. Foren. Stockh. Forh.* – 1969. – Vol. 91. – P. 12–24.
- Jeppsson L.* Element arrangement in conodont apparatuses of *Hindeodella* type and in similar forms // *Lethaia*. – 1971. – Vol. 4. – P. 101–123.
- Ji Zailiang, Barnes C.R.* Lower Ordovician conodonts of the St. George Group, Port au Port Peninsula, western Newfoundland, Canada // *Palaeontogr. Can.* – 1994a. – Vol. 11. – 149 p.
- Ji Zailiang, Barnes C.R.* Conodont paleoecology of the lower Ordovician St. George Group, Port au Port Peninsula, western Newfoundland // *J. Paleont.* – 1994b. – Vol. 68. – P. 1368–1383.
- Johnston D.I., Barnes C.R.* Early and Middle Ordovician (Arenig) conodonts from St. Pauls Inlet and Martin Point, Cow Head Group, Western Newfoundland, Canada // *Geol. et Palaeont.* – 1999. – Vol. 33. – P. 21–70.
- Johnston D.I., Barnes C.R.* Early and Middle Ordovician (Arenig) conodonts from St. Pauls Inlet and Martin Point, Cow Head Group, western Newfoundland, Canada. Systematic paleontology // *Geol. et Palaeont.* – 2000. – Vol. 34. – P. 11–87.
- Kasting J.F. et al.* Paleoclimates, ocean depth, and the oxygen isotopic composition of seawater / J.F. Kasting, M.T. Ho-

- ward, K. Wallmann, V.G. Shields, J. Jeffries // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 2006. – Vol. 252. – P. 82–93.
- Kennedy D.J.* A restudy of conodonts described by Branson and Mehl, 1933, from the Jefferson City Formation, Lower Ordovician, Missouri // *Geol. et Palaeont.* – 1980. – Vol. 14. – P. 45–76.
- Kennedy D.J., Barnes C.R., Uyeno T.T.* A middle Ordovician faunule from the Tetagouche Group, Camel Back Mountain, New Brunswick // *Can. J. of Earth Sci.* – 1979. – Vol. 16. – P. 540–551.
- Klapper G., Philip G.M.* Devonian conodont apparatuses and their vicarious skeletal elements // *Lethaia.* – 1971. – Vol. 4. – P. 429–452.
- Knupfer J.* Zur Fauna und Biostratigraphie des Ordoviziums (Grufen thaler Schichten) in Thüringen // *Freiberger For schungshefte.* – 1967. – C 220. – P. 1–119.
- Kuhn T.S., Barnes C.R.* Ordovician conodonts from the Mithaka Formation (Georgina Basin, Australia) // *Regional and paleobiogeographical implications Geologica Acta.* – 2005. – Vol. 3. – Vol. 4. – P. 317–337.
- Kump L.R., Bralower T.J., Ridgwell A.* Ocean acidification in deep time // *Oceanography.* – 2009. – Vol. 22 (4). – P. 94–107.
- Lamont A., Lindström M.* Arenigian and Llandeilian cherts identified in the Southern Uplands of Scotland by means of conodonts // *Trans. of the Edin. Geol. Soc.* – 1957. – Vol. 17. – Pt. I. – P. 60–70.
- Landing E.* Early Ordovician (Arenigian) conodont and graptolite biostratigraphy of the Taconic allochthon, eastern New York // *J. Paleont.* – 1976. – Vol. 50. – P. 614–646.
- Landing E.* Time-specific black mudstones and global hyperwarming on the Cambrian–Ordovician slope and shelf of the Laurentia palaeocontinent // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* – 2012. – Vol. 367–368. – P. 256–272.
- Landing E., Westrop S.R., Hernick L.V.A.* Uppermost Cambrian – Lower Ordovician faunas and Laurentian platform sequence stratigraphy, Eastern New York and Vermont // *J. Paleont.* – 2003. – V. 77 (1). – P. 78–98.
- Lefebvre V., Servais T., François L., Averbuch O.* Did a major volcanic event trigger the Late Ordovician glaciation? A hypothesis tested with a carbon cycle model // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* – 2010. – Vol. 296. – P. 310–319.
- Lehnert O.* Ordovizische Conodonten aus der Präkordillere Westargentiniens: Ihre Bedeutung für Stratigraphie und Paläogeographie // *Erlanger Geol. Abh.* – 1995. – P. 125–193.
- Lehnert O., Stouge S., Brandl P.A.* Conodont biostratigraphy in the Early to Middle Ordovician strata of the Oslogreen Group in Ny Friesland, Svalbard // *Z. Dt. Ges. Geowiss.* – 2013. – Vol. 164. – P. 149–172.
- Leslie S.A.* Apparatus architecture of Belodina (Conodont): Interpretations based on fused clusters of Belodina compressa (Branson and Mehl, 1933) from the Middle Ordovician (Turinian) Plattin Limestone of Missouri and Iowa // *J. Paleont.* – 1997. – Vol. 71. – P. 921–926.
- Leslie S.A.* Mohawkian (Upper Ordovician) conodonts of eastern North America and Baltoscandia // *J. Paleont.* – 2000. – Vol. 74 (6). – P. 1122–1147.
- Lindström M.* Conodonts. – New York: Elsevier, 1964. – 196 p.
- Lindström M.* Conodonts from the lowermost Ordovician strata of south-central Sweden // *Geol. Fören. Stock. Förhand.* – 1955. – Vol. 76. – P. 517–604.
- Lindström M.* A suprageneric taxonomy of the conodonts // *Lethaia.* – 1970. – Vol. 3. – P. 427–445.
- Lindström M.* Lower Ordovician conodonts of Europe // *Symposium on Conodont Biostratigraphy / eds. W.C. Sweet, S.M. Bergström // Geol. Soc. of Amer.: Memoir.* – 1971. – Vol. 127. – P. 21–61.
- Lindström M.* Conodont paleogeography of the Ordovician // *The Ordovician System / ed. M.G. Basset.* – Cardiff: University of Wales Press and National Museum of Wales, 1976. – P. 501–522.
- Luo G.M., Lai X.L., Jiang H.S., Zhang K-X.* Size variation of the end-Permian conodont Neogondolella at Meishan Section, Changxing, Zhejiang, and its significance // *Sci. in China: Series D (Earth Sci.).* – 2006. – Vol. 49. – P. 337–347.
- Luo G.M. et al.* Size variation of conodont elements of the Hindeodus–Isarcicella clade during the Permian–Triassic transition in South China and its implication for mass extinction / G.M. Luo, X.L. Lai, G.R. Shi, H.S. Jiang, H.F. Yin, S.C. Xie, J.N. Tong, K.X. Zhang, W.H. He, P.B. Wignall // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* – 2008. – Vol. 264. – P. 176–187.
- Löfgren A.* Arenigian and Llanvirnian conodonts from Jämtland, Northern Sweden // *Fossils and Strata.* – 1978. – N 13. – 129 p.: 16 pls.
- Löfgren A.* Apparatus structure of the Ordovician conodont *Decoriconus peselephantis* (Lindström, 1955) // *Paläontol. Zeits.* – 1998. – Vol. 72. – P. 337–350.
- Löfgren A.* Conodonts from the lower Ordovician at Hunneberg, south-central Sweden // *Geol. Magazine.* – London. – 1993. – Vol. 120. – P. 215–232.
- Löfgren A.* The problem origin of the Ordovician conodont «*Cordylodus*» horridus // *Geobios.* – 1995. – Vol. 28 (3). – P. 371–377.
- Löfgren A.* A septimembrate apparatus model for the Ordovician conodont genus *Cornuodus* Fåhraeus, 1966 // *Studies on Conodonts – Proceed. of the Seventh European Conodont Symposium, Bologna-Modena / ed. E. Serpagli.* – 1999. – P. 175–186. – (Bollettino della Soc. Paleont. Italiana; vol. 37).
- Martin R.E.* Secular increase in nutrient levels through the Phanerozoic: implications for productivity, biomass, and diversity of the marine biosphere // *Palaios.* – 1996. – Vol. 11. – P. 209–219.
- Mawson R.* Documentation of conodont assemblages across the early Devonian–Middle Devonian boundary, Broken River Formation, North Queensland, Australia // *Courier Forschungsinstitut Senckenburg.* – 1987. – Vol. 92. – P. 251–273.
- McCracken A.D.* Middle and Late Ordovician conodonts from the Foxe Lowland of southern Baffin Island, Nunavut // *Geology and paleontology of the southeast Arctic Platform and southern Baffin Island / eds. A.D. McCracken, T.E. Bolton.* – 2000. – P. 159–216. – (Geol. Sur. Canada Bull; vol. 557).
- McCracken A.D., Nowlan G.S.* Conodont paleontology and biostratigraphy of Ordovician carbonates and petroliferous carbonates on Southampton, Baffin and Akpatok Islands in the eastern Canadian Arctic // *Can. J. Earth Sci.* – 1989. – Vol. 26. – P. 1880–1903.

- McGill B.J. et al. Species abundance distributions: moving beyond single prediction theories to integration within an ecological framework / B.J. McGill, R.S. Etienne, J.S. Gray, D. Alonso, M.J. Anderson, H.K. Benecha, M. Dornelas, B.J. Enquist, J.L. Green, F. He, A.H. Hurlbert, A.E. Magurran, P.A. Marquet, B.A. Maurer, A. Ostling, C.U. Soykan, K.I. Ugland, E.P. White // *Ecology Lett.* – 2007. – Vol. 10. – P. 995–1015.
- McHargue T.R. Ontogeny, phylogeny, and apparatus reconstruction of the conodont genus *Histiodella*, Joins Formation, Arbuckle Mountains, Oklahoma // *J. Paleont.* – 1982. – Vol. 56. – P. 1410–1433.
- McKerrow W.S., Cocks L.R. Oceans, island arc and olistostromes: the use of fossils in distinguishing sutures, terranes and environments around the Iapetus // *J. of the Geol. Soc.* – 1986. – Vol. 143. – P. 185–191.
- McTavish R.A. Prioniodontacean Conodonts from the Emanuel Formation (Lower Ordovician) of Western Australia // *Ibidem.* – 1973. – Vol. 6. – P. 33–45.
- Meissner R., Sadowiak P., Thomas S.A. East Avalonia, the 3rd Partner in the Caledonian Collisions – evidence from deep seismic-reflection data // *Geol. Rundschau.* – 1994. – Vol. 83 (1). – P. 186–196.
- Mestre A., Heredia S. Darrivilian species of *Histiodella* (Conodonts) in the Argentine Precordillera // *Alcheringa.* – 2012. – Vol. 36 (2). – P. 141–150.
- Mestre A., Heredia S. Biostratigraphic significance of Darrivilian conodonts from Sierra de La Trampa (Central Precordillera, San Juan, Argentina) // *Geosci. J.* – 2013. – Vol. 17 (1). – P. 43–53.
- Mestre A., Beresi M.I., Heredia S. Nautiloid cephalopod concentration beds in the San Juan Formation (Middle Darrivilian) of the Argentine Precordillera conodonts from the Andes // *Proceed. of the 3rd international Conodont Symposium.* – 2013. – N 13. – P. 73–77.
- Miller J.F. Cambrian and earliest Ordovician conodont evolution, biofacies, and provincialism // *Conodont Biofacies and Provincialism* / ed. D.L. Clark. – 1984. – P. 43–68. – (*Geol. Soc. of Amer. Special Paper*; vol. 196.)
- Mound M.C. Conodonts and biostratigraphy of the lower Arbuckle Group (Ordovician), Arbuckle Mountains, Oklahoma // *Micropaleontology.* – 1968. – Vol. 14 (4). – P. 393–434.
- Murray S.I., Stewart I.R. Palaeogeographic significance of Ordovician conodonts from the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia // *Historical Biology.* – 2001. – Vol. 15. – P. 145–170.
- Männik P., Viira V. Ordovician conodont diversity in the northern Baltic // *Estonian J. of Earth Sci.* – 2012. – Vol. 61 (1). – P. 1–14.
- Nardin E., Lefebvre B. Unravelling extrinsic and intrinsic factors of the Early Palaeozoic diversification of blastozoan Echinoderms // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* – 2010. – Vol. 294. – P. 142–160.
- Nicoll R.S. Conodont element morphology, apparatus reconstructions and element function: A new interpretation of conodont biology and taxonomic implications // *Courier Forsch. Sencken.* – 1995. – Vol. 182. – P. 247–262.
- Nikitin I.F. et al. The Lower-Middle Ordovician boundary in Kazakhstan / I.F. Nikitin, T.N. Koren', O.I. Nikitina, L.E. Popov, A.M. Zhilkaidarov // *Ordovician from the Andes* / eds. G.L. Albanesi, M.S. Beresi, S.H. Peralta. – 2003. – P. 113–117. – (*ISUGEO. Serie Correlación Geológica*; vol. 17).
- Nikitin I.F., Popov L.E., Bassett M.G. Late Ordovician rhynchonelliformean brachiopods of North-Central Kazakhstan // *Studies in Palaeozoic Palaeont.* / eds. M.G. Bassett, V.K. Deisler. – 2006. – P. 223–294. – (*National Museum of Wales Geological Series*; vol. 25).
- Nikitina O.I., Popov L.E. et al. Mid Ordovician (Darrivilian) Brachiopods of South Kazakhstan // *Studies in Palaeozoic Palaeont.* / eds. M.G. Bassett, V.K. Deisler. – 2006. – P. 145–222. – (*National Museum of Wales. Geol. Series*; vol. 25).
- Nowlan G.S. Biostratigraphic, paleogeographic, and tectonic implications of Late Ordovician conodonts from the Grog Book Group, northwestern New Brunswick // *Can. J. Earth Sci.* – 1983. – Vol. 20. – P. 651–671.
- Nowlan G.S., Thurlow J.G. Middle Ordovician conodonts from the Buchans Group, central Newfoundland and their significance for regional stratigraphy of the Central Volcanic Belt // *Can. J. Earth Sci.* – 1984. – Vol. 21. – P. 284–296.
- Nowlan G.S., McCracken A.D., McLeod M.J. Tectonic and paleogeographic significance of late Ordovician conodonts in the Canadian Appalachians // *Can. J. of Earth Sci.* – 1997. – Vol. 34. – P. 1521–1537.
- Orchard M.J. Upper Ordovician conodonts from England and Wales // *Geol. et Paleont.* – 1980. – Vol. 14. – P. 9–44.
- Ortega G., Albanesi G.L., Banchig A.L., Peralta G.L. High resolution conodont-graptolite biostratigraphy in the Middle-Upper Ordovician of the Sierra de la Invernada Formation Central Precordillera, Argentina // *Geologica Acta.* – 2008. – Vol. 6 (2). – P. 161–180.
- Page A., Zalasiewicz J., Williams M., Popov L. Were transgressive black shales a negative feedback modulating glacioeustasy in the Early Palaeozoic Icehouse? // *Deep-Time Perspectives on Climate Change: Marrying the Signal from Computer Models and Biological Proxies* / eds. M. Williams, A.M. Haywood, F.J. Gregory, D.N. Schmidt. – 2007. – P. 123–156. – (*The Micropalaeontological Soc. Geol. Soc. Special Publications*).
- Pander C.H. Monographie der fossilen Fische des Silurischen Systems der Russisch-Baltischen Gouvernements. – St. Petersburg: Akademie der Wissenschaften, 1856. – 91 p.
- Patzkowsky M.E., Holland H. Biotic response to a Middle Ordovician radiation paleoceanographic event in eastern North America // *Geology.* – 1993. – Vol. 21. – P. 619–622.
- Percival I.G. Biotic characteristics of Ordovician deep-water cherts from Eastern Australia // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* – 2012. – P. 63–72.
- Percival I.G., Zhen Y.Y. Darrivilian conodonts of Eastern Australia: biostratigraphy and biogeographic distribution // *Acta Palaeont. Sin.* – 2007. – Vol. 46. – P. 387–392.
- Peet R.K. The measurement of species diversity // *Annu. Rev. Ecol. Syst.* – 1974. – Vol. 5. – P. 285–307.
- Pielou E.C. An introduction to Mathematical Ecology. – New York: Wiley-Intersci., 1969. – 286 p.
- Pohler S.M.L., Barnes C.R. Conceptual models in conodont paleoecology // *Courier Forschungsinstitut Senckenberg.* – 1990. – Vol. 118. – P. 409–440.
- Pohler S.M.L. Conodont biofacies of Lower to lower Middle Ordovician megaconglomerates, Cow Head Group, wes-

- tern Newfoundland // *Geol. Survey of Canada Bull.* – 1994. – Vol. 459. – 71 p.
- Pope M.C., Steffen J.B.* Widespread, prolonged late Middle to Late Ordovician upwelling in North America: a proxy record of glaciation? // *Geology.* – 2003. – Vol. 31. – P. 63–66.
- Popov L.E., Tolmacheva T.Yu.* Conodont distribution in a deep-water Cambrian-ordovician boundary sequence from South-Central Kazakhstan // *Ordovician Odyssey: Short Papers for the International Symposium on Ordovician System.* – Nevada: Las Vegas, 1995. – P. 121–124.
- Popov L.E., Nikitin I.F., Sokiran E.V.* The Earliest Atrypides and Athyridides (Brachiopoda) from the Ordovician of Kazakhstan // *Palaeont.* – 1999. – Vol. 42. – Pt. 4. – P. 625–661.
- Popov L.E., Nikitin I.F., Cocks L.R.M.* Late Ordovician Brachiopods from the Otar member of the Chu-Ili Range, South Kazakhstan // *Palaeont.* – 2000. – Vol. 43. – Pt. 5. – P. 833–870.
- Popov L.E., Vinn O., Nikitina O.I.* Brachiopods of the Redefined Family Tritoechiidae from the Ordovician of Kazakhstan and South Urals // *GEOBIOS.* – 2001. – Vol. 34 (2). – P. 131–155.
- Popov L.E., Cocks L.R.M., Nikitin I.F.* Upper Ordovician brachiopods from the Anderken Formation, Kazakhstan: their ecology and systematics // *Bull. Nat. Hist. Mus. London (Geol.)*. – 2002. – Vol. 88. – Pt. 1. – P. 13–79.
- Popov L.E., Ebbestad J.O.R., Mambetov A., Apayarov F.Kh.* A low diversity shallow water lingulid brachiopod – gastropod association from the Upper Ordovician of Kyrgyz Range // *Acta Palaeontologica Polonica.* – 2007. – Vol. 52 (1). – P. 27–40.
- Popov L.E. et al.* Gondwanan faunal signatures from Early Palaeozoic terranes of Kazakhstan and Central Asia: evidence and tectonic implications / L.E. Popov, M.G. Bassett, V.G. Zhemchuzhnikov, L.E. Holmer, I.A. Klishevich // *Early Palaeozoic Peri-Gondwana Terranes: New Insights from Tectonics and Biogeography* / ed. M.G. Bassett. – London, 2009. – P. 23–65. – (Geol. Soc. Special Publications; vol. 325).
- Powell M.G.* Latitudinal diversity gradients for brachiopod genera during late Palaeozoic time: links between climate, biogeography and evolutionary rates // *Glob. Ecol. Biogeogr.* – 2007. – Vol. 16. – P. 519–528.
- Pruss S.B., Finnegan S., Fischer W.W., Knoll A.H.* Carbonates in skeleton-poor seas: new insights from Cambrian and Ordovician strata of Laurentia // *Palaios.* – 2010. – Vol. 25. – P. 73–84.
- Purnell M.A.* Microwear in conodont elements and macrophagy in the first vertebrates // *Nature.* – 1995. – Vol. 374. – P. 798–800.
- Purnell M.A., von Bitter P.H.* Blade-shaped conodont elements functioned as cutting teeth // *Nature.* – 1992. – Vol. 359. – P. 629–630.
- Purnell M.A., Donoghue P.C.J.* Architecture and functional morphology of the skeletal apparatus of ozarkodinid conodonts // *Palaeont.* – 1998. – Vol. 41. – P. 57–102.
- Purnell M.A., Donoghue P.C.J., Aldridge R.J.* Orientation and anatomical notation in conodonts // *J. Paleont.* – 2000. – Vol. 74. – P. 113–122.
- Pyle L.J., Barnes C.R.* Taxonomy, evolution and biostratigraphy of conodonts from the Kechika Formation, Skoki Formation and Road River Group (Upper Cambrian to Lower Silurian), northeastern British Columbia // *National Research Council of Canada Monograph Series.* – 2002. – N 44461. – 227 p.
- Pyle L.J., Barnes C.R.* Conodonts from a platform-to-basin transect, Lower Ordovician to Lower Silurian, Northeastern British Columbia, Canada // *J. Paleont.* – 2003. – Vol. 77. – P. 146–171.
- Pyle L.J., Barnes C.R., McAnally L.M.* Conodont biostratigraphy of the latest Cambrian – Early Ordovician upper McKay Group, southeastern British Columbia // *Can. J. of Earth Sci.* – 2007. – Vol. 44 (12). – P. 1713–1740.
- Raiswell R., Berner R.A.* Pyrite and organic matter in Phanerozoic normal marine shales // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* – 1986. – Vol. 50. – P. 1967–1976.
- Rasmussen J.A.* Conodont stratigraphy of the Lower Ordovician Huk Formation at Slemmestad, southern Norway // *Norsk Geologisk Tidsskrift.* – 1991. – Vol. 71. – P. 265–288.
- Rasmussen J.A.* A reinterpretation of the conodont Atlantic Realm in the late Early Ordovician (early Llanvirn) // *Palaeont. Polonica.* – 1998. – Vol. 58. – P. 67–77.
- Rasmussen J.A.* Conodont biostratigraphy and taxonomy of the Ordovician shelf margin deposits in the Scandinavian Caledonides // *Fossils and Strata.* – 2001. – Vol. 48. – P. 1–180.
- Rasmussen J.A., Stouge S.* Late Arenig – Early Llanvirn conodont biofacies across the Iapetus Ocean // *Ordovician Odyssey: Short papers for the Seventh International Symposium on the Ordovician System* / eds. J.D. Cooper, M.L. Droser, S.C. Finney. – SEPM. Pacific Section. – 1995. – Book 77. – P. 443–447.
- Repetski J.E.* Conodonts from El Paso Group (Lower Ordovician) of westernmost Texas and southern New Mexico // *New Mexico Bureau of Mines and Mineral Resources: Memoir.* – 1982. – Vol. 40. – P. 1–121.
- Repetski J.E., Loch J.D., Ethington R.E., Dresbach R.I.* A preliminary reevaluation of the stratigraphy of the Roubidoux Formation of Missouri and correlative Lower Ordovician Units in the southern Midcontinent // *Oklahoma Geol. Survey.* – 2000. – C101. – P. 103–106.
- Robardet M.* Alternative approach to the Variscan Belt in southwestern Europe: Preorogenic paleobiogeographical constraints // *Variscan-Appalachian dynamics: The building of the late Paleozoic basement* / eds. J.R. Martínez, R.D. Catalán, R. Hatcher Arenas, F. Díaz García. – 2002. – P. 1–15. – (Geol. Soc. Amer. Sp. Paper; vol. 364).
- Rosenzweig M.L.* *Species Diversity in Space and Time* // Cambridge University Press. – Cambridge, 1995. – 436 p.
- Roy K., Jablonski D., Valentine J.W., Rosenberg G.* Marine latitudinal diversity gradients: tests of causal hypotheses // *Proc. Natl. Acad. Sci.* – 1998. – Vol. 95. – P. 3699–3702.
- Rowland S.M., Shapiro R.S.* Reef patterns and environmental influences in the Cambrian and earliest Ordovician // *Phanerozoic Reef Patterns* / eds. W. Kiessling, E. Flügel, J. Golonka. – Oklahoma, 2002. – P. 95–128. – (SEPM. Special Publication; vol. 72).
- Rozhnov S.V.* Changes in the Early Palaeozoic geography as a possible factor of echinoderm higher taxa formation: Delayed larval development to cross the Iapetus Ocean // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* – 2007. – Vol. 245. – P. 306–316.

- Rutherford S., Hondt S.D., Prell W.* Environmental controls on the geographic distribution of zooplankton diversity // *Nature*. — 1999. — Vol. 400. — P. 749–753.
- Sagar R., Singh J.S.* Species diversity and its measurement // *The Botanica*. — 1999. — Vol. 49. — P. 9–16.
- Saito H., Kjørboe T.* Feeding rates in the chaetognath *Sagitta elegans*: effects of prey size, prey swimming behavior and small-scale turbulence // *J. Plankton Res.* — 2001. — Vol. 23. — P. 1385–1398.
- Saito H., Takahashi K., Tusda A.* Larger faecal pellets are more vulnerable: size-dependent detection of sinking particles by *Oithona similis* // *Aquatic Sciences Meeting Internat. Meeting Santiago de Compostela: Abstract*. — 2005. — 34 p.
- Saltzman M.R., Young S.A.* Long-lived glaciation in the Late Ordovician? Isotopic and sequence-stratigraphic evidence from western Laurentia // *Geology*. — 2005. — Vol. 33 (2). — P. 109–112.
- Sansom I.J., Armstrong H.A., Smith M.P.* The apparatus architecture of *Panderodus* and its implications for coniform conodont classification // *Palaeont.* — 1994. — Vol. 37. — P. 781–799.
- Schmachtenberg W.F.* Paleolongitudinal estimates for paleocontinents derived from interplate distances based on Late Ordovician bivalves // *Paleobiology*. — 2011. — Vol. 37 (3). — P. 438–444.
- Schmidt H.* Conodonten-Funde in ursprünglichem Zusammenhang // *Paläontologische Zeitschrift*. — 1934. — V.16. — P. 76–85.
- Schmitz B., Haggström T.* Extraterrestrial chromite in Middle Ordovician marine limestone at Kinnekulle, Southern Sweden — traces of a major asteroid breakup event // *Meteoritics & Planet. Sci.* — 2006. — Vol. 41. — P. 455–466.
- Schönlaub H.P.* Stratigraphy, Biogeography and Paleoclimatology of the Alpine Paleozoic and its implications for Plate movements // *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*. — 1992. — Vol. 135. — P. 381–418.
- Scott H.W.* The zoological relationships of the conodonts // *J. Paleont.* — 1934. — Vol. 8. — P. 448–455.
- Scotese C.R.* Atlas of Earth History. Vol. 1: Paleogeography. PALEOMAP Project. — Texas: Arlington, 2001. — 52 p.
- Scotese C.R., McKerrow M.S.* Ordovician plate tectonic reconstruction // *Geol. Survey of Canada*. — 1991. — Paper 90. — P. 271–282.
- Scotese C.R., McKerrow W.S.* Revised world maps and introduction // *Climates: Past and Present* / ed. M.B. Hart // *Geol. Soc. Special Publication*. — London, 1990. — Vol. 181. — P. 33–41.
- Scotese M., Boucot A.J., McKerrow W.S.* Gondwanan paleogeography and paleoclimatology // *J. of African Earth Sci.* — 1999. — Vol. 28. — Pt. 1. — P. 99–114.
- Scrosati R.A., Heaven C.S.* Community richness, diversity, and evenness across rocky intertidal environmental stress gradients in Atlantic Canada // *Ecological Soc. of Amer. congress*. — San José, 2007. — P. 1–14.
- Sengör A.M.C.* Tectonics of the Tethyides: orogenic collage in a collisional setting // *Annual Reviews of Earth and Planetary Sci.* — 1987. — Vol. 15. — P. 213–244.
- Sengör A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S.* Evolution of the Altaid tectonic collage and Palaeozoic crustal growth in Eurasia // *Nature*. — 1993. — Vol. 364. — P. 299–307.
- Serpagli E.* Prima segnalazione di conodonti del Siluriano della Sardegna e relative osservazioni stratigrafiche // *Rendiconti della Accademia Nazionale dei Lincei. Classe Scienze fisiche matematiche e naturali*. — 1967. — S. 8. — Vol. 42. — P. 856–858.
- Serpagli E.* Lower Ordovician conodonts from Precordilleran Argentina (province of San Juan) // *Bolletino della Società Paleontologica Italiana*. — 1974. — Vol. 13. — P. 17–98.
- Servais T. et al.* The importance of plankton and nekton distributions in Ordovician palaeogeographical reconstructions / T. Servais, A. Blicek, M. Caridroit, X. Chen, F. Paris, M.F. Tortello // *Bull. de la Société géologique de France*. — 2005. — Vol. 176 (6). — P. 531–543.
- Sherman K., Alexander L.M.* Biomass Yields and Geography of Large Marine Ecosystems. — Boulder: Westview Press, 1989. — P. 169–219.
- Sherman K. et al.* A global movement toward an ecosystem approach to management of marine resources / K. Sherman, M. Sissenwine, V. Christensen, A.M. Duda, G. Hempel, C. Ibe, S. Levin // *Marine Ecology Progress Series*. — 2005. — Vol. 300. — P. 275–279.
- Shields G.A. et al.* Sr, C, and O isotope geochemistry of Ordovician brachiopods: a major isotopic event around the Middle-Late Ordovician transition / G.A. Shields, G.A. Carden, J. Veizer, T. Meidla, J.Y. Rong, R.Y. Li // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. — 2003. — Vol. 67. — P. 2005–2025.
- Smith M.P.* Early Ordovician conodonts of East and North Greenland // *Meddelelser om Grenland. Geoscience*. — 1991. — 26. — P. 1–81.
- Soetaert K., Heip C.* Sample-size dependence of diversity indices and the determination of sufficient sample size in a high-diversity deep-sea environment // *Mar. Ecol. Progr.* — 1990. — Ser. 59. — P. 305–307.
- Spjeldnaes N.* Ordovician climatic zones // *Norsk Geologisk Tidsskrift*. — 1961. — Vol. 41. — P. 45–77.
- Stait K., Druce E.C.* Conodonts from the Lower Ordovician Coolibath Formation, Georgina Basin, central Australia // *BMR J. of Australian Geology and Geophysics*. — 1993. — Vol. 13. — P. 293–322.
- Stauffer C.R.* The conodont fauna of the Decorah Shale (Ordovician) // *J. Paleont.* 1935. — Vol. 9. — P. 596–620.
- Stoll N.R. et al.* International Code of Zoological Nomenclature / N.R. Stoll, R.P. Dollfus, J. Forest, N.D. Riley, C.W. Sabrosky, C.W. Wright, R.V. Melville // *International Commission on Zoological Nomenclature, 2nd edition*. — London, 1964. — P. 176.
- Stouge S.* Conodonts of the Middle Ordovician Table Head Formation, western Newfoundland // *Fossils and Strata*. — 1984. — Vol. 16. — P. 1–145.
- Stouge S.* Middle Ordovician (late Dapingian – Darriwilian) conodonts from the Cow Head Group and Lower Head Formation, western Newfoundland, Canada // *Can. J. Earth Sci.* — 2012. — Vol. 49. — P. 59–90.
- Stouge S., Bagnoli G.* Early Ordovician Conodonts from Cow Head Peninsula, western Newfoundland // *Palaeontograph. Ital.* — 1988. — Vol. 75. — P. 89–179.
- Stouge S., Bagnoli G.* Lower Ordovician (Volkhovian – Kundan) conodonts from Hagudden, northern Öland, Sweden // *Palaeont. Italiana*. — 1990. — Vol. 77. — P. 1–54.

- Stouge S., Bagnoli G.* The suprageneric classification of some Ordovician prioniodontid conodonts // *Bollettino della Società Paleontologica Italiana*. – 1999. – Vol. 37. – P. 145–158.
- Sweet W.C.* The Conodonta: morphology, taxonomy, palaeoecology, and evolutionary history of a long-extinct animal phylum. – Oxford: Clarendon Press, 1988. – 212 p.
- Sweet W.C.* Conodonts and biostratigraphy of Upper Ordovician strata along a shelf to basin transect in central Nevada // *J. Paleont.* – 2000. – Vol. 74. – P. 1148–1160.
- Sweet W.C., Bergström S.M.* Multielement taxonomy and Ordovician conodonts // *Geol. Paleont.* – 1972. – Vol. 1. – P. 29–42.
- Sweet W.C., Bergström S.M.* Provincialism exhibited by Ordovician conodont faunas // *Paleogeographic Provinces and Provinciality*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication. – 1974. – N 21. – P. 189–202.
- Sweet W.C., Turco C.A., Warner E.J.R., Willkie L.* The American Upper Ordovician standard Eden conodonts from the Cincinnati Region of Ohio and Kentucky // *J. Paleont.* – 1959. – Vol. 33. – P. 1029–1068.
- Sweet W.C., Bergström S.M.* Conodont provinces and biofacies of the Late Ordovician // *Geol. Soc. of Amer. Special Paper*. – 1984. – Vol. 196. – P. 69–87.
- Sweet W.C., Schonlaub H.P.* Conodonts of the genus *Oulodus* Branson & Mehl, 1933 // *Geol. et Palaeont.* – 1975. – Vol. 9. – P. 41–59.
- Sweet W.C., Ethington R.L., Harris A.G.* A conodont-based standard reference section in central Nevada for the lower Middle Ordovician Whiterockian Series // *Bull. of Amer. Paleont.* – 2005. – Vol. 369. – P. 35–52.
- Szaniawski H.* Chaetognath gasping spines recognized among Cambrian protoconodonts // *J. Paleont.* – 1982. – Vol. 56. – N 3. – P. 806–810.
- Szaniawski H.* New evidence for the protoconodont origin of chaetognaths // *Acta Palaeont. Pol.* – 2002. – Vol. 47. – N 3. – P. 405–419.
- Szaniawski H.* The earliest known venomous animals recognized among conodonts // *Acta Palaeont. Pol.* – 2009. – Vol. 54 (4). – P. 669–676.
- The Geologic Time Scale / eds. F. Gradstein, J.G. Ogg, M. Schmitz, G. Ogg. – Elsevier, 2012. – 1176 p.
- Tolmacheva T.Yu.* Conodont biostratigraphy and diversity in the Lower-Middle Ordovician of Eastern Baltoscandia (St. Petersburg Region, Russia) and Kazakhstan / Thesis of PhD studies. – Uppsala University, 2001. – 157 p.
- Tolmacheva T.Yu.* Apparatus of the conodont *Scolopodus striatus* Pander, 1856 and a re-evaluation of Pander's species of *Scolopodus* // *Acta Palaeont. Pol.* – 2006. – Vol. 51 (2). P. 247–260.
- Tolmacheva T.Yu., Löfgren A.* Morphology and paleogeography of the Ordovician conodont *Paracordylodus gracilis* Lindström, 1955: comparison of two populations // *J. Paleont.* – 2000. – Vol. 74. – N 6. – P. 1114–1121.
- Tolmacheva T.Yu., Purnell M.* Apparatus composition, growth, and survivorship of the Lower Ordovician conodont *Paracordylodus gracilis* Lindström, 1955 // *Palaeont.* – 2002. – Vol. 45. – N 2. – P. 209–228.
- Tolmacheva T.Yu., Roberts D.* New data on Upper Ordovician conodonts from the Trondheim Region, Central Norwegian Caledonides // *Norges geologiske undersøkelse Bull.* – 2007. – Vol. 447. – P. 5–15.
- Tolmacheva T.Yu., Danelian T., Popov L.E.* Evidence for 15 m.y. of continuous deep-sea biogenic siliceous sedimentation in early Paleozoic oceans // *Geology*. – 2001. – Vol. 29. – N 8. – P. 755–758.
- Tolmacheva T.Yu., Popov L., Gogin I., Holmer L.* Conodont biostratigraphy and faunal assemblages in radiolarian ribbon-banded cherts of the Burubaital Formation, West Balkhash Region, Kazakhstan // *Geol. Mag.* – 2004. – Vol. 141. – N 6. – P. 699–715.
- Tolmacheva T.Yu., Degtyarev K.E., Samuelsson J., Holmer L.E.* Middle Cambrian to Lower Ordovician faunas from the Chingiz Mountain Range, Central Kazakhstan // *Alcheringa*. 2008. – Vol. 32. – P. 447–467.
- Tolmacheva T.Yu., Degtyarev K.E., Ryazantsev A.V., Nikitina O.I.* Conodonts from the Upper Ordovician Siliceous Rocks of Central Kazakhstan // *Palaeont. J.* – 2009. – Vol. 43. – N 11. – P. 1–15.
- Tomasovych A., Kidwell S.M.* Fidelity of variation in species composition and diversity partitioning by death assemblages: time-averaging transfers diversity from beta to alpha levels // *Paleobiology*. – 2009. – Vol. 35. – P. 97–121.
- Torsvik T.H., Cocks L.R.M.* The Palaeozoic palaeogeography of central Gondwana // *The Formation and Evolution of Africa: A Synopsis of 3.8 Ga of Earth History* / eds. D.J.J. Van Hinsbergen, S.J.H. Buitter, T.H. Torsvik, C. Gaina, S.J. Webb // *Geol. Soc. Special Publications*. – London, 2011. – Vol. 357. – P. 137–166.
- Torsvik T.H. et al.* Baltica. A synopsis of Vendian–Permian palaeomagnetic data and their palaeotectonic implications / T.H. Torsvik, M.A. Smethurst, R. Van der Voo, A. Trench, N. Abrahamsen, E. Halvorsen // *Earth Sci. Reviews*. – 1992. – Vol. 33. – P. 133–152.
- Trotter J.A. et al.* Did cooling oceans trigger Ordovician biodiversification? Evidence from conodont thermometry / J.A. Trotter, I.S. Williams, C.R. Barnes, C. Lécuyer, R.S. Nicoll // *Science*. – 2008. – Vol. 321. – P. 550–554.
- Trotter J.A., Webby B.D.* Upper Ordovician conodonts from the Malongulli Formation, Cliefden Caves area, central New South Wales // *AGSO J. of Australian Geology & Geophysics*. – 1994. – Vol. 15(4). – P. 475–499.
- Turner S. et al.* False teeth: conodont-vertebrate phylogenetic relationships revisited / C.J. Burrow, H.-P. Schultze, A. Blicke, W.-E. Reif, C.B. Rexroad, P. Bultynck, G.S. Nowlan // *Geodiversitas*. – 2010. – 32 (4). – P. 545–594.
- Uyeno T.T., Barnes C.R.* Conodonts of the Jupiter and Chicotte Formations (Lower Silurian), Anticosti Island, Québec // *Geol. Surv. Can. Bull.* – 1983. – Vol. 355. – 49 p.
- Valentine J.W., Jablonski D.* Origins of marine patterns of biodiversity: Some correlates and applications // *Palaeont.* – 2010. – Vol. 53. – P. 1203–1210.
- Van Der Voo R.* Paleozoic paleogeography of North America, Gondwana, and intervening displaced terranes: comparisons of paleomagnetism with paleoclimatology and biogeographical patterns // *Geol. Soc. of Amer. Bull.* – 1988. – Vol. 100. – P. 311–324.
- Vandenbroucke T.R.A. et al.* Epipelagic chitinozoan biotopes map a steep latitudinal temperature gradient for earliest Late Ordovician seas: Implications for a cooling Late Ordo-

- vician climate / T.R.A. Vandenbroucke, H.A. Armstrong, M. Williams, F. Paris, K. Sabbe, J. Zalasiewicz, J. Nölvak, J. Verniers // *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.* — 2010. — Vol. 294. — P. 202–219.
- Vannier J. et al. Cosmopolitan arthropod zooplankton in the Ordovician seas / J. Vannier, P.R. Racheboeuf, E.D. Brussa, M. Williams, A.W.A. Rushton, T. Servais, D.J. Siveter // *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.* — 2003. — Vol. 195. — P. 173–191.
- Van Wamel W.A. Conodont biostratigraphy of the Upper Cambrian and Lower Ordovician of north-western Öland, south-eastern Sweden // *Utrecht Micropaleontological Bull.* — 1974. — Vol. 10. — P. 1–126.
- Veizer J. et al. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater / J. Veizer, D. Ala, K. Azmy, P. Brukschen, D. Buhl, F. Bruhn, G.A.F. Carden, A. Diener, S. Ebner, Y. Goddérís, T. Jasper, C. Korte, F. Pawellek, O.G. Podlaha, H. Strauss // *Chemical Geology.* — 1999. — Vol. 161. — P. 59–88.
- Viira V. Lower and Middle Ordovician conodonts from the subsurface of SE Estonia and adjacent Russia // *Est. J. of Earth Sci.* — 2011. — Vol. 60 (1). — P. 1–21.
- Viira V., Lofgren A., Magi S., Wickstrom J. An Early to Middle Ordovician succession of conodont faunas at Maekalda, Northern Estonia // *Geol. Mag.* — 2001. — Vol. 138. — P. 699–718.
- Von Bitter P.H. Paleocology and distribution of Windsor Group (Visean–?Early Namurian) conodonts, Port Hood Island, Nova Scotia, Canada // *Conodont Paleocology* / ed. C.R. Barnes. — 1976. — P. 225–241. — (Geol. Association of Can. Special Paper; vol. 15).
- Walker L.J., Wilkinson B.H., Ivany L.C. Continental drift and Phanerozoic carbonate accumulation in shallow-shelf and deep-marine settings // *J. of Geology.* — 2002. — Vol. 110. — P. 75–87.
- Walliser O.H. Conodonten des Silurs // *Abhandlungen der Hessischen Landesamtes Bodenforschung.* — 1964. — Vol. 41. — P. 1–106.
- Wang C. Trigonodus Nieper, an invalid name for Lower Ordovician Conodonts // *Acta Palaeont. Sin.* — 1992. — Vol. 31. — P. 621–622.
- Wang Z.H., Zhou T.R. Ordovician conodonts from western and northeastern Tarim and their significance // *Acta Palaeont. Sin.* — 1998. — Vol. 37 (2). — P. 173–193.
- Wang X.F. et al. A proposed GSSP for the base of the Middle Ordovician Series: the Huanghuachang section, Yichang, China / X.F. Wang, S. Stouge, B.D. Erdtmann, X.H. Chen, Z.H. Li, C.S. Wang, Q.L. Zeng, Z.Q. Zhou, H.M. Chen // *Episodes.* — 2005. — Vol. 28 (2). — P. 105–117.
- Watson S.T. Ordovician conodonts from the Canning Basin (W. Australia) // *Palaeontographica Abteilung A: Palaeozoologie-Stratigraphie.* — 1988. — Vol. 203. — P. 91–147.
- Webby B.D., Drosner M.L., Paris F., Percival I.G. The Great Ordovician Bioiversification Event. — New York: Columbia University Press, 2004. — 484 p.
- Webby B.D. et al. Ordovician biogeography of Australasia / B.D. Webby, I.G. Percival, G. Edgecombe, F. Vandenberg, R. Cooper, J. Pickett, Jr.J. Pojeta, G. Playford, T. Winchester-Seeto, Y.Y. Zhen, R.S. Nicoll, J.R.P. Ross, R. Schallreuter, G. Young // *Palaeobiogeography of Australasian Faunas and Floras* / eds. J. Wright, J. Talent, G. Young. — 2000. — P. 63–126. — (Association of Australian Palaeontologists: Memoir; Vol. 23).
- Webers G.F. The Middle and Upper Ordovician conodont faunas of Minnesota // *Minnesota Geol. Survey Special Publication Series.* — 1966. — Vol. 4. — 123 p.
- Whittaker R.H. Vegetation of the Siskiyou Mountains, Oregon and California // *Ecol. Monogr.* — 1960. — Vol. 30. — P. 279–338.
- Whittaker R.H. Evolution and measurement of species diversity // *Taxon.* — 1972. — Vol. 21. — P. 213–251.
- Wickstrom L.M., Donoghue P.C.J. Cladograms, phylogenies and the veracity of the conodont fossil record // *Special Papers in Palaeont.* — 2005. — Vol. 73. — P. 185–218.
- Wilde P. Oceanography in the Ordovician // *Advances in Ordovician Geology* / eds. C.R. Barnes, S.H. Williams — 1991. — P. 283–298. — (Geol. Survey of Can. Paper; vol. 90 (9)).
- Wilde P., Quinby-Hunt M.S., Berry W.B.N., Orth C.J. Palaeo-oceanography and biogeography in the Tremadoc (Ordovician) Iapetus Ocean and the origin of the chemostratigraphy of Dictyonema flabelliforme black shales // *Geol. Mag.* — 1989. — Vol. 126. — P. 19–27.
- Wilhem C., Windley B.F., Stampfli G.M. The Altai of Central Asia: a tectonic and evolutionary innovative review // *Earth Sci. Reviews.* — 2012. — Vol. 113. — P. 303–341.
- Williams M.E. Jaws: the early years; feeding behavior in Cleveland Shale sharks // *Explorer.* — 1992. — Vol. 32. — N 2. — P. 4–8.
- Williams M. et al. Patterns of ostracod migration for the «North Atlantic» region during the Ordovician / M. Williams, J.D. Floyd, M. Salas, D.J. Siveter, P. Stone, J. Vannier // *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.* — 2003. — Vol. 195. — P. 193–228.
- Wilson T. Did the Atlantic close and then re-open? // *Nature.* — 1966. — Vol. 676. — P. 681.
- Wu R., Stouge S., Li Z., Wang Z. Lower and Middle Ordovician conodont diversity of the Yichang Region, Hubei Province, Central China // *Bull. of Geosciences. Czech Geol. Survey.* — Prague, 2010. — Vol. 85 (4). — P. 631–644.
- Wu R., Percival I.G., Stouge S. et al. Conodont diversification during the Ordovician: A perspective from North China and Tarim (Northwestern China) // *Sci. China: Earth Sci.* — 2014. — Vol. 57. — P. 97–107.
- Young S.A. et al. Paired $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ and $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ records of Upper Ordovician (Sandbian–Katian) carbonates in North America and China: implications for paleoceanographic change / S.A. Young, M.R. Saltzman, S.M. Bergström, S.A. Leslie, X. Chen // *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.* — 2008. — Vol. 270. — P. 166–178.
- Zhang J.H. Conodonts from the Guniutan Formation (Llanvirnian) in Hubei and Hunan Provinces, South-Central China // *Stockholm Contributions in Geology.* — 1998. — Vol. 46. — P. 1–161.
- Zhang J.H., Chen M.J. Evolutionary trends and stratigraphic significance of Periodon // *Acta Micropalaeontologica Sin.* — 1992. — Vol. 9 (4). — P. 391–396.
- Zhang S., Barnes C.R. The post-mass extinction bioevents, cladistics and response to glacio-eustasy of conodonts across and after the Ordovician – Silurian boundary, Anticosti Basin,

Quebec / ed. A. Beaudoin // *The MicroPalaeont of Boundaries*. The Geol. Soc. London, 2004a. — P. 73–104.

Zhang S., Barnes C.R. Arenigian (Early Ordovician) sea-level history and the response of conodont communities, western Newfoundland // *Can. J. Earth Sci.* — 2004b. — Vol. 41. — P. 843–865.

Zhang S., Barnes C.R. Late Ordovician — Early Silurian conodont biostratigraphy and thermal maturity, Hudson Bay Basin // *Bull. of Can. Petroleum Geology*. — 2007. — Vol. 55. — P. 179–216.

Zhang S., Barnes C.R., Christopher R., Jowett D.M.S. The paradox of the global standard Late Ordovician–Early Silurian sea level curve evidence from conodont community analysis from both Canadian Arctic and Appalachian margins // *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.* — 2006. — Vol. 236 (3–4). — P. 246–271.

Zhen Y.Y., Nicoll R.S. Biogeographic and biostratigraphic implications of the *Serratognathus bilobatus* fauna (Conodont) from the Emanuel Formation (Early Ordovician) of the Canning Basin, Western Australia // *Rec. Austr. Museum*. — 2009. — Vol. 61. — P. 1–30.

Zhen Y.Y., Percival I.G. Ordovician conodont biogeography — reconsidered // *Lethaia*. — 2003. — Vol. 36. — P. 357–369.

Zhen Y.Y., Percival I.G. Middle Ordovician (Darriwilian) conodonts from allochthonous limestones in the Oakdale Formation of central New South Wales, Australia // *Alcheringa*. — 2004a. — Vol. 28. — P. 77–111.

Zhen Y.Y., Percival I.G. Middle Ordovician (Darriwilian) conodonts from the Weemalla Formation, south of Orange, New South Wales // *Memoirs Ass. Australas. Palaeont.* — 2004b. — Vol. 30. — P. 153–178.

Zhen Y.Y., Percival I.G. Floian (Early Ordovician) conodont biogeography, biofacies, and biostratigraphy of the Australasian Superprovince // *The History of life: A View From The Southern Hemisphere / 4th International Palaeont. Congress. Abstract volume.* — 2014. — P. 343.

Zhen Y.Y., Pickett J.W. Ordovician (Early Darriwilian) conodonts and sponges from west of Parkes, central New South Wales // *Proceed. of the Linnean Society of New South Wales*. — 2008. — Vol. 129. — P. 57–82.

Zhen Y.Y., Webby B.D. Upper Ordovician conodonts from the Cliefden Caves Limestone Group, central New South Wales, Australia // *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*. — 1995. — Vol. 182. — P. 265–305.

Zhen Y.Y., Webby B.D., Barnes C.R. Upper Ordovician conodonts from the Bowan Park Group, New South Wales, Australia // *Geobios*. — 1999. — Vol. 32. — P. 73–104.

Zhen Y.Y., Percival I.G., Farrell J.R. Late Ordovician allochthonous limestones in Late Silurian Barnby Hills Shale, central western New South Wales // *Proceed. of the Linnean Soc. of New South Wales*. — 2003a. — Vol. 124. — P. 29–51.

Zhen Y.Y., Percival I.G., Webby B.D. Early Ordovician conodonts from western New South Wales, Australia // *Records of the Australian Museum*. — 2003b. — Vol. 55. — P. 169–220.

Zhen Y.Y., Percival I.G., Webby B.D. Conodont faunas from the Mid to Late Ordovician boundary interval of the Wahringa Limestone Member (Fairbridge Volcanics), central New South Wales // *Proceed. of the Linnean Soc. of New South Wales*. — 2004. — Vol. 125. — P. 141–164.

Zhen Y.Y., Percival I.G., Liu J. Early Ordovician *Triangulodus* (Conodont) from the Honghuayuan Formation of Guizhou, South China // *Alcheringa*. — 2006. — Vol. 30 (2). — P. 191–212.

Zhen Y.Y., Percival I.G., Webby B.D. Early Ordovician (Bendigonian) conodonts from central New South Wales, Australia // *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*. — 2004b. — Vol. 245. — P. 39–73.

Zhen Y.Y., Percival I.G., Zhang Y. Floian (Early Ordovician) conodont-based biostratigraphy and biogeography of the Australasian Superprovince // *Palaeoworld*. — 2015 (in press).

Zhen Y.Y., Liu J., Percival I.G. Revision of two prioniodontid species (Conodont) from the Early Ordovician Honghuayuan Formation of Guizhou, South China // *Records of the Australian Museum*. — 2005. — Vol. 57 (2). — P. 303–320.

Zhen Y.Y., Liu J., Percival I.G. Revision of the conodont *Erraticodon hexianensis* from the upper Meitan Formation (Middle Ordovician) of Guizhou, South China // *Paleont. Research*. — 2007. — Vol. 11. — N 2. — P. 145–162.

Zhen Y.Y., Zhang Y., Percival I.G. Early Sandbian (Late Ordovician) conodonts from the Yenwashan Formation, western Zhejiang, South China // *Alcheringa: An Australasian J. of Palaeont.* — 2009a. — Vol. 33 (2). — P. 133–161.

Zhen Y.Y. et al. Ordovician rhipidognathid conodonts from Australia and Iran / Y.Y. Zhen, R.S. Nicoll, I.G. Percival, M.A. Hamed, I. Stewart // *J. Paleont.* — 2001. — Vol. 75. — P. 186–207.

Zhen Y.Y. et al. Darriwilian (Middle Ordovician) conodonts from Thompson Creek, Nelson Province, New Zealand / Y.Y. Zhen., I.G. Percival, R.A. Cooper, J.E. Simes, A.J. Wright // *Memoirs Ass. Australas. Palaeont.* — 2009b. — Vol. 37. — P. 25–53.

Zhen Y.Y., Percival I.G., Liu J., Zhang Y. Conodont fauna and biostratigraphy of the Honghuayuan Formation (Early Ordovician) of Guizhou, South China // *Alcheringa*. — 2009c. — Vol. 33 (3). — P. 257–295.

Zhen Y.Y. et al. Middle to Late Ordovician (Darriwilian–Sandbian) conodonts from the Dawangou section, Kalpin area of the Tarim Basin, Northwestern China / Y.Y. Zhen, Z.H. Wang, Y.D. Zhang, S.M. Bergström, I.G. Percival, J.F. Chen // *Records of the Australian Museum*. — 2011. — Vol. 63 (3). — P. 203–266.

Zhuravlev A.Y., Wood R.A. Anoxia as the cause of the late Early Cambrian extinction // *Geology*. — 1996. — Vol. 24. — P. 311–314.

Zhylkaidarov A. Conodonts from Ordovician ophiolites of Central Kazakhstan // *Acta Palaeont. Polonica*. — 1998. — Vol. 43. — N 1. — P. 53–48.

Ziegler P.A. Evolution of Laurussia. A Study in Late Palaeozoic Plate Tectonics // *Royal Geol. and Mining Soc. of the Netherlands*. — Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1989. — 102 p.

ПРИЛОЖЕНИЯ

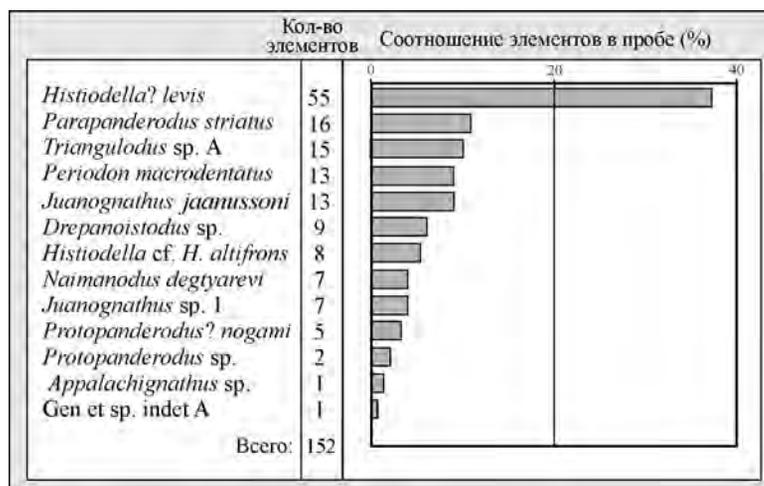
Таблица 8

Распределение конодонтов в разрезе ержанской свиты

	Платформенные элементы	<i>Drepanodus</i> cf. <i>D. arcuatus</i>	<i>Periodon aculeatus</i>	<i>Pygodus serra</i>	<i>Pygodus anserinus</i>	<i>Dapsilodus</i> sp.	<i>Paroistodus nowlani</i>	<i>Drepanodus</i> sp.	<i>Periodon</i> cf. <i>P. grandis</i>	<i>Periodon grandis</i>	<i>Hamarodus europaeus</i>	<i>Scabardella altipes</i>	<i>Drepanodus</i> sp.	<i>Protopanderodus</i> sp.		Платформенные элементы	<i>Drepanodus</i> cf. <i>D. arcuatus</i>	<i>Periodon aculeatus</i>	<i>Pygodus serra</i>	<i>Pygodus anserinus</i>	<i>Dapsilodus</i> sp.	<i>Paroistodus nowlani</i>	<i>Drepanodus</i> sp.	<i>Periodon</i> cf. <i>P. grandis</i>	<i>Periodon grandis</i>	<i>Hamarodus europaeus</i>	<i>Scabardella altipes</i>	<i>Drepanodus</i> sp.	<i>Protopanderodus</i> sp.		
	Горы Коянды														Горы Семизбугу																
07-2	+	+	+	+	+					+	+	+	+	+	07-14		+	+											+		
7120	+	+	+	+	+										07-13		+	+			+	+	+	+						+	
07-4			+	+	+										07-11		+	+		+											+
07-3			+	+	+										07-12	+	+	+	+	+											+
7118	+	+	+	+											07-10		+	+	+												
7117	+	+	+												07-9		+	+	+												
															07-8		+	+													
															07-7		+	+													

Таблица 9

Количество элементов и их соотношение в известняках вулканогенной толщи (обр. 11130) Урумбайского района, Северный Казахстан



ФОТОТАБЛИЦЫ С КОНОДОНТАМИ И ДРУГОЙ ФАУНОЙ И ОБЪЯСНЕНИЯ К НИМ

ТАБЛИЦА 1

- Фиг. 1 – *Loxodus* sp.; терригенно-карбонатная толща на р. Кольденен, хр. Чингиз (обр. Д10-138), № ТТ 2/1, фрагмент элемента, $\times 180$.
- Фиг. 2–5 – *Hirsutodontus* sp.; терригенно-карбонатная толща на р. Кольденен, хр. Чингиз (обр. Д10-138): 2 – № ТТ 2/1, $\times 190$; 3 – № ТТ 3/1, $\times 200$; 4 – № ТТ 4/1, $\times 180$; 5 – № ТТ 5/1, $\times 230$.
- Фиг. 6, 10, 11 – *Cordylodus proavus* Müller, 1959: 6 – № ТТ 6/1, бурубайтальская свита, разрез гор Котнак (обр. ТТ10-7), $\times 77$; 10 – СМ 12/13174, кремнисто-карбонатная толща гор Зербкызыл, хр. Чингиз (обр. ZK01-2), $\times 84$; 11 – № ТТ 7/1, бурубайтальская свита, разрез гор Котнак (обр. ТТ10-7), $\times 98$.
- Фиг. 7 – *Teridontus* sp. (Nogami, 1967); бурубайтальская свита, разрез гор Котнак (обр. ТТ10-7), № ТТ 8/1, $\times 88$.
- Фиг. 8, 9 – *Eoconodontus notchpeakensis* (Miller, 1969); бурубайтальская свита, разрез гор Котнак (обр. ТТ10-7): 8 – М элемент, № ТТ 9/1, $\times 90$; 9 – Sc элемент, № 26/13184, $\times 80$.
- Фиг. 12–15 – *Phakelodus* cf. *Ph. elongatus* (An) (отличается от *Phakelodus elongatus* (An) более широкими элементами); терригенно-карбонатная толща на р. Кольденен, хр. Чингиз (обр. Д10-138): 12 – кластер более чем из 15 элементов, № ТТ 10/1, $\times 70$; 13 – кластер из двух элементов, № ТТ 11/1, $\times 130$; 14 – № ТТ 12/1, $\times 190$; 15 – кластер из восьми? элементов, № ТТ 13/1, $\times 75$.
- Фиг. 16–18 – *Rossodus manitouensis* Repetski et Ethington, 1983, кремнисто-карбонатная толща гор Зербкызыл, хр. Чингиз (обр. ZK01-2): 16 – Sb элемент, СМ 38/13174, вид сзади, $\times 75$; 17 – Sa элемент, № ТТ 14/1, вид сзади, $\times 85$; 18 – М элемент, СМ 37/13174, $\times 80$.
- Фиг. 19, 20 – *Cordylodus angulatus* Pander, 1856; ишкеольмесская свита (обр. 96): 19 – Р элемент, № 19/13184, $\times 62$; 20 – Sc элемент, № 18/13184, $\times 69$.

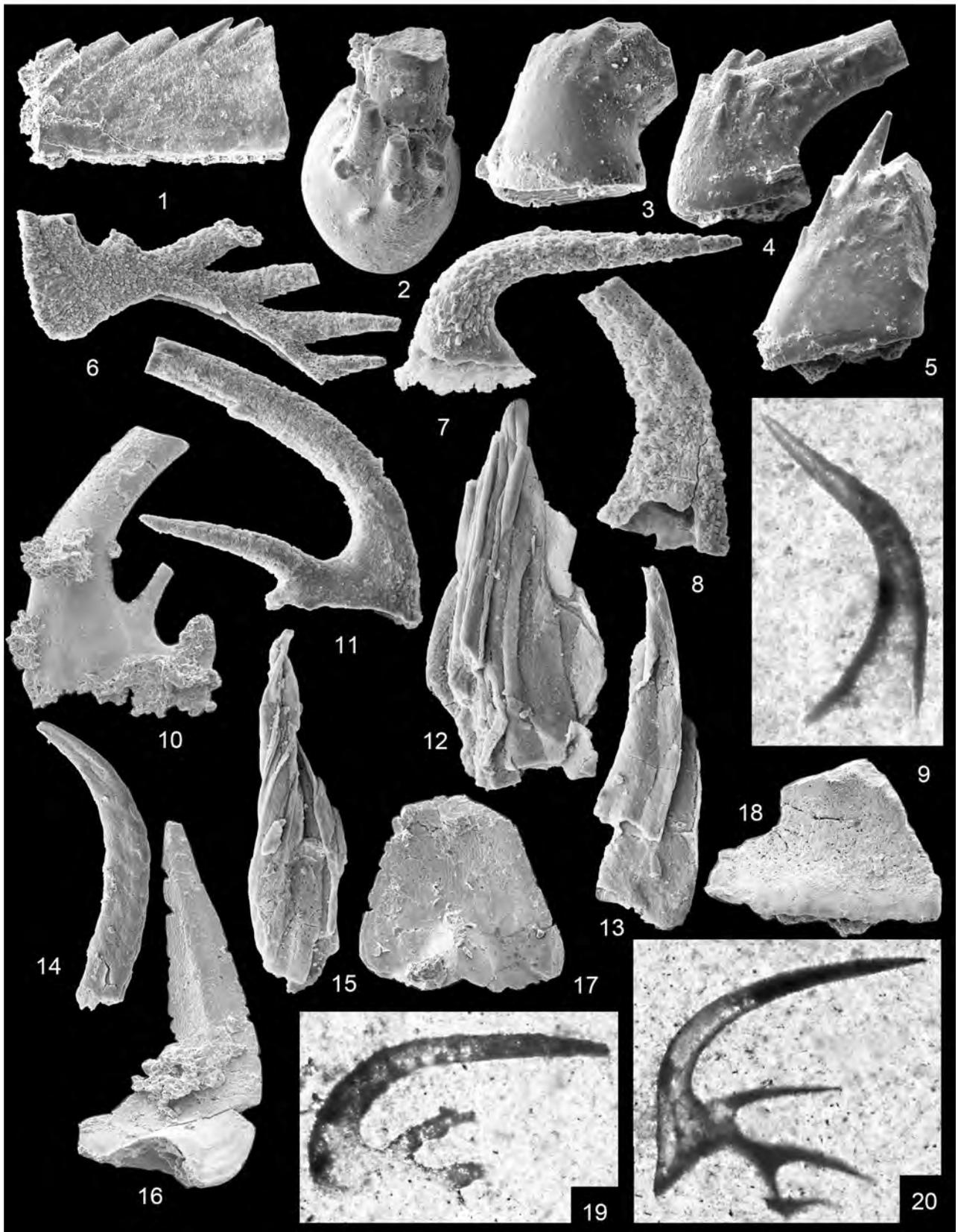


ТАБЛИЦА 2

Фиг. 1–21 – *Colaptoconus* sp.; агалатасская свита (обр. 556, 556а): 1 – S элемент, № ТТ 1/2, ×50; 2 – S элемент, № ТТ 2/2, ×60; 3 – S элемент, № ТТ 3/2, ×52; 4 – S элемент, № ТТ 4/2, ×59; 5 – Sa элемент, № ТТ 5/2, вид снизу, ×75; 6 – Sa элемент, № ТТ 6/2, ×83; 7 – S элемент, № ТТ 7/2, ×49; 8 – S элемент, № ТТ 8/2, ×45; 9 – S элемент, № ТТ 9/2, ×59; 10 – S элемент, № ТТ 10/2, ×50; 11 – S элемент, № ТТ 11/2, ×61; 12 – S элемент, № ТТ 12/2, ×54; 13 – S элемент, № ТТ 13/2, вид сверху, ×100; 14 – Sa элемент, № ТТ 14/2, вид сзади, ×90; 15 – Sa элемент, № ТТ 15/2, ×95; 16 – S элемент, № ТТ 16/2, ×87; 17 – S элемент, № ТТ 17/2, ×66; 18 – S элемент, № ТТ 18/2, ×45; 19 – S элемент, № ТТ 19/2, ×65; 20 – S элемент, № ТТ 20/2, вид сверху, ×117; 21 – S элемент, № ТТ 21/2, вид сверху, ×120.



ТАБЛИЦА 3

- Фиг. 1–11 – *Acodus longibasis* McTavish, 1973; бурубайтальская свита, разрез гор Котнак (обр. O5133): **1** – Sc элемент, № ТТ 1/3, ×67; **2** – Sb элемент, № ТТ 2/3, ×83; **3** – Sd элемент, № ТТ 3/3, ×81; **4** – P элемент, № ТТ 4/3, вид сверху, ×87; **5** – P элемент, № ТТ 5/3, ×89; **6** – Sd элемент, № ТТ 6/3, ×72; **7** – Sa элемент, № ТТ 7/3, ×69; **8** – P элемент, № ТТ 8/3, ×69; **9** – P элемент, № ТТ 9/3, ×81; **10** – M элемент, № ТТ 10/3, ×62; **11** – M элемент, № ТТ 11/3, ×65.
- Фиг. 12–19 – *Acodus* cf. *A. emanuelensis* McTavish, 1973; бурубайтальская свита, разрез гор Котнак (обр. O5133): **12** – M элемент, № ТТ 12/3, ×65; **13** – P элемент, № ТТ 13/3, ×61; **14** – Sd элемент, № ТТ 14/3, ×73; **15** – Sd элемент, № ТТ 15/3, ×76; **16** – Sd элемент, № ТТ 16/3, ×71; **17** – Sa элемент, № ТТ 17/3, ×78; **18** – P? элемент, № ТТ 18/3, ×77; **19** – P элемент, № ТТ 19/3, ×68.
- Фиг. 20–23 – *Acodus* sp.; бурубайтальская свита, разрез Баритовый карьер (обр. 40 м): **20** – P элемент, № ТТ 20/3, ×71; **21** – P элемент, № ТТ 21/3, ×69; **22** – Sa элемент, № ТТ 22/3, вид сзади, ×74; **23** – Sc элемент, № ТТ 23/3, ×72.



ТАБЛИЦА 4

Фиг. 1–24 – *Acodus* sp. A; кенташская толща (обр. 9066): 1 – Pa элемент, № ТТ 1/4, ×74; 2 – Pa элемент, № ТТ 2/4, ×79; 3 – Pa элемент, № ТТ 3/4, вид сверху, ×77; 4 – Pb элемент, № ТТ 4/4, ×84; 5 – Pb элемент, № ТТ 5/4, ×71; 6 – Sa элемент, № ТТ 6/4, вид с задней стороны, ×56; 7 – Sa элемент, № ТТ 7/4, вид сверху, ×59; 8 – Sb элемент, № ТТ 8/4, ×55; 9 – Sb элемент, № ТТ 8/4, ×55; 10 – Sc элемент, № ТТ 9/4, ×54; 11 – Sd элемент, № ТТ 10/4, ×62; 12 – Sd элемент, № ТТ 11/4, ×49; 13 – Sd элемент, № ТТ 12/4, ×52; 14 – Sd элемент, № ТТ 13/4, вид сверху, ×175; 15 – Sd элемент, № ТТ 14/4, ×109; 16 – Sb элемент, № ТТ 15/4, ×63; 17 – Sd элемент, № ТТ 16/4, вид снизу, ×69; 18 – Sd элемент, № ТТ 17/4, вид сверху, ×156; 19 – Sd элемент, № ТТ 17/4, ×173; 20 – Sd элемент, № ТТ 18/4, вид сверху, ×180; 21 – Sd элемент, № ТТ 18/4, ×182; 22 – Sd элемент, № ТТ 19/4, ×54; 23 – Sd элемент, № ТТ 20/4, ×52; 24 – M элемент, № ТТ 21/4, ×56.

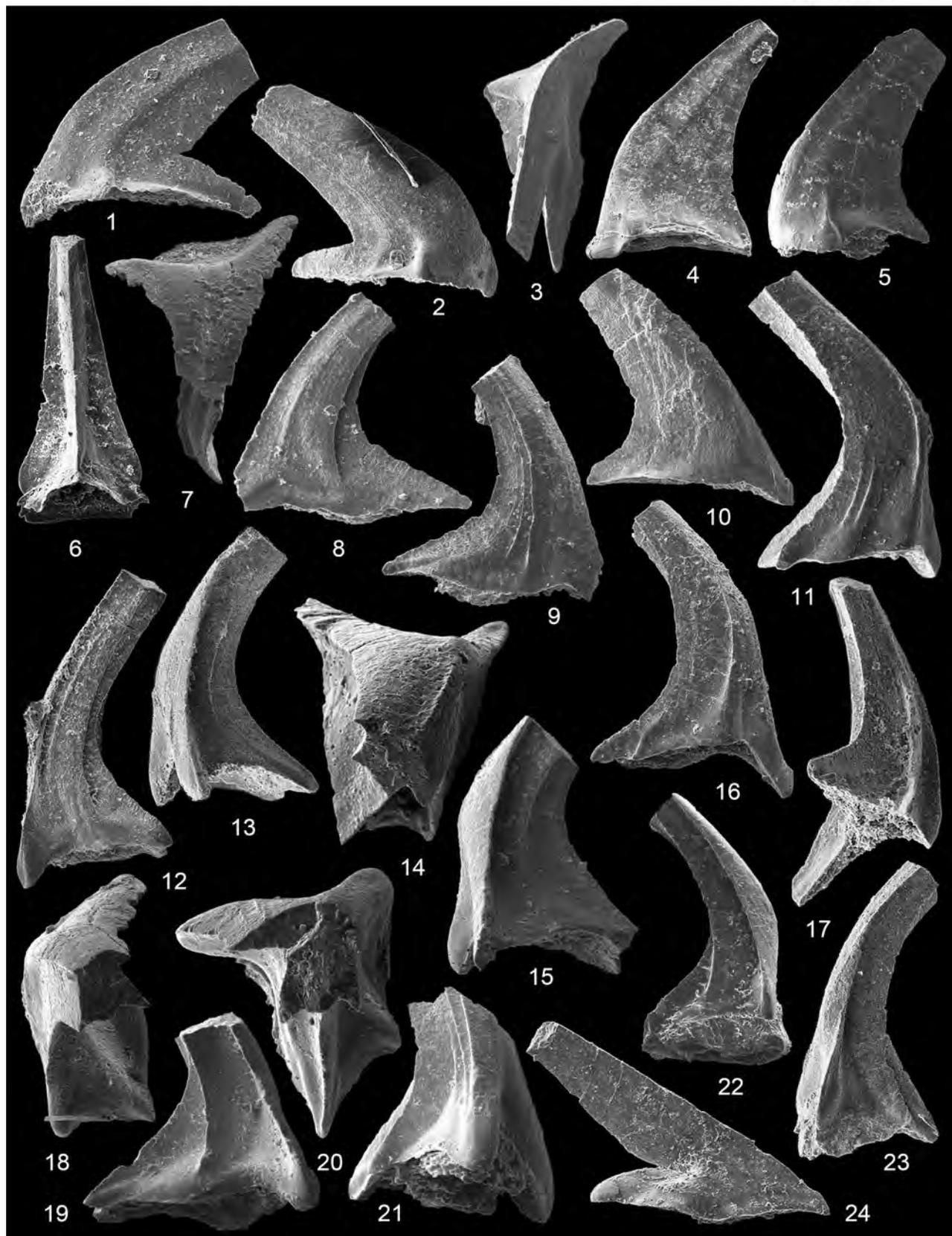


ТАБЛИЦА 5

- Фиг. 1–17 – *Acodus? chingizicus* Tolmacheva sp. nov.; маматская свита (обр. 225):
1 – Р элемент, № ТТ 1/5, ×71; 2 – Р элемент, № ТТ 2/5, ×71; 3 – Р элемент, № ТТ 3/5, вид сверху, ×78; 4 – Sb₂ элемент, № ТТ 4/5, ×65; 5 – Sb₂ элемент, № ТТ 5/5, ×77; 6 – Sb₂ элемент, № ТТ 6/5, вид сверху, ×78; 7 – Sd₁ элемент, № ТТ 7/5, ×69; 8 – Sd₁ элемент, № ТТ 8/5, вид сверху, ×70; 9 – Sd₂ элемент, № ТТ 9/5, вид сверху, ×80; 10 – Sd₂ элемент, № ТТ 10/5, ×68; 11 – М элемент, № ТТ 11/5, ×88; 12 – Sd₂ элемент, № ТТ 12/5, ×78; 13 – Sb₁ элемент, № ТТ 13/5, ×84; 14 – Sb₁ элемент, № ТТ 14/5, ×81; 15 – Sb₁ элемент, № ТТ 15/5, ×82; 16 – Sc элемент, № ТТ 16/5, ×79; 17 – Sb₂ элемент, № ТТ 17/5, ×63.
- Фиг. 18 – *Colaptoconus* sp. 1 (элементы гиалинового состава, ребра присутствуют на обеих боковых сторонах элемента); агалатасская свита (обр. 72а), № ТТ 18/5, ×90.
- Фиг. 20, 21 – *Lenaeodus* cf. *L. bifidus* (Abaimova, 1971); маматская свита (обр. 223):
20 – № ТТ 19/5, вид сзади, ×79; 21 – № ТТ 19/5, вид сзади и сверху, ×79.
- Фиг. 22 – *Ulrichodina* sp.; агалатасская свита (обр. 72а), № ТТ 20/5, ×120.
- Фиг. 19, 23, 24 – *Scolopodus?* sp., асимметричные элементы: 19 – № ТТ 21/5, ×98; 23 – № ТТ 22/5, ×115; 24 – № ТТ 23/5, ×102.



ТАБЛИЦА 6

- Фиг. 1–4 – *Colaptoconus bolites* (Rapetski, 1982) (элементы гиалинового состава); агалатасская свита (обр. 726): 1 – Sa элемент, № ТТ 1/6, ×130; 2 – S элемент, № ТТ 2/6, ×118; 3 – Sa элемент, № ТТ 3/6, ×107; 4 – S элемент, № ТТ 4/6, ×98.
- Фиг. 5–11 – *Colaptoconus* sp. 2 (элементы гиалинового состава); агалатасская свита (обр. 556, 556а): 5 – S элемент, № ТТ 5/6, ×190; 6 – S элемент, № ТТ 6/6, ×220; 7 – Sa элемент, № ТТ 7/6, ×229; 8 – S элемент, № ТТ 8/6, ×260; 9 – S элемент, № ТТ 9/6, ×250; 10 – Sa элемент, № ТТ 10/6, ×190; 11 – S элемент, № ТТ 11/6, ×150.
- Фиг. 12, 13, 14, 15, 17, 23 – *Drepanoistodus* sp., агалатасская свита (обр. 556, 556а): 12 – Sa элемент, № ТТ 12/6, ×78; 13 – M элемент, № ТТ 13/6, ×71; 14 – M элемент, № ТТ 14/6, ×77; 15 – S элемент, № ТТ 15/6, ×65; 17 – S элемент, № ТТ 16/6, ×80; 23 – S элемент, № ТТ 17/6, ×82.
- Фиг. 16, 18, 19, 20, 21 – *Paltodus* cf. *P. pristinus* (Viira, 1970); агалатасская свита (обр. 556, 556а): 16 – Sa элемент, № ТТ 18/6, ×69; 18 – S элемент, № ТТ 19/6, ×60; 19 – S элемент, № ТТ 20/6, ×100; 20 – M элемент, № ТТ 21/6, ×80; 21 – M элемент, № ТТ 22/6, ×82.
- Фиг. 22 – *Rossodus?* sp., агалатасская свита (обр. 726), M элемент, № ТТ 23/6, ×150.



ТАБЛИЦА 7

Фиг. 1–13, 17 – *Cruxodus tretiakovi* Tolmacheva sp. nov.; кенташская толща (обр. Д9066):
1 – S элемент, № ТТ 21/6, ×90; 2 – S элемент, вид сзади, № ТТ 1/7, ×90;
3 – S элемент, вид сзади, № ТТ 2/7, ×84; 4 – S элемент, № ТТ 3/7, ×80; 5 – S элемент, № ТТ 4/7, ×85; 6 – верхняя часть зубца экземпляра S элемент, № ТТ 2/7, ×272; 7 – вид снизу экземпляра № ТТ 3/7, ×289; 8 – P элемент, № ТТ 5/7, ×84; 9 – P элемент, № ТТ 6/7, ×76; 10 – P элемент, № ТТ 7/7, ×75; 11 – P элемент, № ТТ 7/7, ×72; 12 – P элемент, № ТТ 8/7, ×80; 13 – P элемент, вид снизу, № ТТ 9/6, ×150; 17 – детали строения вершины зубца экземпляра № ТТ 7/7, фиг. 11, ×230.

Фиг. 14–16, 18–21 – *Bergstroemognathus extensus* (Graves et Ellison, 1941): 14 – M элемент, № ТТ 8/7, вид сзади, кенташская толща (обр. Д9066), ×57; 15 – Pa элемент, № ТТ 9/7, каратальская свита, ×83; 16 – ? M элемент, № ТТ 10/7, вид сзади, каратальская свита, ×57; 18 – Sb элемент, № ТТ 11/7, внутренняя сторона, кенташская толща (обр. 9066), ×47; 19 – Sb элемент, № ТТ 11/7, внешняя сторона, кенташская толща (обр. 9066), ×47; 20 – ? Pв элемент, № ТТ 12/7, бурубайтальская свита, разрез Баритовый карьер (обр. 286 м), ×65; 21 – Pв элемент, № ТТ 13/7, кенташская толща (обр. 9066), ×45.

Фиг. 22, 23 – *Cornuodus longibasis* (Lindström, 1955); бурубайтальская свита, разрез Баритовый карьер (обр. 286 м): 22 – № ТТ 14/7, ×78; 23 – № ТТ 15/7, ×66.

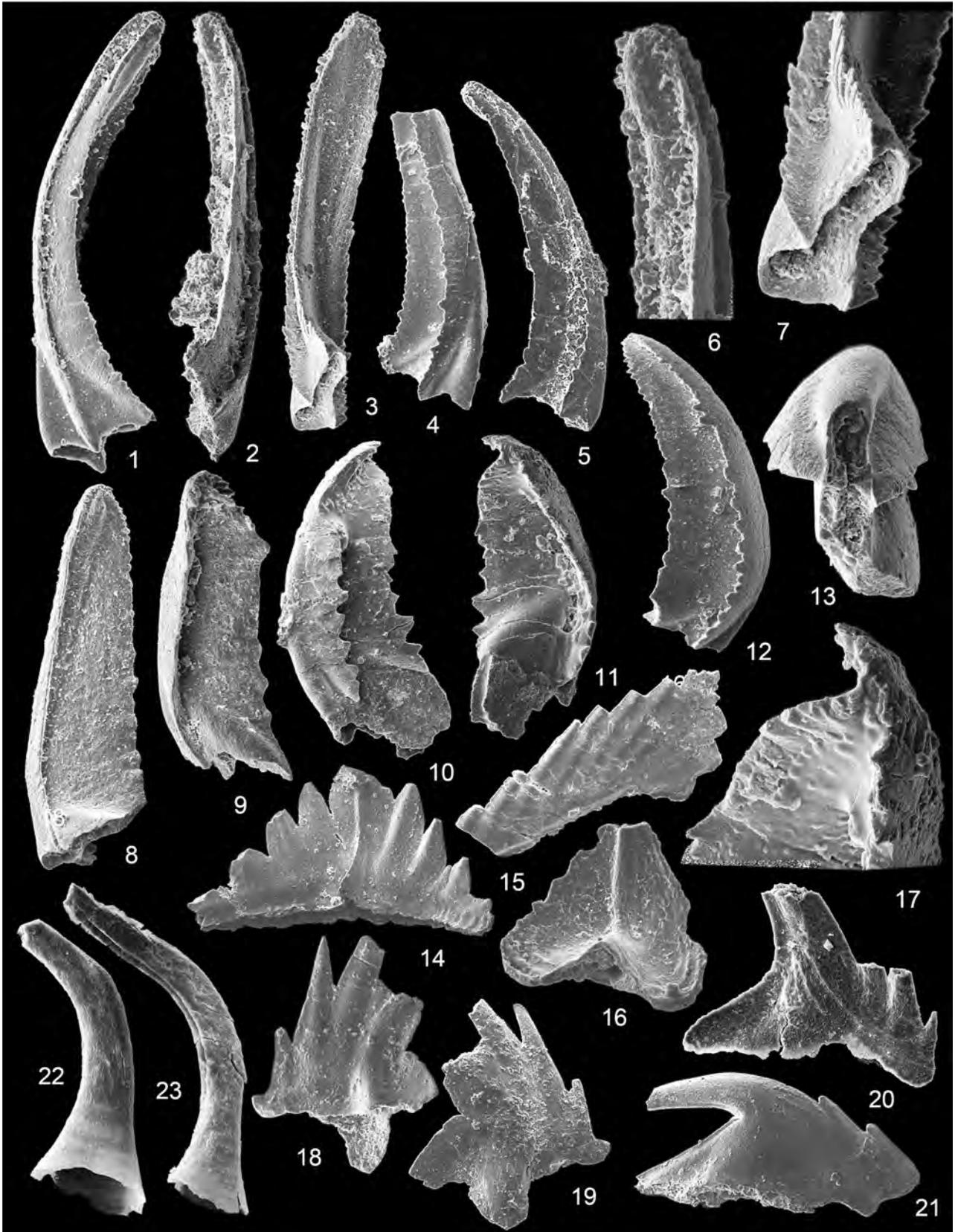


ТАБЛИЦА 8

Фиг. 1–6, 11 – *Lundodus gladius* (Lindström, 1955): 1 – S элемент, № ТТ 1/8, бурубайтальская свита, разрез Раковая горка (обр. P10069), ×78; 2 – S элемент, № ТТ 2/8, бурубайтальская свита, разрез Раковая горка (обр. P10069), ×75; 3 – Sc элемент, № ТТ 3/8, бурубайтальская свита, разрез Раковая горка (обр. P10069), ×120; 4 – P элемент, № ТТ 4/8, бурубайтальская свита, разрез Раковая горка (обр. P10069), ×98; 5 – P элемент, № ТТ 5/8, бурубайтальская свита, разрез Раковая горка (обр. P10069), ×200; 6 – P элемент, № ТТ 6/8, каратальская свита, ×105; 11 – P элемент, № ТТ 7/8, каратальская свита, ×110.

Фиг. 7–9, 12, 13, 17, 18, 22, 24 – *Kallidontus corbatoi* (Serpagli, 1974); 7 – S элемент, № ТТ 8/8, урубайтальская свита, разрез Раковая горка (обр. P10069), ×67; 8 – P элемент, № ТТ 9/8, бурубайтальская свита, разрез Раковая горка (обр. P10069), ×76; 9 – P элемент, № ТТ 10/8, бурубайтальская свита, разрез Раковая горка (обр. P10069), ×50; 12 – S элемент, № ТТ 11/8, кенташская толща (обр. Д9066), ×62; 13 – P элемент, нижняя сторона элемента № ТТ 9/8 (фиг. 8), ×75; 17 – S элемент, № ТТ 12/8, бурубайтальская свита, разрез Баритовый карьер (обр. 286 м), вид сзади, ×120; 18 – S элемент, № ТТ 13/8, бурубайтальская свита, разрез Баритовый карьер (обр. 286 м), вид сзади, ×167; 22 – увеличенный фрагмент элемента № ТТ 6/8, бурубайтальская свита, разрез Раковая горка (обр. P10069), ×500; 24 – P элемент, № ТТ 14/8, кенташская толща (обр. Д9066), ×69.

Фиг. 10, 15, 16, 19–21, 25 – *Kallidontus serratus* Pyle et Barnes, 2002; кенташская толща (обр. Д9066): 10 – Sd элемент, № ТТ 23/8, ×62; 15 – Sa элемент, № ТТ 16/8, ×84; 16 – Sa элемент, № ТТ 17/8, ×105; 19 – Pb элемент, № ТТ 18/8, ×93; 20 – Pb элемент, № ТТ 19/8, ×89; 21 – Sb элемент, № ТТ 20/8, ×123; 25 – Pb элемент, № ТТ 21/8, ×128.

Фиг. 14 – *Coelocerodontus?* sp., бестамакская свита (обр. 533а), № ТТ 15/8, ×53.

Фиг. 23 – *Loxodus* sp., № ТТ 22/8, фрагмент элемента, узунбулакская свита, ×66.



ТАБЛИЦА 9

- Фиг. **1–6, 12** – *Protoprioniodus papillosus* (van Wamel, 1974); бурубайтальская свита, разрез Баритовый карьер (обр. 20 м): **1** – S элемент, № ТТ 1/9, ×67; **2** – S элемент, № ТТ 2/9, ×69; **3** – P элемент, № ТТ 3/9, ×67; **4** – P элемент, № ТТ 4/9, ×72; **5** – S элемент, № ТТ 5/9, ×79; **6** – Sa элемент, № ТТ 6/9, вид сзади и сбоку, ×66; **12** – Sa элемент, № ТТ 6/9, вид сзади, ×75.
- Фиг. **7–11, 14–16** – *Chiganodus parilis* Tolmacheva sp. nov.; бурубайтальская свита, разрез гор Котнак (обр. О5133): **7** – P элемент, № ТТ 7/9, ×72; **8** – P элемент, № ТТ 8/9, ×78; **9** – S элемент, № ТТ 9/9, ×71; **10** – S элемент, № ТТ 10/9, ×77; **11** – S элемент, № ТТ 11/9, ×69; **14** – M? элемент, № ТТ 12/9, ×68; **15** – S элемент, № ТТ 13/9, ×70; **16** – 15 – S элемент, № ТТ 14/9, ×67.
- Фиг. **13, 17–26** – *Oelandodus elongatus* (Lindström, 1955); бурубайтальская свита, разрез гор Котнак (обр. О5131): **13** – S элемент, № ТТ 15/9, ×72; **17** – M элемент, № ТТ 16/9, ×94; **18** – S элемент, № ТТ 17/9, ×67; **19** – M элемент, № ТТ 18/9, ×80; **20** – S элемент, № ТТ 19/9, ×67; **21** – M элемент, № ТТ 20/9, ×82; **22** – S элемент, № ТТ 21/9, ×63; **23** – S элемент, № ТТ 22/9, ×64; **24** – S элемент, № ТТ 23/9, ×67; **25** – P? элемент, № ТТ 24/9, ×72; **26** – P? элемент, № ТТ 25/9, ×65.

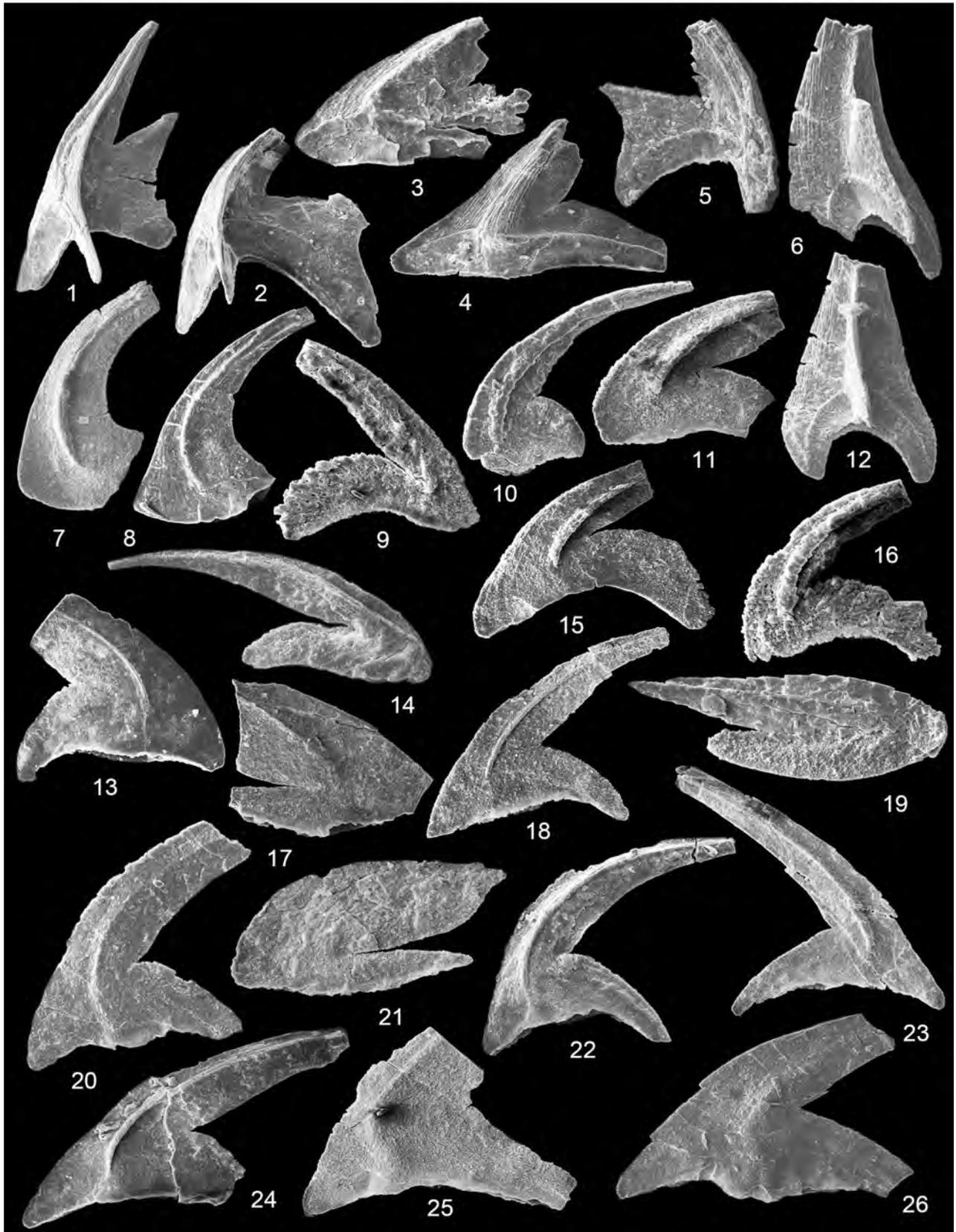


ТАБЛИЦА 10

- Фиг. 1–9, 11, 12, 15, 16 – *Oepikodus evae* (Lindström, 1955): 1 – Pb элемент, № ТТ 1/10, вид сверху, бурубайтальская свита, разрез Раковая горка (обр. P10069), ×80; 2 – Sd элемент, бурубайтальская свита, разрез Раковая горка (обр. P10069), № ТТ 2/10, ×79; 3 – M элемент, № ТТ 3/10, бурубайтальская свита, разрез Баритовый карьер (обр. 27 м), ×68; 4 – Sa? элемент, № ТТ 4/10, бурубайтальская свита, разрез Баритовый карьер (обр. 27 м), ×84; 5 – Pb элемент, № ТТ 5/10, бурубайтальская свита, разрез Раковая горка (обр. P10069), ×69; 6 – Pa элемент, № ТТ 6/10, бурубайтальская свита, разрез Раковая горка (обр. P10069), ×64; 7 – Pa элемент, № ТТ 7/10, вид снизу, бурубайтальская свита, разрез Раковая горка (обр. P10069), ×65; 8 – Sd элемент, № ТТ 8/10, бурубайтальская свита, разрез Раковая горка (обр. P10069), ×54; 9 – M элемент, № ТТ 9/10, бурубайтальская свита, разрез Раковая горка (обр. P10069), ×73; 11 – Sb элемент, № ТТ 10/10, бурубайтальская свита, разрез Баритовый карьер (обр. 27 м), ×64; 12 – Sc элемент, № ТТ 11/10, бурубайтальская свита, разрез Раковая горка (обр. P10069), ×52; 15 – Sb элемент, № ТТ 12/10, бурубайтальская свита, разрез Баритовый карьер (обр. 27 м), ×88; 16 – Pa элемент, № ТТ 13/10, бурубайтальская свита, разрез Баритовый карьер (обр. 27 м), ×65.
- Фиг. 10, 13 – *Oepikodus* cf. *O. pincallyensis* Zhen, 2003; бурубайтальская свита, разрез Баритовый карьер (обр. 23 м): 10 – P элемент, № ТТ 14/10, вид с внешней стороны, ×68; 13 – P элемент, № ТТ 15/10, вид с внешней стороны, ×72.
- Фиг. 14, 17–23 – *Prioniodus elegans* Pander, 1856; бурубайтальская свита, разрез Баритовый карьер (обр. 20 м): 14 – Pb элемент, № ТТ 16/10, вид сверху, ×52; 17 – Pa элемент, № ТТ 17/10, вид сзади и снизу, ×64; 18 – Sb элемент, № ТТ 18/10, ×69; 19 – Pa элемент, № ТТ 19/10, ×77; 20 – Sd элемент, № ТТ 20/10, ×87; 21 – Pb элемент, № ТТ 21/10, ×64; 22 – M элемент, № ТТ 22/10, ×72; 23 – Sb элемент, № ТТ 23/10, ×624.



ТАБЛИЦА 11

- Фиг. **1–3, 5, 6** – *Paracordylopus gracilis* Lindström, 1955; бурубайтальская свита, разрез Баритовый карьер (обр. 21 м): **1** – S элемент, № ТТ 1/11, ×88; **2** – M элемент, № ТТ 2/11, ×82; **3** – P элемент, № ТТ 3/11, ×89; **5** – S элемент, № ТТ 4/11, ×92; **6** – S элемент, № ТТ 5/11, ×79.
- Фиг. **11, 12** – Gen et sp. indet 1: бурубайтальская свита, разрез Баритовый карьер (обр. 21 м): **11** – S элемент, № ТТ 6/11, ×87; **12** – Sa элемент, № ТТ 7/11, ×97.
- Фиг. **4, 7–10, 13–20** – *Prioniodus honghuayuanensis* Zhen, 2005; все кроме фиг. 16 и фиг. 17 из бурубайтальской свиты, разрез Баритовый карьер (обр. 21 м): **4** – Sb элемент, № ТТ 8/11, вид сверху, ×79; **7** – Pb элемент, № ТТ 9/11, вид с внешней стороны, ×79; **8** – Pb элемент, № ТТ 10/11, ×79; **9** – Pa элемент, № ТТ 11/11, вид с внутренней стороны, ×79; **10** – Sa элемент, № ТТ 12/11, ×79; **13** – M элемент, № ТТ 13/11, ×79; **14** – Sd элемент, № ТТ 14/11, ×79; **15** – Sd? элемент, № ТТ 15/11, ×79; **16** – Sb элемент, № 11/13184, шлиф, проходящий свет, ирадырская свита (обр. 117), ×45; **17** – Sd элемент, № 8/13184, шлиф, проходящий свет, ирадырская свита (обр. 117), ×66; **18** – Sc элемент, № ТТ 16/11, ×79; **19** – Sd элемент, № ТТ 17/11, ×79; **20** – Sc элемент, № ТТ 18/11, ×79.

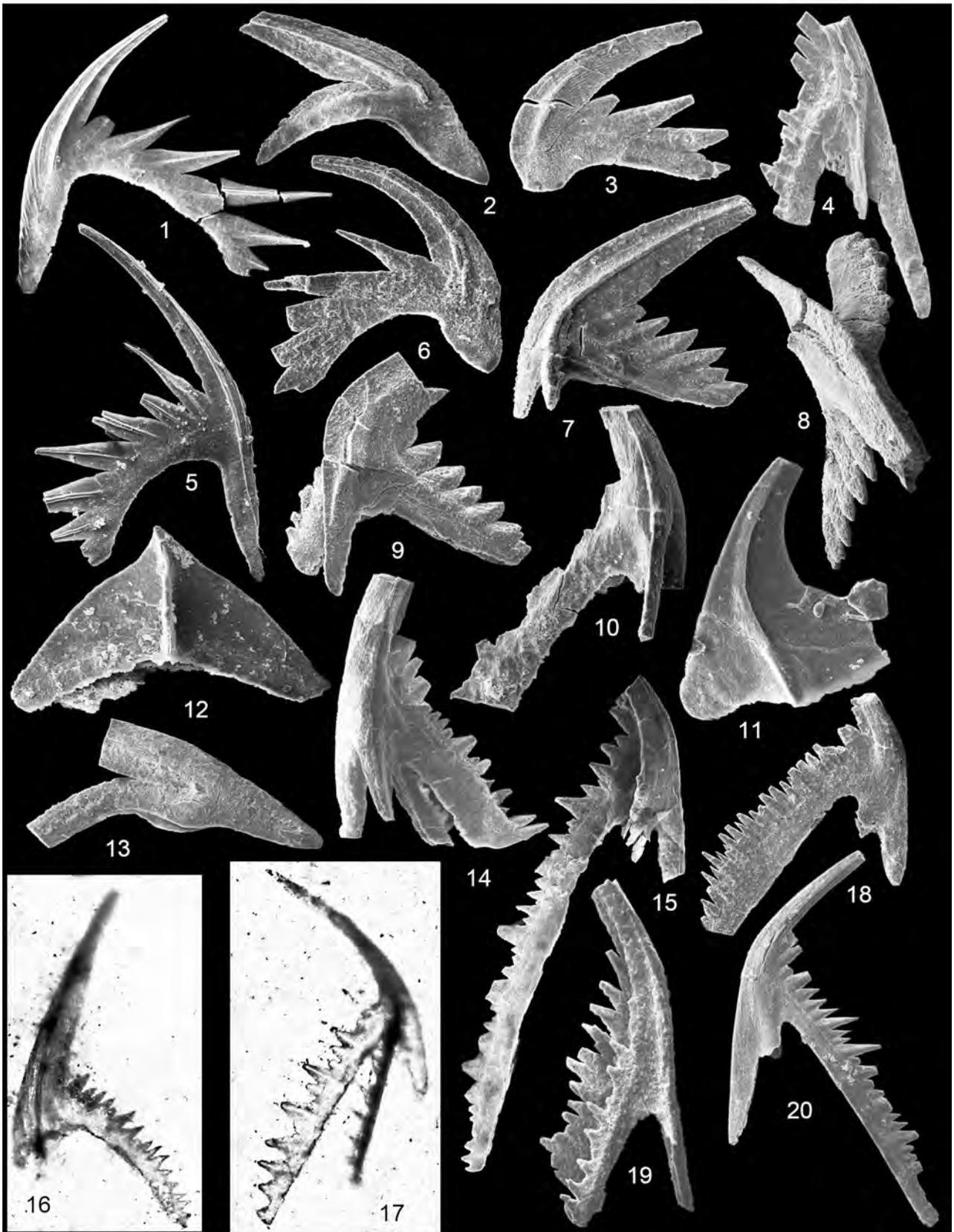


ТАБЛИЦА 12

- Фиг. 1–3, 5 – *Paroistodus proteus* (Lindström, 1955); бурубайтальская свита, разрез Раковая горка (обр. P10069): 1 – М элемент, № ТТ 1/12, ×76; 2 – S элемент, № ТТ 2/12, ×68; 3 – S элемент, № ТТ 3/12, ×70; 5 – S элемент, № ТТ 4/12, ×71.
- Фиг. 4, 6 – *Paroistodus* sp., бурубайтальская свита, разрез Раковая горка (обр. P10069): 4 – М элемент, № ТТ 5/12, ×69; 6 – М элемент, № ТТ 6/12, ×76.
- Фиг. 7–12 – *Paroistodus* cf. *P. originalis* (Sergeeva, 1963); бурубайтальская свита, разрез Баритовый карьер (обр. 49 м): 7 – М элемент, № ТТ 7/12, ×66; 8 – S элемент, № ТТ 8/12, ×99; 9 – S элемент, № ТТ 9/12, ×101; 10 – S элемент, № ТТ 10/12, ×94; 11 – М элемент, № ТТ 11/12, ×65; 12 – S элемент, № ТТ 12/12, ×87.
- Фиг. 13–16 – *Paroistodus horridus* (Barnes et Poplawski, 1973); бурубайтальская свита, разрез Баритовый карьер (обр. 60 м): 13 – S элемент, № ТТ 13/12, ×43; 14 – S элемент, № ТТ 14/12, ×85; 15 – М элемент, № ТТ 15/12, ×78; 16 – S элемент, № ТТ 16/12, ×57.
- Фиг. 17–19, 23, 25, 26 – *Scolopodus* cf. *S. oistodiformis* An et Ding, 1985: 17 – S элемент, № ТТ 17/12, курдайская свита (обр. 72/б), ×53; 18 – S элемент, № ТТ 18/12, курдайская свита (обр. 72/б), ×74; 19 – S элемент, № ТТ 19/12, курдайская свита (обр. 72/б), ×58; 23 – М элемент, № ТТ 20/12, кенташская толща (обр. Д-9066), ×66; 25 – S элемент, № ТТ 21/12, кенташская толща (обр. Д-9066), ×49; 26 – М элемент, № ТТ 22/12, кенташская толща (обр. Д-9066), ×82.
- Фиг. 20–22, 24 – *Scolopodus* sp.; бурубайтальская свита, разрез Баритовый карьер (обр. 20 м): 20 – S элемент, № ТТ 23/12, ×59; 21 – S элемент, № ТТ 24/12, ×62; 22 – S элемент, № ТТ 25/12, ×69; 24 – S элемент, № ТТ 26/12, ×73.

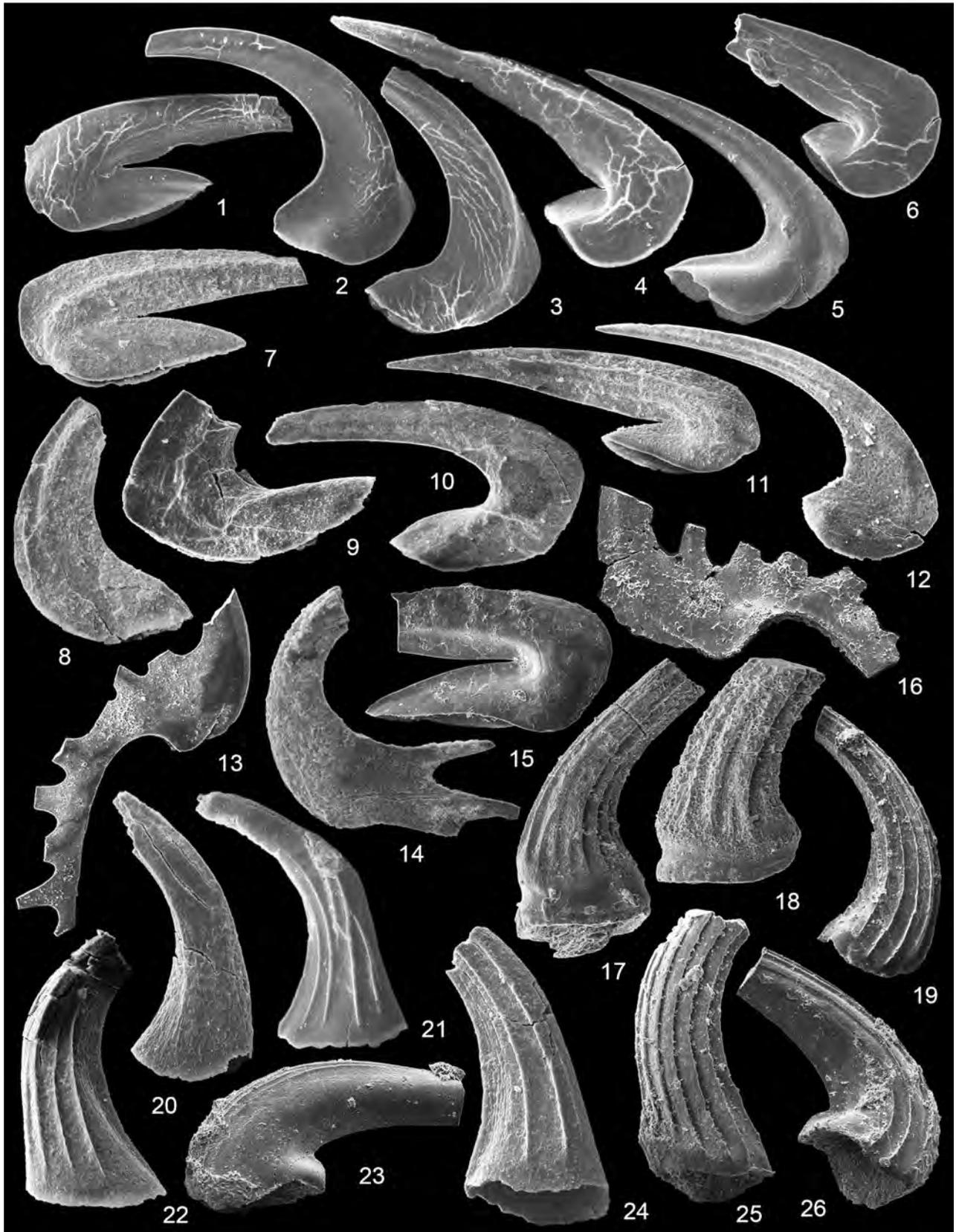


ТАБЛИЦА 13

- Фиг. 1–18 – *Periodon flabellum* (Lindström, 1955); бурубайтальская свита, разрез Раковая горка (обр. P10069): **1** – Pb элемент, № ТТ 1/13, ×78; **2** – Pa элемент, № ТТ 2/13, ×72; **3** – Sd элемент, вид снизу, № ТТ 3/13, ×75; **4** – Sa элемент, вид сверху, № ТТ 4/13, ×76; **5** – Sd элемент, вид сверху, № ТТ 5/13, ×76; **6** – Sb элемент, вид снизу, № ТТ 6/13, ×119; **7** – Sb элемент, вид снизу, № ТТ 7/13, ×84; **8** – Pb элемент, № ТТ 8/13, ×73; **9** – Sb элемент, № ТТ 9/13, ×85; **10** – Sb элемент, № ТТ 10/13, ×65; **11** – Sb элемент, № ТТ 11/13, ×68; **12** – Sb элемент, № ТТ 12/13, ×67; **13** – Sc элемент, № ТТ 13/13, ×67; **14** – M элемент, № ТТ 14/13, ×82; **15** – Sd элемент, № ТТ 15/13, ×69; **16** – Sb элемент, вид спереди, № ТТ 16/13, ×105; **17** – M элемент, № ТТ 17/13, ×74; **18** – M элемент, № ТТ 18/13, ×89.
- Фиг. 19–25 – *Periodon aculeatus* Hadding, 1913; терригенно-карбонатная толща гор Окекты (обр. P-10204a): **19** – P элемент, № ТТ 19/13, ×45; **20** – Sc элемент, № ТТ 20/13, ×44; **21** – P элемент, № ТТ 21/13, ×53; **22** – M элемент, № ТТ 22/13, ×72; **23** – Sb элемент, № ТТ 23/13, ×49; **24** – Sb элемент, № ТТ 24/13, ×559; **25** – Sb элемент, № ТТ 25/13, ×58.



ТАБЛИЦА 14

- Фиг. 1–11 – *Tropodus? sweeti* (Serpagli, 1974): 1 – P элемент, № ТТ 1/14, кенташская толща (обр. Д-9066), ×76; 2 – Sb элемент, № ТТ 2/14, кенташская толща (обр. Д-9066), ×67; 3 – Sb элемент, № ТТ 3/14, кенташская толща (обр. Д-9066), ×71; 4 – Sd элемент, № ТТ 4/14, кенташская толща (обр. Д-9066), ×72; 5 – Sd элемент, № ТТ 4/14, кенташская толща (обр. Д-9066), ×72; 6 – M элемент, № ТТ 5/14, кенташская толща (обр. Д-9066), ×105; 7 – P элемент, № ТТ 6/14, каратальская свита, ×91; 8 – Sd элемент, № ТТ 7/14, каратальская свита, ×89; 9 – Sd элемент, № ТТ 8/14, каратальская свита, ×105; 10 – Sb элемент, № ТТ 9/14, каратальская свита, ×89; 11 – Sb элемент, № ТТ 10/14, каратальская свита, ×91.
- Фиг. 12–21, 27, 28 – *Tropodus australis* (Serpagli, 1974); кенташская толща (обр. Д-9066): 12 – Sa элемент, № ТТ 11/14, ×167; 13 – P элемент, № ТТ 12/14, ×106; 14 – S элемент, № ТТ 13/14, ×89; 15 – S элемент, № ТТ 14/14, ×87; 16 – S элемент, № ТТ 15/14, ×79; 17 – S элемент, № ТТ 16/14, ×89; 18 – P элемент, № ТТ 17/14, ×112; 19 – Sa элемент, № ТТ 18/14, ×103; 20 – S элемент, № ТТ 19/14, ×94; 21 – P элемент, № ТТ 20/14, ×99; 27 – S элемент, № ТТ 21/14, ×89; 28 – S элемент, № ТТ 22/14, ×88.
- Фиг. 22, 23 – *Drepanodus arcuatus* Pander, 1856: 22 – Sc элемент, № ТТ 23/14, найманская свита, ×78; 23 – Sa элемент, № ТТ 24/14, бурубайтальская свита, разрез Баритовый карьер (обр. 20 м), ×112.
- Фиг. 24, 25 – *Drepanodus reclinatus* (Lindström, 1955): 24 – Sa элемент, № ТТ 25/14, бурубайтальская свита, разрез Раковая горка (обр. P10069), ×95; 25 – P элемент, № ТТ 26/14, найманская свита, ×65.
- Фиг. 26 – *Protopanderodus* sp.; S элемент, № ТТ 27/14, найманская свита, ×140.



ТАБЛИЦА 15

- Фиг. **1–7, 11** – *Ansella longicuspica* Zhang, 1998; бурубайтальская свита, разрез Баритовый карьер (обр. с 60 м): **1** – Sb элемент, № ТТ 1/15, ×107; **2** – Sa элемент, № ТТ 2/15, ×95; **3** – Sc элемент, № ТТ 3/15, ×100; **4** – P элемент, № ТТ 4/15, ×111; **5** – P элемент, № ТТ 5/15, ×109; **6** – Sb элемент, № ТТ 6/15, ×89; **7** – Sc элемент, № ТТ 7/15, ×98; **11** – Sc элемент, № ТТ 8/15, ×120.
- Фиг. **8–10, 12–19** – *Ansella jemtlandica* (Löfgren, 1978): **8** – Sc элемент, № ТТ 9/15, узунбулакская свита, ×98; **9** – Sb элемент, № ТТ 10/15, узунбулакская свита, ×105; **10** – Sa элемент, № ТТ 11/15, узунбулакская свита, ×111; **12** – P элемент, № ТТ 12/15, узунбулакская свита, ×104; **13** – M элемент, № ТТ 13/15, найманская свита, ×91; **14** – M элемент, № ТТ 14/15, узунбулакская свита, ×95; **15** – Sa элемент, № ТТ 15/15, найманская свита, ×96; **16** – Sa элемент, № ТТ 16/15, найманская свита, ×88; **17** – Sb элемент, № ТТ 17/15, найманская свита, ×87; **18** – Sa элемент, № ТТ 18/15, найманская свита, ×83; **19** – P элемент, № ТТ 19/15, найманская свита, ×89.
- Фиг. **20–24** – *Ansella robusta* (Ethington et Clark, 1982); кенташская толща (обр. Д-9041): **20** – P элемент, № ТТ 20/19, вид с внешней стороны, ×82; **21** – P элемент, № ТТ 20/19, вид с внутренней стороны, ×82; **22** – Sc элемент, № ТТ 21/19, ×80; **23** – Sb? элемент, № ТТ 22/19, ×75; **24** – M элемент, № ТТ 23/19, ×78.

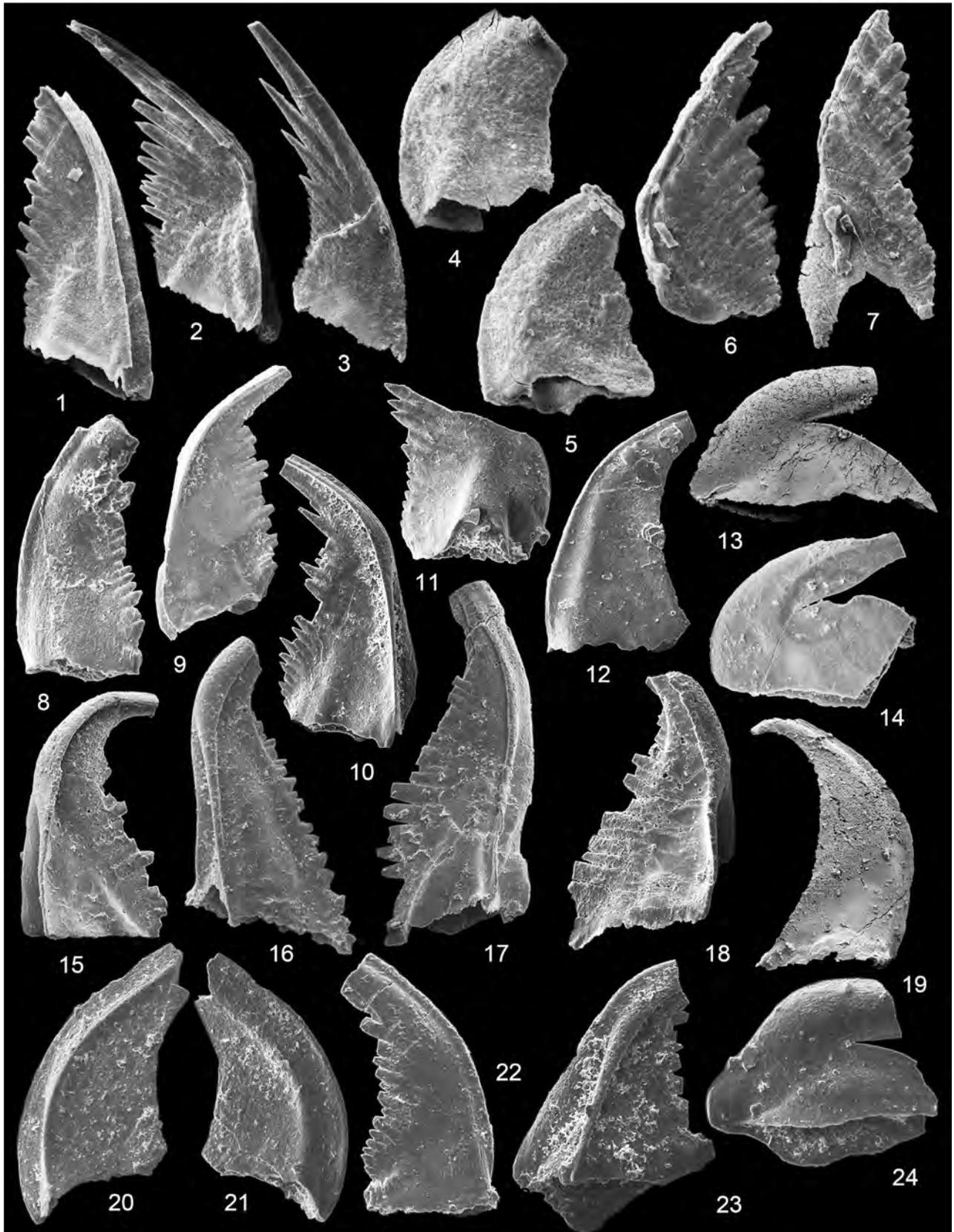


ТАБЛИЦА 16

- Фиг. 1–5 – *Aurilobodus leptosomatus* An in An et al., 1983; узунбулакская свита: **1** – S элемент, № ТТ 1/16, ×75; **2** – S элемент, № ТТ 2/16, вид сзади, ×76; **3** – S? элемент, № ТТ 3/16, вид спереди, ×73; **4** – S? элемент, № ТТ 4/16, ×89; **5** – Sa элемент, № ТТ 5/16, вид сзади, ×95.
- Фиг. 6–8 – *Semiacontiodus? asymmetricus* (Barnes et Poplawski, 1973): **6** – S? элемент, № ТТ 6/16, вид сзади, ×89; найманская свита, ×94; **7** – S? элемент, № ТТ 7/16, вид сзади, узунбулакская свита, ×135; **8** – S? элемент, № ТТ 8/16, вид сзади, узунбулакская свита, ×106.
- Фиг. 9–11 – *Protoprioniodus* cf. *P. simplicissimus* Mc Tavish, 1973: **9** – Sb элемент, № 12829/46, бурубайтальская свита, разрез Памятник природы – 9706 (обр. с 23 м), ×90; **10** – Sb элемент, № ТТ 9/16, кушекинская свита (обр. 0417), ×88; **11** – M элемент, № ТТ 10/16, кушекинская свита (обр. 0417), ×79.
- Фиг. 12–17 – *Spinodus spinatus* (Hadding, 1913): **12** – P элемент, № ТТ 11/16, тасбулакская свита, ×76; **13** – Sb элемент, № ТТ 12/16, тасбулакская свита, ×83; **14** – Sd элемент, № ТТ 13/16, тасбулакская свита, ×65; **15** – M элемент, № ТТ 14/16, бурубайтальская свита, разрез Баритовый карьер (обр. с 60 м), ×83; **16** – Sc элемент, № 12829/37, бурубайтальская свита, разрез Памятник природы – 9706 (обр. с 23 м), ×91; **17** – P элемент, № 12829/38, бурубайтальская свита, разрез Памятник природы – 9706 (обр. с 23 м), ×105.
- Фиг. 18–21 – *Protopanderodus?* sp. 1; узунбулакская свита, элементы с ребром на обеих боковых сторонах, основание вытянуто назад, на нижней части основания развита микроребристость: **18** – S элемент, № ТТ 15/16, вид с внутренней стороны, ×102; **19** – Sa? элемент, № ТТ 16/16, ×112; **20** – S элемент, № ТТ 17/16, вид с внешней стороны, ×99; **21** – Sa? элемент, № ТТ 18/16, ×98.
- Фиг. 22–24 – *Protopanderodus?* sp.; узунбулакская свита, ребро на одной из боковых сторон, поверхность элемента гладкая: **22** – S элемент, № ТТ 19/16, ×125; **23** – S элемент, № ТТ 20/16, ×125; **24** – S элемент, № ТТ 21/16, ×125.

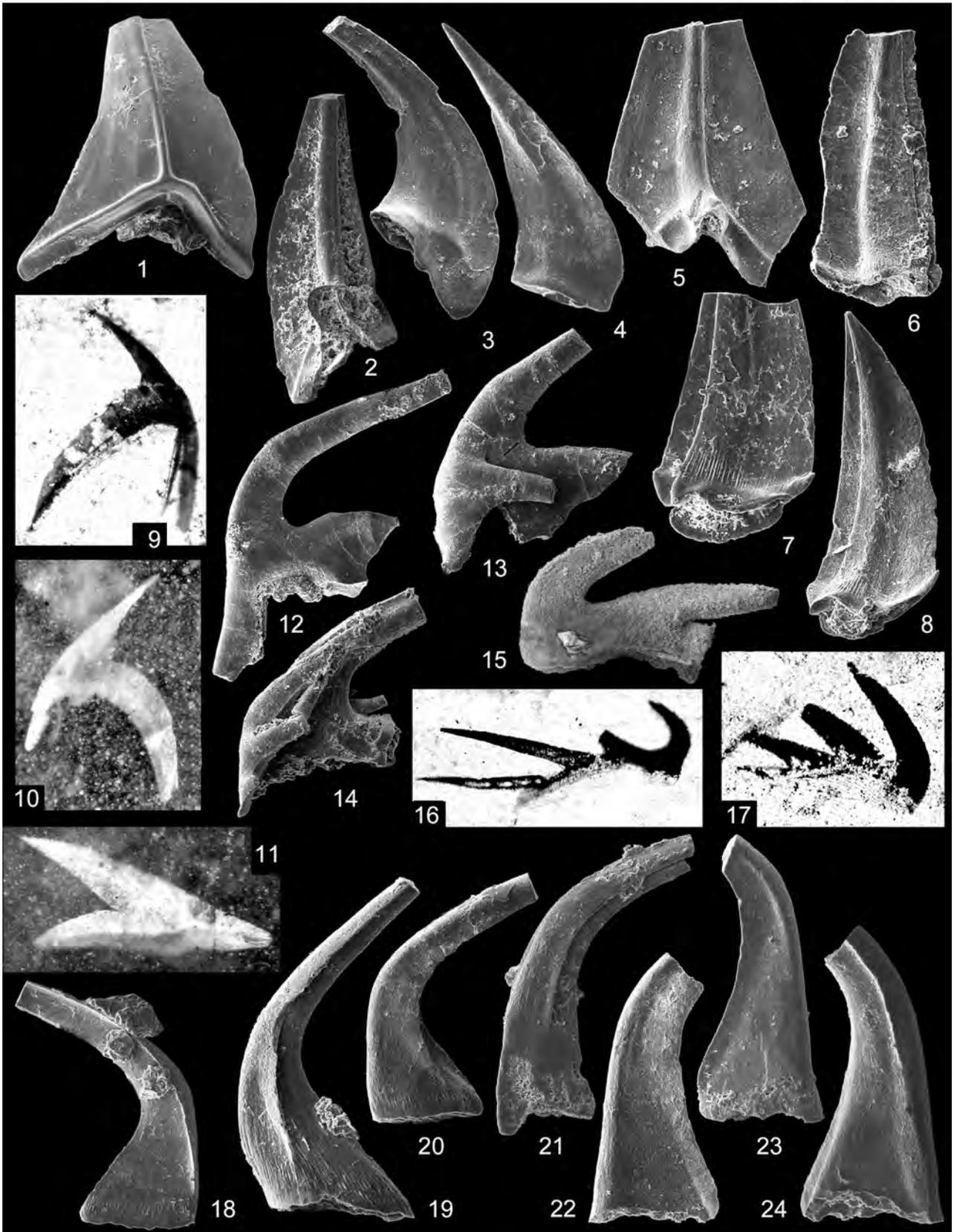


ТАБЛИЦА 17

- Фиг. 1–6 – *Appalachignathus* sp.; найманская свита: 1 – Pb элемент, № ТТ 1/17, ×105; 2 – Pb элемент, № ТТ 2/17, ×127; 3 – Pb элемент, № ТТ 3/17, ×213; 4 – фрагмент задней части Pb элемент, № ТТ 1/17, ×220; 5 – S элемент, № ТТ 4/17, задне-боковой вид, ×96; 6 – S элемент, № ТТ 5/17, вид сзади, ×87.
- Фиг. 9–11 – *Costiconus costatus* (Dzik, 1976); бурубайтальская свита, разрез Раковая горка (обр. P10069): 9 – P элемент, № ТТ 6/17, ×99; 10 – P элемент, № ТТ 7/17, ×83; 11 – S элемент, № ТТ 8/17, ×94;
- Фиг. 7, 8, 12, 13, 14–17 – *Costiconus ethingtoni* (Fahraeus, 1966): 7 – S элемент, № ТТ 9/17, вид сверху, найманская свита, ×176; 8 – S элемент, № ТТ 10/17, найманская свита, ×155; 12 – P элемент, № ТТ 11/17, найманская свита, ×125; 13 – P элемент, № ТТ 12/17, узунбулакская свита, ×121; 14 – S элемент, № ТТ 13/17, найманская свита, ×132; 15 – S элемент, № ТТ 14/17, найманская свита, ×118; 16 – S элемент, № ТТ 15/17, узунбулакская свита, ×148; 17 – S элемент, № ТТ 16/17, вид сверху, узунбулакская свита, ×165.
- Фиг. 18–24 – *Decoriconus peselephantus* (Lindström, 1955) s.l.: 18 – № 14/13184, ирадырская свита (обр. 96), ×270; 19 – № ТТ 17/17, бурубайтальская свита, разрез гор Котнак (обр. ТТ 10-7), ×312; 20 – № ТТ 18/17, бурубайтальская свита, разрез гор Котнак (обр. O5133), ×187; 21 – № ТТ 19/17, бурубайтальская свита, разрез гор Котнак (обр. O5133), ×165; 22 – № ТТ 20/17, бурубайтальская свита, разрез гор Котнак (обр. ТТ 10-7), ×189; 23 – № ТТ 21/17, бурубайтальская свита, разрез Баритовый карьер (обр. с 40 м), ×151; 24 – № ТТ 22/17, бурубайтальская свита, разрез Баритовый карьер (обр. с 40 м), ×125.

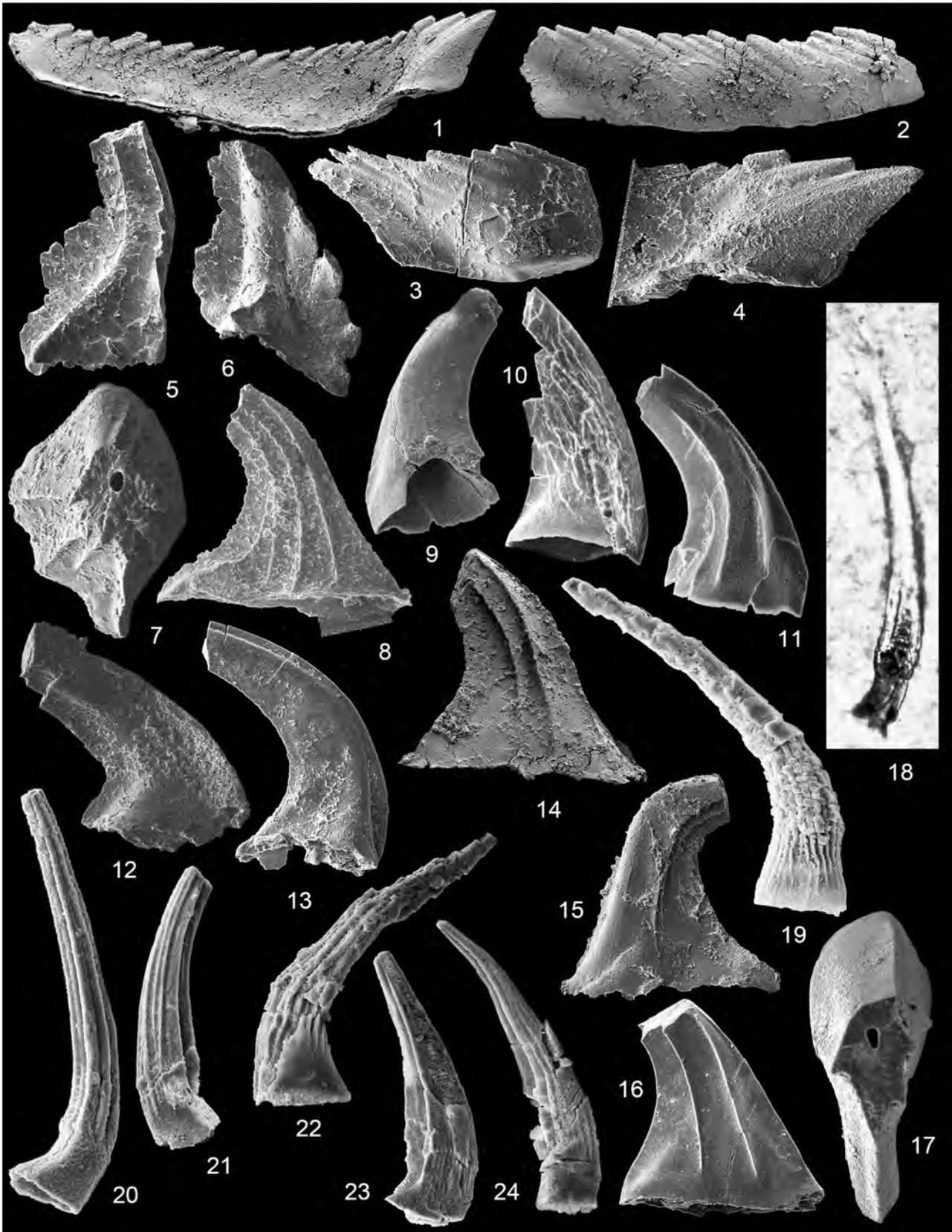


ТАБЛИЦА 18

Фиг. **1–10, 15** – *Drepanoistodus* cf. *D. costatus* (Abaimova, 1971); элементы гиалинового состава, ребра у всех форм расположены на обеих боковых сторонах: **1** – S элемент, № ТТ 1/18, узунбулакская свита, ×80; **2** – S элемент, № ТТ 2/18, узунбулакская свита, ×76; **3** – S элемент, № ТТ 3/18, узунбулакская свита, ×93; **4** – S элемент, № ТТ 4/18, узунбулакская свита, ×69; **5** – S элемент, № ТТ 5/18, найманская свита, ×62; **6** – M элемент, № ТТ 6/18, узунбулакская свита, ×104; **7** – M элемент, № ТТ 7/18, узунбулакская свита, ×113; **8** – S элемент, № ТТ 8/18, найманская свита, ×125; **9** – S элемент, № ТТ 9/18, найманская свита, ×106; **10** – M элемент, № ТТ 10/18, найманская свита, ×110; **15** – P? элемент, № ТТ 11/18, найманская свита, ×141.

Фиг. **11–17** – *Drepanoistodus* cf. *D. basiovalis* (Sergeeva, 1963); узунбулакская свита: **11** – S элемент, № ТТ 12/18, ×106; **12** – S элемент, № ТТ 13/18, ×99; **13** – P элемент, № ТТ 14/18, ×105; **14** – M элемент, № ТТ 15/18, ×114; **16** – M элемент, № ТТ 16/18, ×99; **17** – S элемент, № ТТ 17/18, ×87.

Фиг. **18–26** – *Drepanoistodus latus* Pyle et Barnes, 2003; найманская свита: **18** – S элемент, № ТТ 18/18, ×98; **19** – S элемент, № ТТ 19/18, ×109; **20** – S элемент, № ТТ 20/18, ×142; **21** – S элемент, № ТТ 21/18, ×122; **22** – M элемент, № ТТ 22/18, ×114; **23** – S элемент, № ТТ 23/18, ×136; **24** – S элемент, № ТТ 24/18, ×91; **25** – M элемент, № ТТ 25/18, ×167; **26** – M элемент, № ТТ 26/18, ×134.

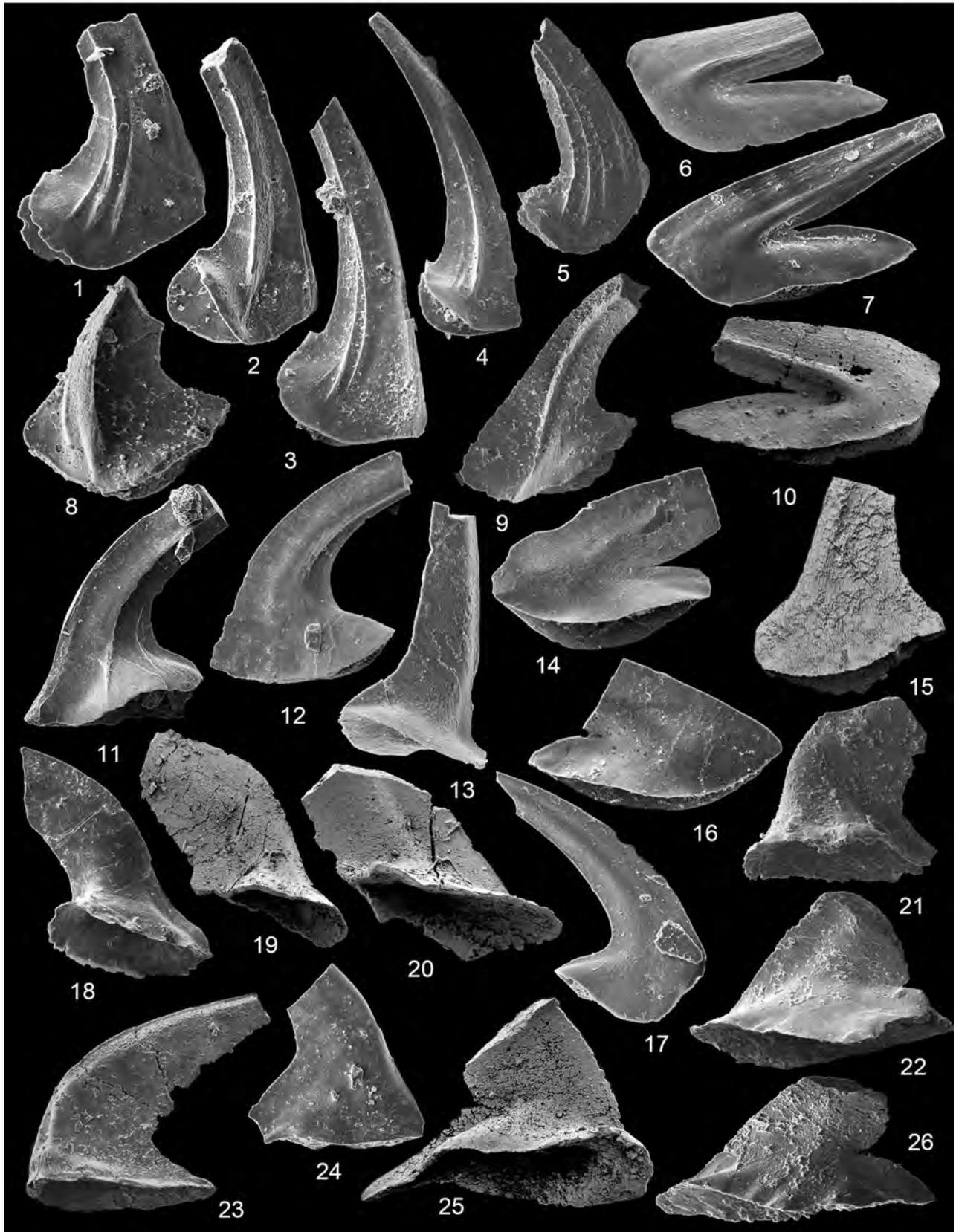


ТАБЛИЦА 19

- Фиг. 1–13 – *Fahraeusodus marathonsis* (Bradshaw, 1969); бурубайтальская свита, разрез Баритовый карьер (обр. с 60 м): **1** – Pa элемент, № ТТ 1/19, вид с внутренней стороны, ×89; **2** – Pb элемент, № ТТ 2/19, вид с внутренней стороны, ×82; **3** – Pb элемент, № ТТ 3/19, вид с внешней стороны, ×76; **4** – Pa? элемент, № ТТ 4/19, вид с внешней стороны, ×109; **5** – Pb элемент, № ТТ 5/19, вид с внешней стороны, ×78; **6** – Pb элемент, № ТТ 6/19, вид с внешней стороны, ×73; **7** – Sc элемент, № ТТ 7/19, вид сбоку, ×69; **8** – Sa элемент, № ТТ 8/19, вид сбоку, ×68; **9** – Sa элемент, № ТТ 9/19, вид сбоку, ×67; **10** – Sc элемент, № ТТ 10/19, вид сбоку, ×77; **11** – Sa элемент, № ТТ 11/19, вид сбоку, ×71; **12** – M элемент, № ТТ 12/19, вид сбоку, ×69; **13** – Sb элемент, № ТТ 13/19, вид сбоку, ×100.
- Фиг. 14–23 – *Erraticodon* cf. *E. hexianensis* An et Ding, 1985: **14** – Sc элемент, № ТТ 14/19, узунбулакская свита, вид с внешней стороны, ×52; **15** – ?Pa элемент, № ТТ 15/19, узунбулакская свита, ×64, вид с внешней стороны; **16** – Sc элемент, № ТТ 16/19, узунбулакская свита, вид с внутренней стороны, ×62; **17** – Pa элемент, № ТТ 17/19, узунбулакская свита, вид с внутренней стороны, ×58; **18, 21** – Sa элемент, № ТТ 18/19, найманская свита, **18** – вид сверху, **21** – вид сбоку, ×54; **19** – M элемент, № ТТ 19/19, узунбулакская свита, вид сбоку, ×59; **20** – M элемент, № ТТ 20/19, найманская свита, вид сбоку, ×63; **22** – Sd элемент, № ТТ 21/19, узунбулакская свита, вид с внешней стороны, ×59; **23** – Pa элемент, № ТТ 22/19, узунбулакская свита, вид с внутренней стороны, ×44.

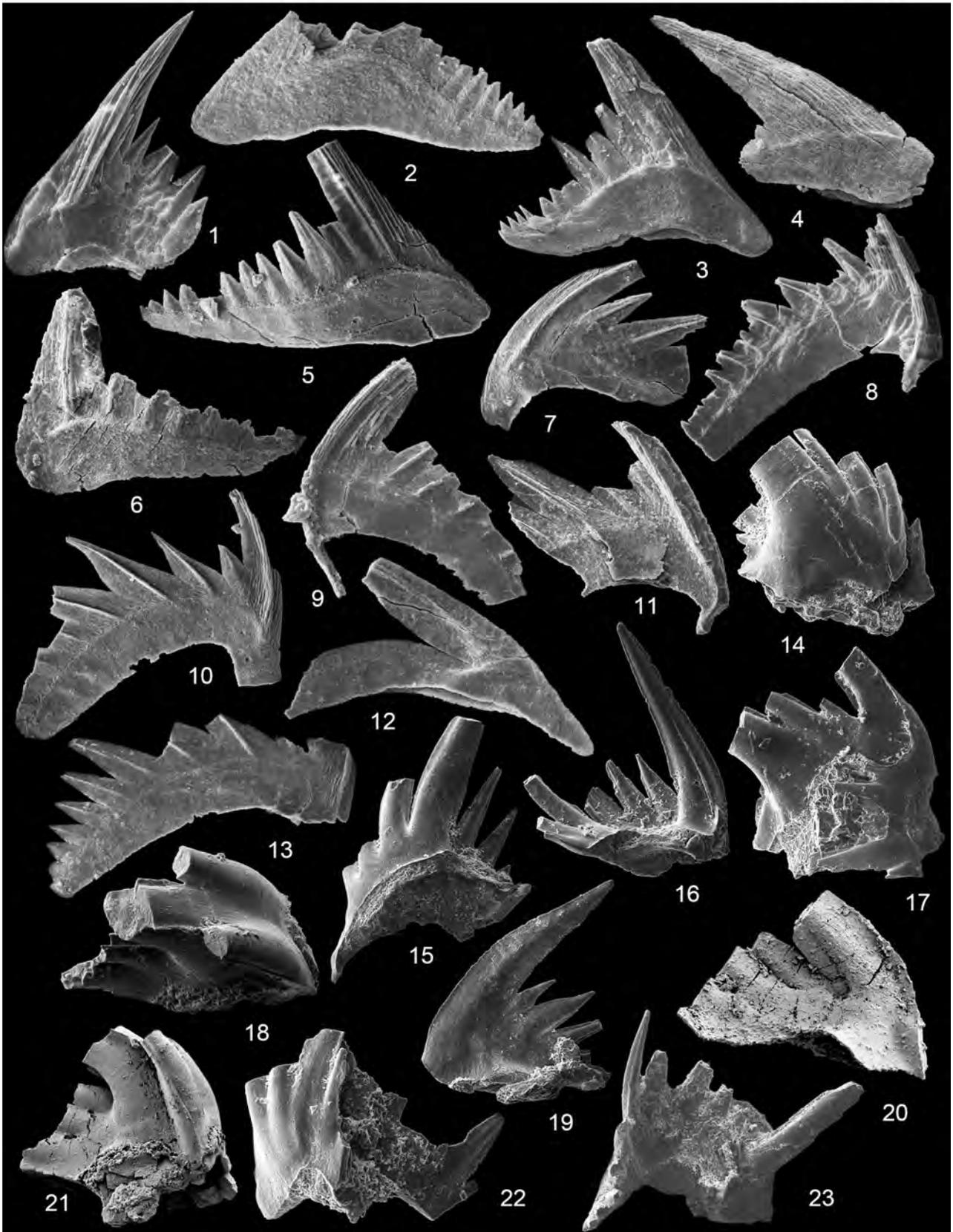


ТАБЛИЦА 20

- Фиг. **1, 6–12, 14, 17** – *Juanognathus jaanussoni* Serpagli, 1974: **1** – S элемент, № ТТ 1/20, кенташская толща (обр. Д-9041), вид сзади, ×113; **6** – S элемент, № ТТ 2/20, вулканогенная толща (обр. 11130), вид сзади, ×126; **7** – S элемент, № ТТ 3/20, найманская свита, вид сзади, ×96; **8** – S элемент, № ТТ 4/20, найманская свита, ×114; **9** – S элемент, № ТТ 5/20, найманская свита, ×106; **10** – S элемент, № ТТ 6/20, найманская свита, вид сзади, ×122; **11** – S элемент, № ТТ 7/20, вулканогенная толща (обр. 11130), вид сзади, ×96; **12** – S элемент, № ТТ 8/20, найманская свита, вид сзади, ×129; **14** – S элемент, № ТТ 9/20, найманская свита, вид сзади, ×102; **17** – S элемент, № ТТ 10/20, найманская свита, вид сзади, ×124.
- Фиг. **2–5** – *Juanognathus variabilis* Serpagli, 1974: **2** – S элемент, № ТТ 11/20, кенташская толща (обр. Д-9066), вид сзади, ×84; **3** – S элемент, № ТТ 12/20, кенташская толща (обр. Д-9066), вид спереди, ×89; **4** – Sa элемент, № ТТ 13/20, каратальская свита, вид сзади, ×65; **5** – Sa элемент, № ТТ 14/20, каратальская свита, вид спереди, ×69.
- Фиг. **20–22** – *Juanognathus* sp. 1; вулканогенная толща (обр. 11130): **20** – S элемент, № ТТ 15/20, вид сзади, ×93; **21** – S элемент, № ТТ 16/20, вид сзади, ×78; **22** – S элемент, № ТТ 17/20, вид сзади, ×77.
- Фиг. **13, 15, 16, 18, 19** – *Anodontus* cf. *A. longus* Stouge et Bagnoli, 1988: **13** – Sa? элемент, № ТТ 18/20, узунбулакская свита, вид сзади, ×72; **15** – S? элемент, № ТТ 19/20, найманская свита, ×71; **16** – S? элемент, № ТТ 20/20, узунбулакская свита, ×89; **18** – S? элемент, № ТТ 21/20, узунбулакская свита, ×82; **19** – S? элемент, № ТТ 22/20, узунбулакская свита, ×107.
- Фиг. **23–25** – *Erraticodon* sp.; каратальская свита, элементы гиалинового состава: **23** – Sd элемент, № ТТ 23/20, ×63; **24** – P элемент, № ТТ 24/20, вид сверху, ×79; **25** – Sb элемент, № ТТ 25/20, ×58.

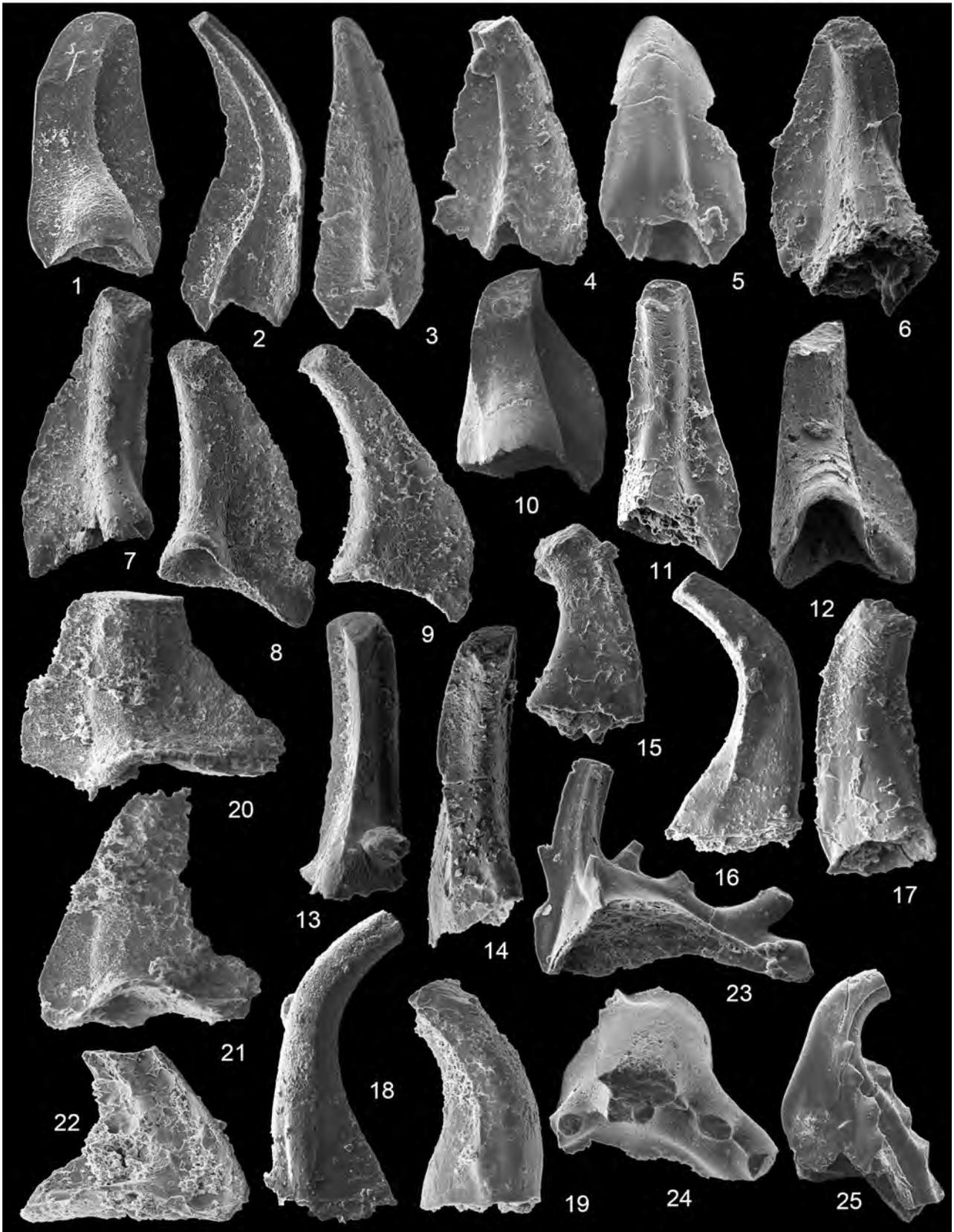


ТАБЛИЦА 21

- Фиг. **1–13, 26** – *Histiodella* cf. *H. altifrons* Harris, 1962; все элементы, кроме фиг. 2 из найманской свиты: **1** – Ра элемент, № ТТ 1/21, ×140; **2** – Ра элемент, № ТТ 2/21, вулканогенная толща (обр. 11130), ×132; **3** – Ра элемент, № ТТ 3/21, ×127; **4** – Pb элемент, № ТТ 4/21, ×100; **5** – Sb элемент, № ТТ 5/21, ×145; **6** – Sa элемент, № ТТ 6/21, вид сзади, ×139; **7** – Pb элемент, № ТТ 7/21, ×120; **8** – Pb ? элемент, № ТТ 8/21, ×114; **9** – Sc элемент, № ТТ 9/21, ×95; **10** – Sb элемент, № ТТ 10/21, ×103; **11** – М элемент, № ТТ 11/21, ×132; **12** – М элемент, № ТТ 12/21, ×137; **13** – Pb элемент, № ТТ 13/21, ×106; **26** – Sb элемент, № ТТ 14/21, ×119.
- Фиг. **14–16** – *Histiodella sinuosa* (Graves et Ellison, 1941); бурубайтальская свита, разрез Баритовый карьер (обр. с 60 м): **14** – элемент, № ТТ 15/21, ×120; **15** – элемент, № ТТ 16/21, ×141; **16** – элемент, № ТТ 17/21, ×134.
- Фиг. **17, 20** – *Histiodella holodentata* Ethington et Clark, 1982; бурубайтальская свита, разрез Баритовый карьер (обр. с 60 м): **17** – Ра элемент, № ТТ 18/21, ×114; **20** – Ра элемент, № ТТ 19/21, ×127.
- Фиг. **18, 19** – *Histiodella* sp. 1: **18** – Ра элемент, № ТТ 20/21, ×145; **19** – Ра элемент, № ТТ 21/21, ×162.
- Фиг. **21–25** – *Histiodella kristinae* Stouge, 1984: **21** – Ра элемент, № ТТ 22/21, бурубайтальская свита, разрез Баритовый карьер (обр. с 60 м), ×126; **22** – Ра элемент, № ТТ 23/21, бурубайтальская свита, разрез Баритовый карьер (обр. с 60 м), ×105; **23** – Ра элемент, № ТТ 24/21, найманская свита, ×107; **24** – Ра элемент, № ТТ 25/21, найманская свита, ×98; **25** – Ра элемент, № ТТ 26/21, найманская свита, ×109.

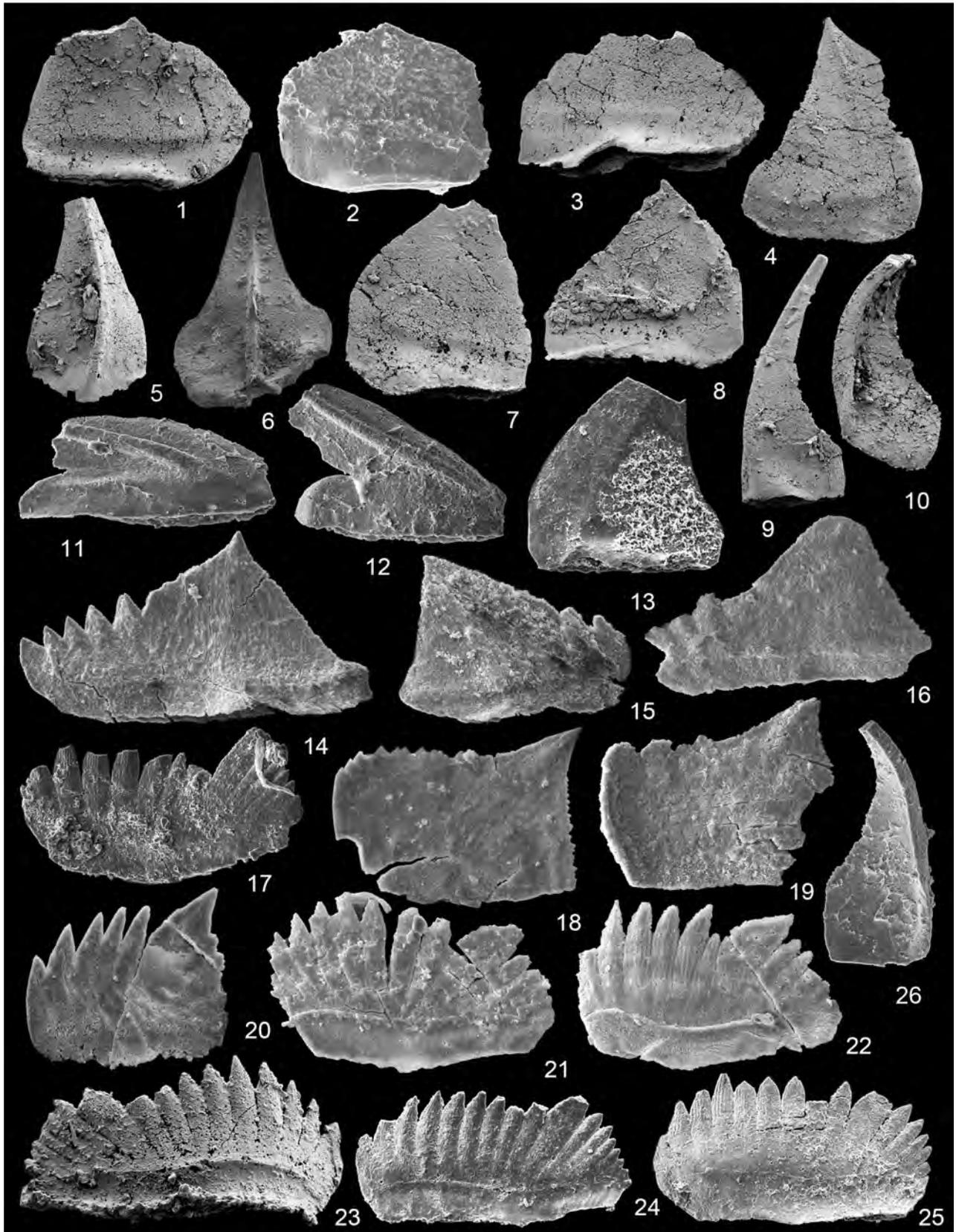


ТАБЛИЦА 22

Фиг. 1–20 – *Histiodellela levis* Tolmacheva sp. nov.; вулканогенная толща (обр. 11130):
1 – Ра элемент, № ТТ 1/22, ×98; 2 – Ра элемент, № ТТ 2/22, ×92; 3 – Ра элемент, № ТТ 3/22, ×99; 4 – Ра элемент, № ТТ 4/22, вид снизу, ×120; 5 – Ра элемент, № ТТ 5/22, вид с внутренней стороны, ×97; 6 – Ра элемент, № ТТ 6/22, вид с внутренней стороны, ×98; 7 – Ра элемент, № ТТ 7/22, ×105; 8 – Ра элемент, № ТТ 8/22, вид сверху, ×127; 9 – Ра элемент, № ТТ 9/22, ×110; 10 – Рb элемент, № ТТ 10/22, ×91; 11 – Рb элемент, № ТТ 11/22, вид с внутренней стороны, ×94; 12 – М элемент, № ТТ 12/22, ×132; 13 – Sc элемент, № ТТ 13/22, вид с внутренней стороны, ×139; 14 – Sb элемент, № ТТ 14/22, ×125; 15 – Рb элемент, № ТТ 15/22, ×99; 16 – Sb элемент, № ТТ 16/22, ×123; 17 – Sc? элемент, № ТТ 17/22, ×139; 18 – детали заднего базального края основания экз. № ТТ 7/22 (фиг. 7) с бугорчатой орнаментацией, ×340; 19 – Sb элемент, № ТТ 18/22, ×109; 20 – Sa элемент, № ТТ 19/22, вид сзади, ×142.

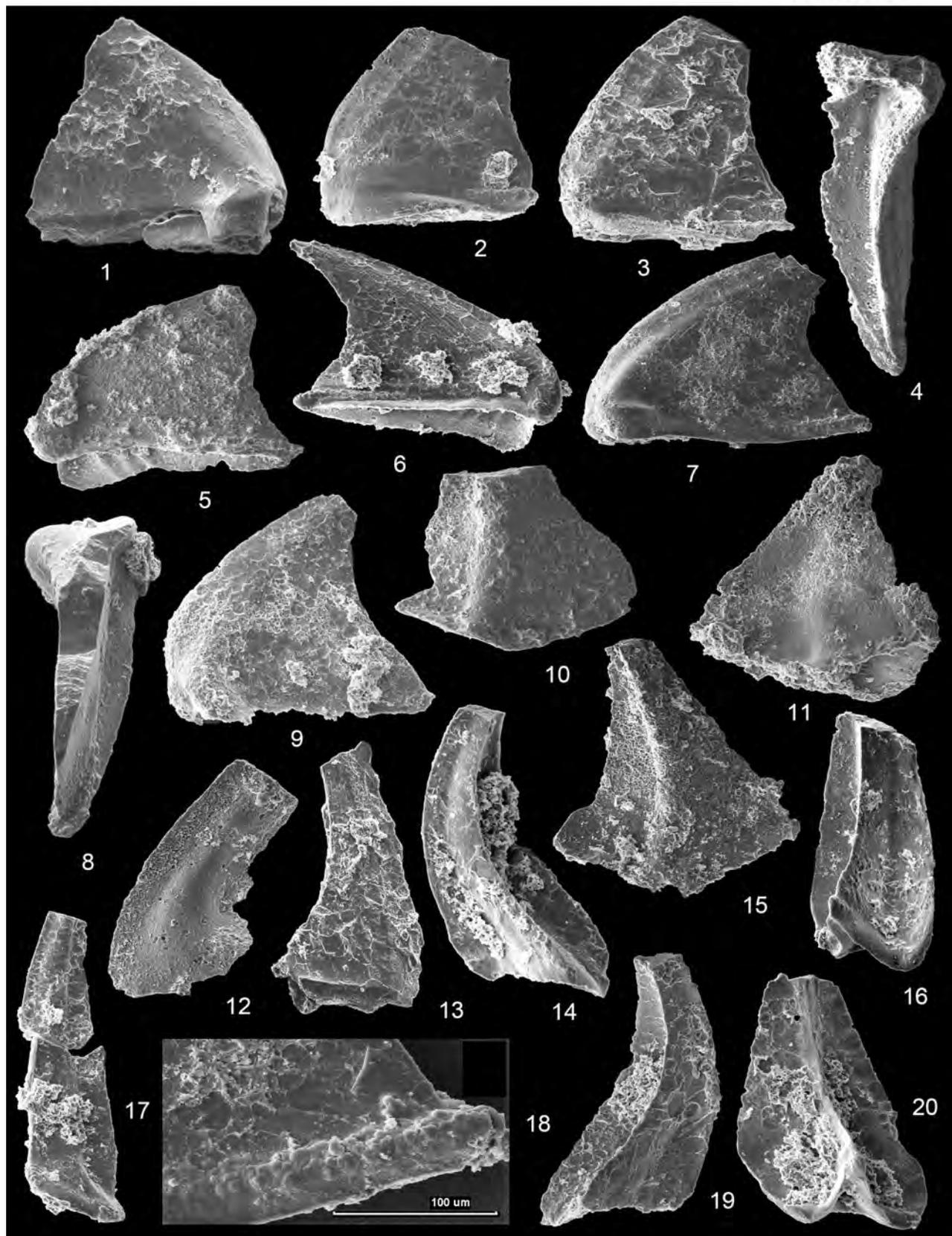


ТАБЛИЦА 23

- Фиг. 1, 2 – *Cahabagnathus* ? sp.; найманская свита: 1 – пастинатный (Pa) элемент, № ТТ 1/23, ×87; 2 – стеллипланатный (Pb) элемент, № ТТ 2/23, ×95.
- Фиг. 3–12 – *Dzikodus* sp.: 3 – Pa элемент, № ТТ 3/23, найманская свита, ×82; 4 – Pb? элемент, № ТТ 4/23, найманская свита, ×106; 5 – Pb? элемент, № ТТ 5/23, узунбулакская свита, ×115; 6 – Pa элемент, № ТТ 6/23, караканская свита, ×92; 7 – Pa элемент, № ТТ 7/23, найманская свита, ×108; 8 – Pa? элемент, № ТТ 8/23, терригенно-карбонатная толща гор Окпекты (обр. P-10204), ×120; 9 – Pa элемент, № ТТ 9/23, терригенно-карбонатная толща гор Окпекты (обр. P-10204), ×135; 10 – Pb элемент, № ТТ 10/23, терригенно-карбонатная толща гор Окпекты (обр. P-10204), вид с внутренней стороны, ×87; 11 – Pb элемент, № ТТ 10/23, терригенно-карбонатная толща гор Окпекты (обр. P-10204), вид с внешней стороны, ×87; 12 – Pb элемент, № ТТ 11/23, узунбулакская свита, ×94.
- Фиг. 13–22 – *Yangtzeplacognathus*? sp.: 13 – Pa элемент, № ТТ 12/23, узунбулакская свита, вид с внутренней стороны, ×107; 14 – Pa элемент, № ТТ 12/23, узунбулакская свита, вид с внешней стороны и сверху, ×100; 15 – Pa элемент, № ТТ 13/23, найманская свита, ×111; 16 – Pa элемент, № ТТ 14/23, узунбулакская свита, ×156; 17 – Pb элемент, № ТТ 15/23, узунбулакская свита, вид с внутренней стороны, ×91; 18 – Pb элемент, № ТТ 15/23, узунбулакская свита, вид с внешней стороны, ×91; 19 – Pa? элемент, № ТТ 16/23, бурубайтальская свита, разрез Баритовый карьер (обр. 60 м), ×108; 20 – Pb элемент, № 12829/47, бурубайтальская свита, разрез Памятник природы – 9706 (обр. 41,25 м), ×100; 21 – Pa элемент, № 12829/44, бурубайтальская свита, разрез Памятник природы – 9706 (обр. 52 м), вид с внешней стороны, ×95; 22 – Pb элемент, № 12829/48, бурубайтальская свита, разрез Памятник природы – 9706 (обр. 52 м), ×80.

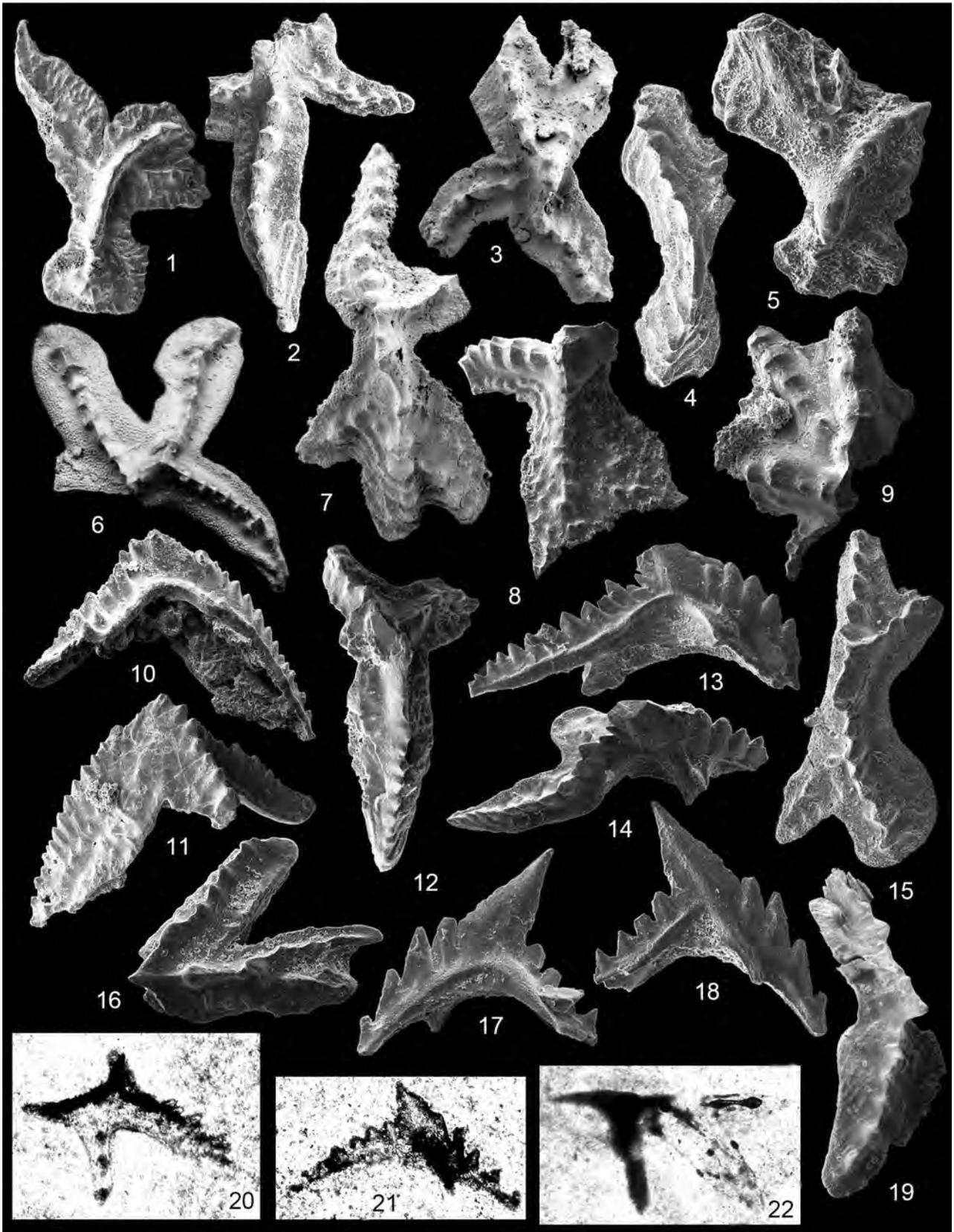


ТАБЛИЦА 24

- Фиг. **1–3, 6, 11–15** – *Baltoniodus* sp.: **1** – Pa? элемент, № 1/24, найманская свита, ×115; **2** – Pb элемент, № 2/24, узунбулакская свита, ×78; **3** – Pa элемент, № 3/24, найманская свита, ×82; **6** – M элемент, № 4/24, найманская свита, ×80; **11** – Sd элемент, № 19/24, найманская свита, ×105; **12** – Sa элемент, № 5/24, найманская свита, ×95; **13** – Sd элемент, № 6/24, найманская свита, ×99; **14** – Sa элемент, № 7/24, найманская свита, ×118; **15** – Sa элемент, № 8/24, найманская свита, ×121.
- Фиг. **4, 5, 7–10** – *Dzikodus* sp.; найманская свита: **4** – Sd элемент, № 9/24, ×95; **5** – Sd элемент, № 10/24, ×109; **7** – M элемент, № 11/24, ×81; **8** – Sa элемент, № 12/24, ×80; **9** – Sd элемент, № 13/24, ×83; **10** – Sd элемент, № 14/24, ×94.
- Фиг. **16–18** – *Yangtzeplacognathus?* sp.; найманская свита: **16** – Sd элемент, № 15/24, ×106; **17** – Sa элемент, № 16/24, ×117; **18** – Sd элемент, № 17/24, ×123.
- Фиг. **19, 20** – *Prioniodus honghuayuanensis* Zhen, 2005; № 18/24, кластер из 9 элементов – 2 P, 1 M, 1 Sa, 2 Sc? 2 Sb, бурубайтальская свита, разрез Памятник природы – 9706 (обр. с 11 м), вид с разных сторон в проходящем свете, ×69.

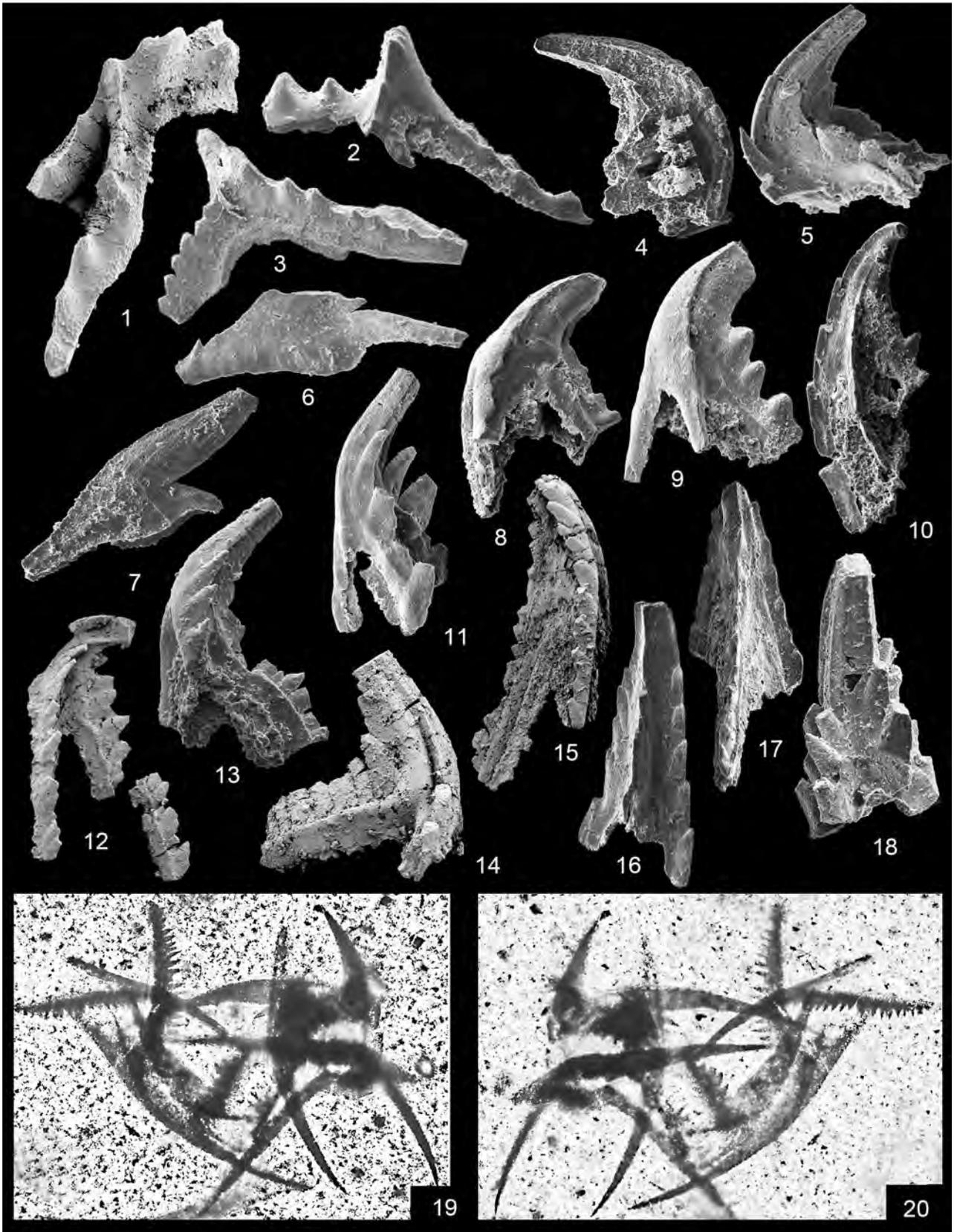


ТАБЛИЦА 25

- Фиг. 1–11 – *Naimanodus degtyarevi* Tolmacheva, 2013; все элементы кроме фиг. 8 из найманской свиты: **1** – удлинённый элемент (S), № 1/13218, вид сбоку, ×94; **2** – удлинённый элемент (S), № ТТ 1/25, ×110; **3** – удлинённый элемент (S), № ТТ 2/25, ×121; **4** – удлинённый элемент (S), № ТТ 3/25, ×122; **5** – удлинённый элемент (S), № 5/13218, вид сзади, ×121; **6** – удлинённый элемент (S), № ТТ 4/25, ×132; **7** – симметричный удлинённый элемент (Sa), № 15/13218, вид сзади, ×94; **8** – удлинённый элемент (S), № 7/13218, вид сзади, кенташская свита (обр. Д-9041), ×98; **9** – уплощённый элемент (P), № 14/13218, вид сбоку, ×119; **10** – уплощённый элемент (P), № 11/13218, вид снизу, ×128; **11** – уплощённый элемент (P), № ТТ 5/25, ×118.
- Фиг. 12, 13 – *Yaoxianognathus? tunguskaensis* (Moskalenko, 1973); бестамакская свита: **12** – Sc элемент, № ТТ 6/25, ×56; **13** – M элемент, № ТТ 7/25, ×67.
- Фиг. 14–16 – *Besselodus* sp.; бестамакская свита: **14** – S элемент, № ТТ 8/25, ×125; **15** – S элемент, № ТТ 9/25, ×95; **16** – S элемент, № ТТ 10/25, ×134.
- Фиг. 17, 18, 20–23 – *Scabbardella altipes* (Henningsmoen, 1948): **17** – Sd элемент, № 24/13184, кзылкаинская свита, ×100; **18** – Sd элемент, № ТТ 11/25, бестамакская свита, ×153; **20** – Sb элемент, № ТТ 12/25, бестамакская свита, ×136; **21** – Sc элемент, № ТТ 13/25, бестамакская свита, ×145; **22** – Sd элемент, № ТТ 14/25, бестамакская свита, ×159; **23** – Sb элемент, № ТТ 15/25, бестамакская свита, ×167.
- Фиг. 19 – *Dapsilodus* sp., S элемент, кулунбулакская свита (обр. P10174): № ТТ 16/25, ×94.



ТАБЛИЦА 26

- Фиг. 1–11 – *Protopanderodus? nogamii* (Lee, 1975); кенташская толща (обр. Д-9041):
1 – Pb элемент, № ТТ 1/26, ×123; 2 – Pb элемент, № ТТ 1/26, ×123; 3 – Pa элемент, № ТТ 2/26, ×145; 4 – Pa элемент, № ТТ 2/26, ×145; 5 – Pa элемент, № ТТ 3/26, ×140; 6 – S элемент, № ТТ 4/26, ×163; 7 – S элемент, № ТТ 4/26, ×164; 8 – S элемент, № ТТ 5/26, ×159; 9 – S элемент, № ТТ 6/26, ×171; 10 – S элемент, № ТТ 7/26, ×173; 11 – Pb элемент, № ТТ 8/26, вид снизу, ×256.
- Фиг. 12, 13 – *Panderodus* sp. 1, характеризуется резко выступающими передне-боковыми киями; узунбулакская свита: 12 – № ТТ 8/26, ×184; 13 – № ТТ 9/26, вид сзади, ×221.
- Фиг. 14, 17, 18 – *Panderodus* cf. *P. gracilis* (Branson et Mehl, 1933); бестамакская свита: 14 – № ТТ 10/26, вид с внутренней стороны, ×187; 17 – № ТТ 11/26, ×115; 18 – № ТТ 12/26, ×122.
- Фиг. 15 – *Panderodus* sp.; толща эффузивов и туфов среднего и основного состава, гор Окпекты (обр. Р-10201), № ТТ 13/26, ×121.
- Фиг. 16, 19–22 – *Paroistodus? nowlani* Zhen, Webby et Percival; бестамакская свита: 16 – M элемент, № ТТ 14/26, ×94; 19 – S элемент, № ТТ 15/26, вид спереди, демонстрирующий переднее и передне-боковое ребро, ×134; 20 – S элемент, № ТТ 16/26, ×106; 21 – S элемент, № ТТ 17/26, ×112; 22 – S элемент, № ТТ 18/26, вид с внутренней стороны, ×85.



ТАБЛИЦА 27

Фиг. 1–14, 17, 19, 20 – *Periodon macrodentatus* (Graves et Ellison, 1941); найманская свита: **1** – М элемент, № ТТ 1/27, ×62; **2** – М элемент, № ТТ 2/27, ×57; **3** – Sd элемент, № ТТ 3/27, ×72; **4** – М элемент, № ТТ 4/27, ×65; **5** – М элемент, № ТТ 5/27, ×66; **6** – Sc элемент, № ТТ 6/27, ×57; **7** – Sa элемент, № ТТ 7/27, ×78; **8** – Sa элемент, № ТТ 8/27, ×71; **9** – Sb элемент, № ТТ 9/27, ×65; **10** – Pa элемент, № ТТ 10/27, ×73; **11** – Pa элемент, № ТТ 11/27, ×82; **12** – Sc элемент, № ТТ 12/27, ×66; **13** – Pb элемент, № ТТ 13/27, ×54; **14** – Pb элемент, № ТТ 14/27, ×59; **17** – Pb элемент, № ТТ 15/27, ×61; **19** – Sd элемент, № ТТ 16/27, ×65; **20** – Sa элемент, № ТТ 17/27, ×79.

Фиг. 15, 16 – *Periodon* sp.; отличается тонкими, расставленными зубчиками на заднем стержне примерно одного размера, найманская свита: **15** – Sb элемент, № ТТ 18/27, ×94; **16** – Sc элемент, № ТТ 19/27, ×82.

Фиг. 18 – *Periodon primus* Stouge et Vagnoli, 1988; бурубайтальская свита, разрез Баритовый карьер (обр. с 20 м): **18** – P элемент, № ТТ 20/27, ×95.



ТАБЛИЦА 28

- Фиг. **1–8, 14, 21** – *Protopanderodus gradatus* Serpagli, 1974: **1** – Sa элемент, № ТТ 1/28, бурубайтальская свита, разрез Баритовый карьер (обр. с 30 м), ×95; **2** – S элемент, № ТТ 2/28, бурубайтальская свита, разрез Баритовый карьер (обр. с 30 м), ×89; **3** – S элемент, № ТТ 3/28, бурубайтальская свита, разрез Баритовый карьер (обр. с 30 м), ×130; **4** – P элемент, № ТТ 4/28, бурубайтальская свита, разрез Баритовый карьер (обр. с 30 м), ×100; **5** – S элемент, № ТТ 5/28, каратальская свита, ×72; **6** – S элемент, № ТТ 6/28, бурубайтальская свита, разрез Баритовый карьер (обр. с 20 м), ×87; **7** – P элемент, № ТТ 7/28, каратальская свита, ×109; **8** – M? элемент, № ТТ 8/28, каратальская свита, ×93; **14** – Sa элемент, № ТТ 9/28, бурубайтальская свита, разрез Баритовый карьер (обр. с 30 м), ×116; **21** – S элемент, № ТТ 10/28, бурубайтальская свита, разрез Баритовый карьер (обр. с 30 м), ×87.
- Фиг. **9–13, 15, 16, 20** – *Protopanderodus* cf. *P. varicostatus* (Sweet et Bergström, 1962): **9** – S элемент, № ТТ 11/28, найманская свита, ×125; **10** – S элемент, № ТТ 12/28, найманская свита, ×132; **11** – Sa элемент, № ТТ 13/28, найманская свита, ×130; **12** – S элемент, № ТТ 14/28, найманская свита, ×141; **13** – P элемент, № ТТ 15/28, найманская свита, ×155; **15** – S элемент, № ТТ 16/28, узунбулакская свита, ×100; **16** – M? элемент, № ТТ 17/28, узунбулакская свита, ×111; **20** – P элемент, № ТТ 18/28, узунбулакская свита, ×167.
- Фиг. **18, 19** – *Protopanderodus* cf. *P. cooperi* (Sweet et Bergström, 1962); тасбулакская свита: **18** – S элемент, № ТТ 19/28, ×100; **19** – P элемент, № ТТ 20/28, ×135.
- Фиг. **17, 22** – *Protopanderodus liripipus* Kennedy, Barnes & Uyeno, 1979; бестамакская свита: **17** – S элемент, № ТТ 21/28, ×95; **22** – S элемент, № ТТ 22/28, ×95.



ТАБЛИЦА 29

- Фиг. 1–7 – *Triangulodus* sp. A; вулканогенная толща (обр. 11130): **1** – Sa элемент, № ТТ 1/29, вид сзади, ×59; **2** – М элемент, № ТТ 2/29, ×62; **3** – Р элемент, № ТТ 3/29, ×66; **4** – Р элемент, № ТТ 4/29, ×59; **5** – Sd элемент, № ТТ 5/29, ×87; **6** – Sc элемент, № ТТ 6/29, ×63; **7** – М элемент, № ТТ 7/29, ×55.
- Фиг. 8–12 – *Scolopodus? mufushanensis* An et Ding, 1982: **8** – № ТТ 8/29, найманская свита, ×105; **9** – № ТТ 9/29, найманская свита, ×111; **10** – № ТТ 10/29, узунбулакская свита, ×134; **11** – № ТТ 11/29, найманская свита, вид сзади, ×120; **12** – № ТТ 12/29, найманская свита, ×87.
- Фиг. 13–17, 22–24 – *Parapanderodus striatus* (Graves et Ellison, 1941): **13** – округленный элемент, № ТТ 13/29, узунбулакская свита, задне-боковой вид, ×220; **14** – удлинённый элемент, № ТТ 14/29, узунбулакская свита, ×195; **15** – удлинённый элемент, № ТТ 15/29, узунбулакская свита, ×156; **16** – уплощенный элемент, № ТТ 16/29, найманская свита, вид сзади, ×163; **17** – удлинённый элемент, № ТТ 17/29, узунбулакская свита, вид сверху, ×397; **22** – округленный элемент, № ТТ 18/29, найманская свита, вид сзади, ×178; **23** – удлинённый элемент, № ТТ 19/29, найманская свита, вид сверху, ×192; **24** – удлинённый элемент, № ТТ 20/29, найманская свита, задне-боковой вид, ×184.
- Фиг. 18–21 – *Parapanderodus* sp.; уплощенные с боков гиалиновые? элементы с высоким основанием и желобком на боковой стороне ближе к заднему краю, поверхность несет тонкие ребра: **18** – № ТТ 21/29, тасбулакская свита, ×135; **19** – № ТТ 22/29, тасбулакская свита, ×135; **20** – № ТТ 23/29, найманская свита, ×210; **21** – № ТТ 24/29, тасбулакская свита, ×180.

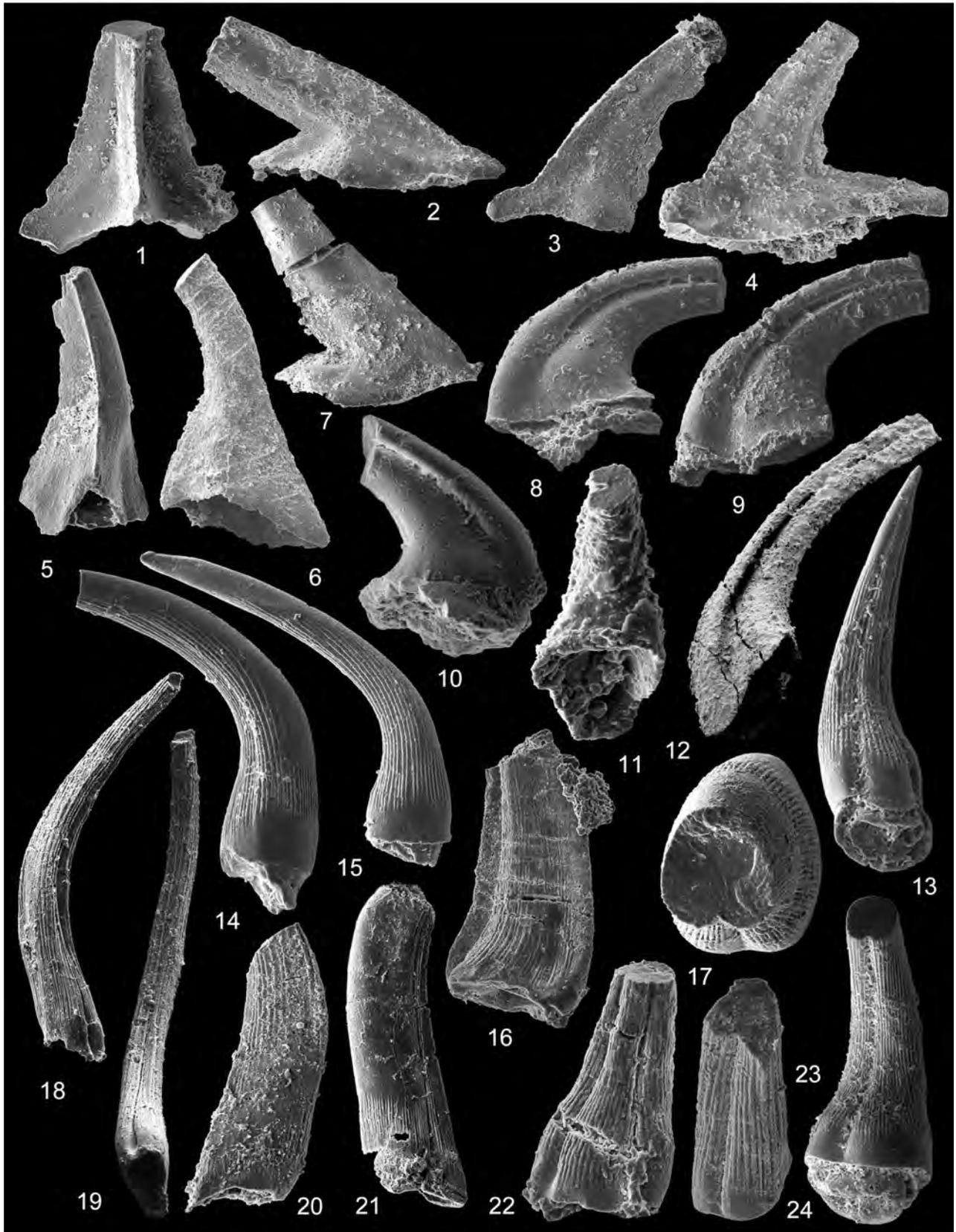


ТАБЛИЦА 30

- Фиг. 1–4 – Gen indet. sp. 1; уплощенные с боковых сторон элементы с небольшими выступами в базальной части основания, поверхность элементов гладкая, бурубайтальская свита, разрез Баритовый карьер (обр. 30 м): 1 – № ТТ 1/30, ×170; 2 – № ТТ 2/30, ×225; 3 – № ТТ 3/30, ×184; 4 – № ТТ 4/30, ×132.
- Фиг. 5, 6 – *Oelandodus?* sp.; уплощенные с боковых сторон элементы с ребрами на каждой из боковых сторон, курдайская свита (обр. 726): 5 – М элемент, № ТТ 5/30, курдайская свита (обр. 726), ×78; 6 – S элемент, № ТТ 6/30, ×134.
- Фиг. 7, 8 – *Oistodus* sp.: 7 – Sb элемент, № ТТ 7/30, кенташская толща (обр. 9066), ×118; 8 – Sb элемент, № ТТ 8/30, бурубайтальская свита, разрез гор Котнак (обр. O5133), ×114.
- Фиг. 9, 10 – *Scolopodus?* sp.; элементы с задним и двумя боковыми ребрами, каратальская свита: 9 – № ТТ 9/30, ×134; 10 – № ТТ 10/30, задне-боковой вид, ×125.
- Фиг. 11 – Gen et sp. indet. A., № ТТ 11/30, ×104;
- Фиг. 12 – *Drepanoistodus* sp., № ТТ 12/30, ×65.
- Фиг. 13–16 – Gen et sp. indet. A, элементы с выростами на боковых сторонах основания, нижняя часть элемента с тонкими ребрами, найманская свита: 13 – № ТТ 13/30, ×112; 14 – № ТТ 14/30, ×104; 15 – № ТТ 15/30, ×129; 16 – № ТТ 16/30, ×98.
- Фиг. 17 – Gen et sp. indet. B, № ТТ 17/30, узунбулакская свита, ×145.
- Фиг. 18 – Gen et sp. indet. C, № ТТ 18/30, два ребра на одной боковой стороне, другая боковая сторона гладкая, вулканогенная толща Урумбайской зоны, ×93.
- Фиг. 19, 20 – *Erraticodon?* sp.: 19 – № ТТ 19/30, терригенно-карбонатная толща гор Окпекты (обр. P-10204), ×121; 20 – № ТТ 20/30, караканская свита, ×85.
- Фиг. 21 – Gen et sp. indet. D, № ТТ 21/30, узунбулакская свита, ×300.

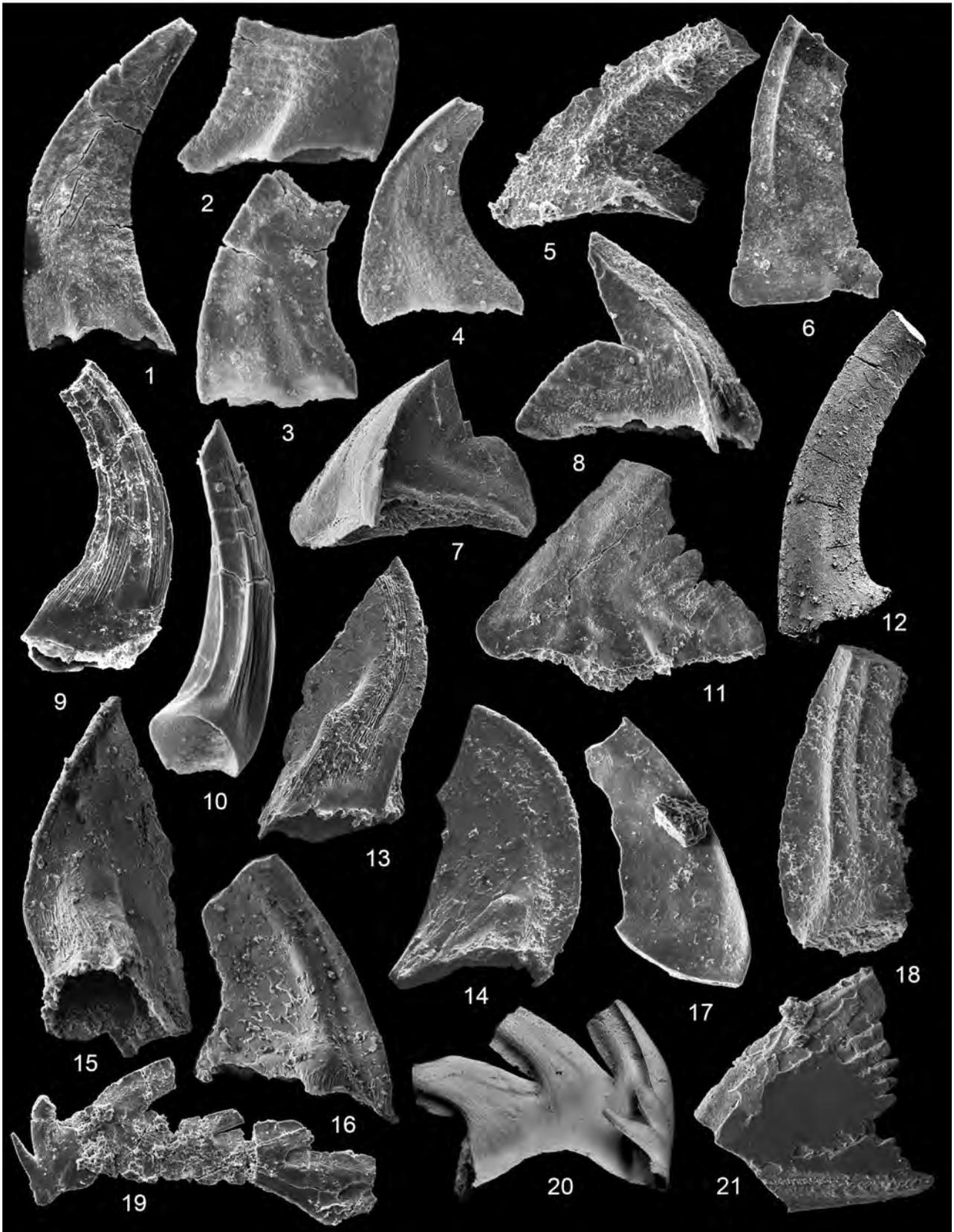


ТАБЛИЦА 31

- Фиг. 1–5, 7, 10, 12, 13, 15 – *Belodina compressa* (Branson and Mehl, 1933): 1 – S элемент, № ТТ 1/31, бестамакская свита, ×87; 2 – S элемент, № ТТ 2/31, кулунбулакская свита (обр. P10174), ×95; 3 – S элемент, № ТТ 3/31, кулунбулакская свита (обр. P10174), ×88; 4 – S элемент, № ТТ 4/31, бестамакская свита, ×92; 5 – S элемент, № ТТ 5/31, кулунбулакская свита (обр. P10174), ×84; 7 – S элемент, № ТТ 6/31, кулунбулакская свита (обр. P10174), ×65; 10 – S элемент, № ТТ 7/31, кулунбулакская свита (обр. P10174), ×69; 12 – M элемент, № ТТ 8/31, кулунбулакская свита (обр. P10174), ×102; 13 – M элемент, № ТТ 9/31, кулунбулакская свита (обр. P10174), ×84; 15 – M элемент, № ТТ 10/31, бестамакская свита, ×76.
- Фиг. 6 – *Belodina* sp. 1, S элемент, № ТТ 11/31, кулунбулакская свита (обр. P10171), ×95.
- Фиг. 8 – *Belodina* sp., S элемент, № ТТ 12/31, бестамакская свита, ×111.
- Фиг. 9 – *Belodina* sp., S элемент, № ТТ 13/31, бестамакская свита, ×78.
- Фиг. 11, 14 – *Panderodus?* sp.; кулунбулакская свита (обр. P10171): 11 – № ТТ 14/31, ×99; 14 – № ТТ 15/31, ×110.
- Фиг. 16 – *Belodina* sp. 2, № ТТ 16/31, кулунбулакская свита (обр. P10171), ×84.
- Фиг. 17–19 – *Pygodus serra* (Hadding, 1913); терригенно-карбонатная толща гор Окпекты (обр. P-10204a): 17 – P элемент, № ТТ 17/31, ×74; 18 – P элемент, № ТТ 18/31, бестамакская свита, ×67; 19 – P элемент, № ТТ 19/31, бестамакская свита, ×54.
- Фиг. 20 – *Chirognathus?* sp., № ТТ 20/31, кулунбулакская свита (обр. P10177), ×76.
- Фиг. 21 – *Ozarkodina?* sp., № ТТ 21/31, кулунбулакская свита (обр. P10171), ×71.
- Фиг. 22, 23 – *Yaoxianognathus* sp.; кулунбулакская свита (обр. P10177): 22 – P элемент, № ТТ 22/31, ×76; 23 – P элемент, № ТТ 23/31, ×78.

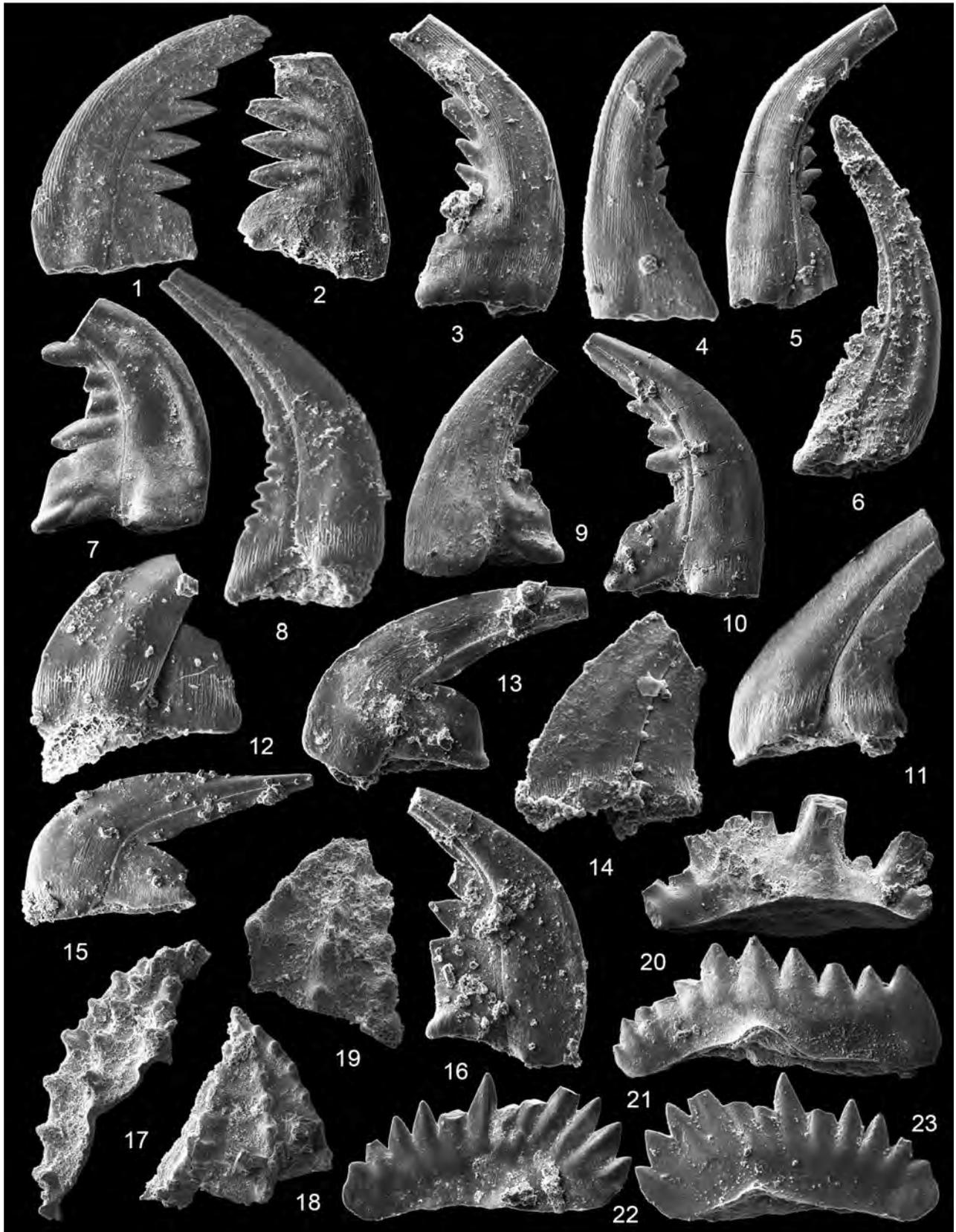


ТАБЛИЦА 32

- Фиг. 1–5, 7–10, 12, 13 – *Periodon aculeatus* Hadding, 1913; бестамакская свита: 1 – Sd элемент, № ТТ 1/32, ×66; 2 – Sd элемент, № ТТ 2/32, ×58; 3 – Sc элемент, № ТТ 3/32, ×68; 4 – Sc элемент, № ТТ 4/32, ×61; 5 – Sd элемент, № ТТ 5/32, ×66; 7 – P элемент, № ТТ 6/32, ×71; 8 – M элемент, № ТТ 7/32, ×64; 9 – P элемент, № ТТ 8/32, ×70; 10 – P элемент, № ТТ 9/32, ×70; 12 – M элемент, № ТТ 10/32, ×64; 13 – Sa элемент, № ТТ 11/32, ×72.
- Фиг. 6, 11, 19–21 – *Periodon grandis* (Ethington, 1959): 6 – M элемент, № ТТ 12/32, бестамакская свита, ×78; 11 – M элемент, № ТТ 13/32, бестамакская свита, ×78; 19 – Sc элемент, № 5/13184, кызылкаинская свита, ×75; 20 – Pb элемент, № 10/13184, кызылкаинская свита, ×54; 21 – M элемент, № 17/13184, кызылкаинская свита, ×82.
- Фиг. 14, 15 – *Phragmodus undatus* Branson and Mehl, 1933; кулунбулакская свита (обр. P10174): 14 – Sd элемент, № ТТ 14/32, ×78; 15 – M элемент, № ТТ 15/32, ×69.
- Фиг. 16 – *Strachanognathus parvus* Rhodes, 1955; бестамакская свита, № ТТ 16/32, ×73.
- Фиг. 17, 18 – *Hamarodus europaeus* (Serpagli, 1967): кызылкаинская свита: 17 – ?Sb элемент, № 2/13184, ×80; 18 – M элемент, № 1/13184, ×75.

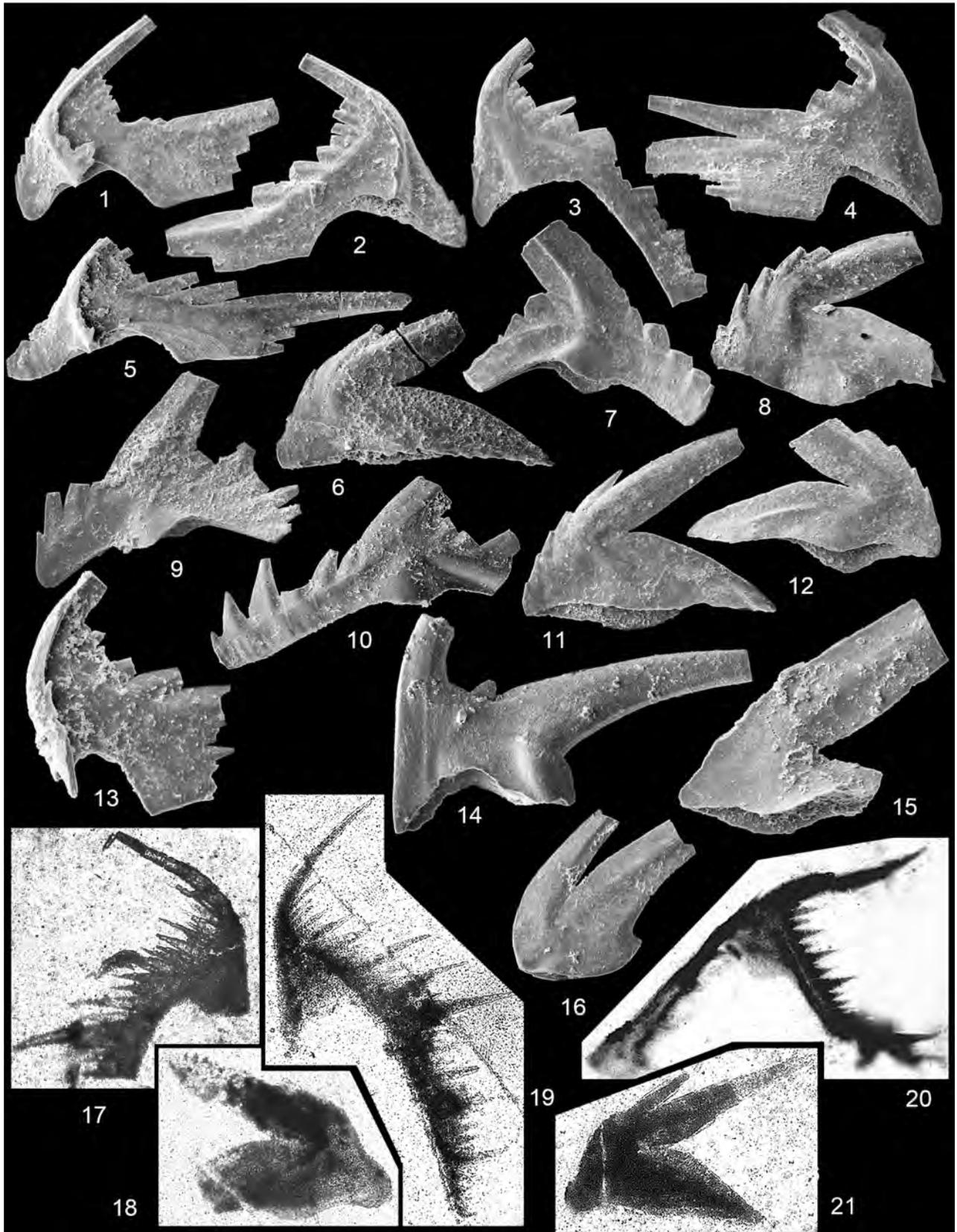


ТАБЛИЦА 33

- Фиг. 1, 7, 9 – *Paracordylodus gracilis* Lindström, 1955; естественные группировки конодонтов фекальной природы, бурубайтальская свита: 1 – группировка, более чем из 100 элементов, № 85/12829, разрез Памятник природы – 9706 (14 м), проходящий свет, ×34; 7 – группировка из 15 элементов, № ТТ 1/33, разрез Памятник природы – 9706 (16 м), отраженный свет, ×55; 9 – группировка из 15 элементов, NMW 98.70G.3, разрез Памятник природы – 9706 (16 м), отраженный свет, ×40.
- Фиг. 2, 6, 8, 11 – *Decoriconus peselephantus* (Lindström, 1955) s.l.; разрез Памятник природы – 89101 (27,72 м): 2 – группировка из 17 элементов, проходящий свет, № ТТ 2/33, ×57; 6 – группировка из 5 элементов, № ТТ 8/33, проходящий свет, ×57; 8 – группировка из 5 элементов, № ТТ 3/33, отраженный свет, ×54; 11 – естественная группировка из 13 элементов, № 83/12829, проходящий свет, ×88.
- Фиг. 3 – *Paroistodus* cf. *P. parallelus* (Pander, 1856); группировка из 24 ювенильных элементов, № 25/12829, бурубайтальская свита, разрез Памятник природы – 9706 (9 м), проходящий свет, ×45.
- Фиг. 4 – *Oelandodus elongatus* (Lindström, 1955); № ТТ 4/33, группировка из двух S элементов, бурубайтальская свита, разрез Памятник природы – 9706 (9 м), проходящий свет, ×40.
- Фиг. 5 – *Chiganodus parilis* Tolmacheva sp. nov.; группировка из 11 элементов, № ТТ 5/33, бурубайтальская свита, разрез Памятник природы – 9706 (9 м), проходящий свет, ×45.
- Фиг. 10 – *Drepanodus arcuatus* Pander, 1856; группировка из 8 элементов, № 21/12829, бурубайтальская свита, разрез Памятник природы – 9706 (23 м), проходящий свет, ×56.

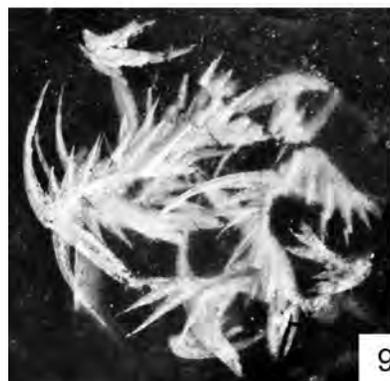
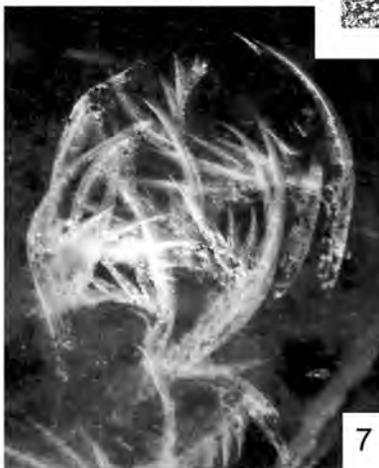
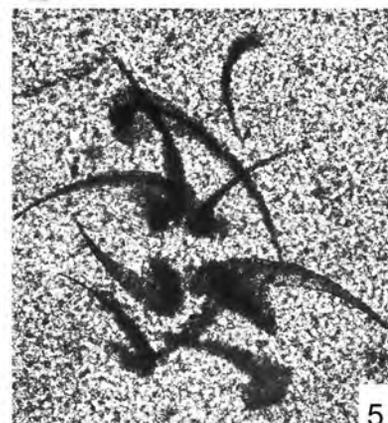
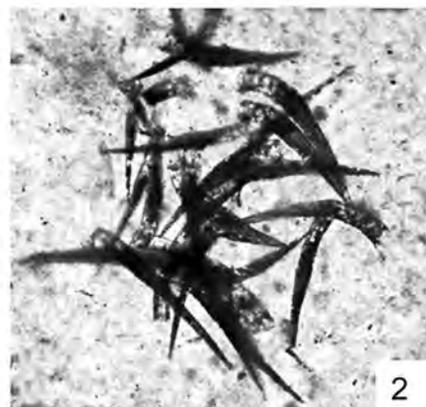
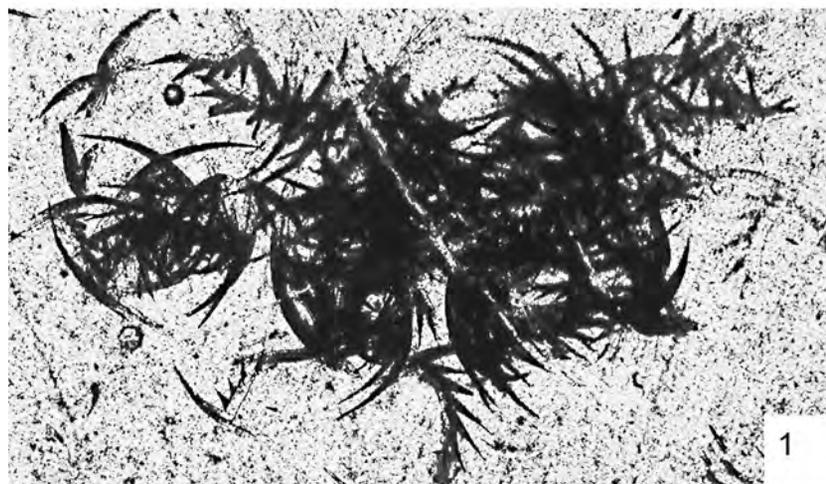
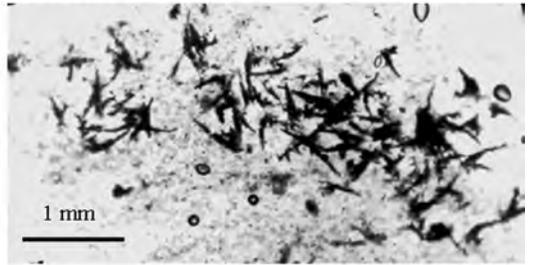
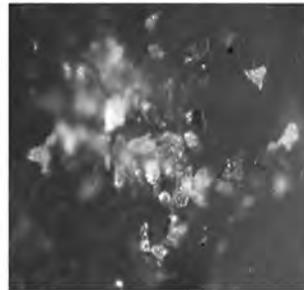
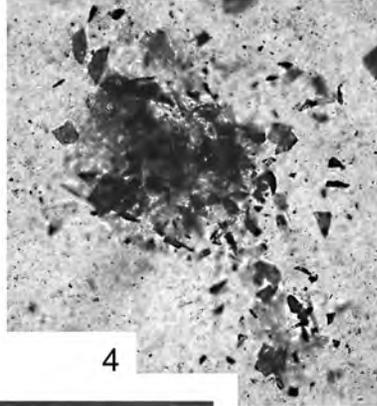
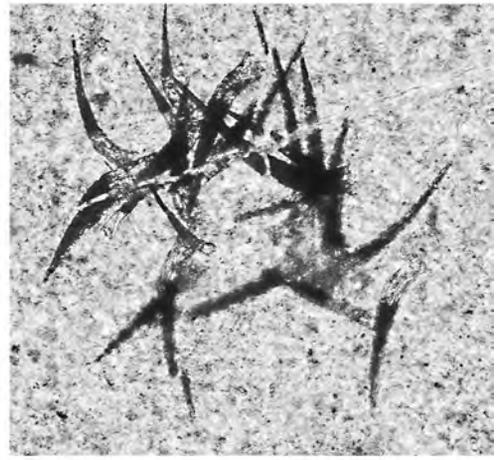


ТАБЛИЦА 34

- Фиг. 1, 8, 10 – *Paroistodus proteus* (Lindström, 1955): 1 – группировка из семи элементов, № 80/12829, бурубайтальская свита, разрез Памятник природы – 9706 (9 м), проходящий свет, ×60; 8 – группировка из 14 элементов, № ТТ 1/34, бурубайтальская свита, разрез Памятник природы – 9706 (12 м), проходящий свет, ×60; 10 – группировка из 10 ювенильных элементов, № 83/12829, бурубайтальская свита, разрез Памятник природы – 9706 (12 м), проходящий свет, ×70.
- Фиг. 2 – *Decoriconus peselephantus* (Lindström, 1955) s.l.; группировка из 14 элементов, № ТТ 2/34, бурубайтальская свита, разрез Памятник природы – 89101 (27,72 м), проходящий свет, ×88.
- Фиг. 3, 6 – *Oepikodus intermedius* Serpagli, 1974; 3 – группировка из шести S элементов, № ТТ 3/34, кушекинская свита (обр. О417-3), отраженный свет, ×50; 6 – группировка из 15 сильно сближенных элементов, № 81/12829, кушекинская свита (обр. О417-3), отраженный свет, ×60.
- Фиг. 4, 5 – Фекальные пеллеты из мельчайших фрагментов створок пелагических членистоногих, бурубайтальская свита, разрез Памятник природы – 9706 (12 м): 4 – № 88/12829, проходящий свет, ×42; 5 – № ТТ 4/34, отраженный свет, ×34.
- Фиг. 7 – *Oepikodus* cf. *O. evae* (Lindström, 1955); группировка примерно из сотни ювенильных и сильно поврежденных элементов, № 86/12829, бурубайтальская свита, проходящий свет, ×38.
- Фиг. 9 – *Prioniodus honghuayuanensis* Zhen, 2005; группировка из четырех элементов, бурубайтальская свита, разрез Памятник природы – 9706 (9 м), отраженный свет, ×45.

Таблица 34



ФОТОИЗОБРАЖЕНИЯ
ТЕКСТУРНЫХ И СТРУКТУРНЫХ ОСОБЕННОСТЕЙ
ИЗУЧЕННЫХ РАЗРЕЗОВ И МЕСТОНАХОЖДЕНИЙ С ФАУНОЙ



Рис. 1. Разрез бурубайтальской свиты в Баритовом карьере

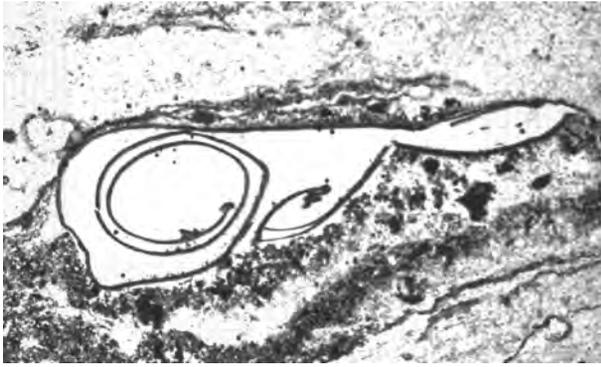


Рис. 2. Общий вид на нижнюю тремадокско-флоскую часть разреза Памятник природы – 9706



Рис. 3. Бугорчатые поверхности напластования в дарривильской части разреза бурубайтальской свиты в разрезе Памятник природы – 9706

А



Б

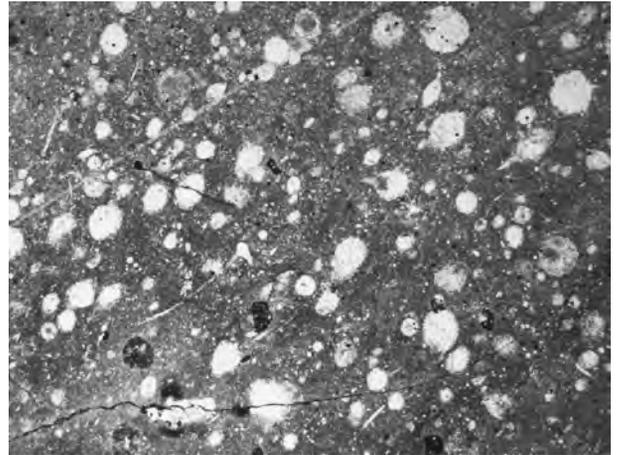


Рис. 4. Шлифы кремней бурбайтальской свиты: А – поперечное сечение помертно свернутой в трубку створки кариокариниды; Б – радиолярит дарривильской части разреза свиты

А



Б



Рис. 5. Прослой песчаника, где конодонтовые элементы играют роль песчинок в кремнистом матриксе
А – поперечный срез (X10); Б – продольный срез (X35)



Рис. 6. Пачка 1 в разрезе бурубайтальской свиты гор Котнак с переслаиванием черных и белых кремней



Рис. 7. Разрез кушекинской свиты Голубая гряда. Кремнистые разности пород формируют положительные формы рельефа, подчеркивающиеся высыпками темного цвета



Рис. 8. Косослоистые известковистые песчаники и известняки нижней части разреза маматской свиты (хр. Чингиз)



Рис. 9. Циклическое чередование известняков и фтанитов в верхней части карбонатной пачки найманской свиты (хр. Чингиз)



Рис. 10. Обнажение кендыктасской и агалатасской свит в карьере к северо-западу от русла р. Агалатас. Отмечены места продуктивных проб на конодонты



Рис. 11. Смятые в складки кремни нижней сероцветной и верхней красноцветной частей Бурубайтальской свиты в стенке Баритового карьера



Татьяна Юрьевна Толмачева

**БИОСТРАТИГРАФИЯ И БИОГЕОГРАФИЯ КОНОДОНТОВ ОРДОВИКА
ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА**

Научное издание

Редакторы издательства *Т. М. Барабанова, Д. Е. Кренис*

Корректоры *Д. Е. Кренис, Л. В. Набиева*

Художественный и технический редактор *С. В. Щербакова*

Подписано в печать 22.12.2014. Печ. л. 16,5. Уч.-изд. л. 36,03. Формат 84 × 108/16.
Тираж 250 экз. Заказ № 65001416. Цена договорная

Адрес редакции
199106, Санкт-Петербург, Средний пр., 74, ВСЕГЕИ
Тел. 328-87-85, факс 328-90-47. E-mail: TMB@vsegei.ru

Отпечатано на Картографической фабрике ВСЕГЕИ
199178, Санкт-Петербург, Средний пр., 72. Тел. 328-91-90, факс 321-81-53