

М.К. ДАНУКАЛОВА

**ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ
ТЕРРИТОРИИ ОСТРОВОВ
БЕННЕТТА И КОТЕЛЬНЫЙ
В РАННЕМ ПАЛЕОЗОЕ**

ГИН РАН
2016

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Геологический институт Российской академии наук

На правах рукописи

ДАНУКАЛОВА Мария Константиновна

**ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ
ТЕРРИТОРИИ ОСТРОВОВ
БЕННЕТА И КОТЕЛЬНЫЙ
В РАННЕМ ПАЛЕОЗОЕ**

25.00.01 – Общая и региональная геология

ДИССЕРТАЦИЯ
на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:
доктор геолого-минералогических наук
КУЗЬМИЧЕВ Александр Борисович

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	4
ГЛАВА 1. Общие сведения о геологическом строении Новосибирских островов, состояние изученности, тектонические проблемы	10
1.1. История изучения	10
1.2. Геологическое строение Новосибирских островов	11
1.3. Проблемы тектоники: где находился участок шельфа, включающий Новосибирские острова, в палеозое?	19
ГЛАВА 2. Кембрий острова Беннетта	21
2.1. Строение разреза и условия осадконакопления	22
2.1.1. Сланцево-песчаниковая толща	23
2.1.2. Глинистая толща (колчакская свита)	33
2.1.3. Обстановка формирования нижней двух толщ кембрия	36
2.1.4. Пестроцветная глинисто-карбонатная толща (свита Зеленой долины).....	37
2.1.5. Черносланцевая толща (дунбарская свита, нижняя часть)	41
2.1.6. Расчет мощностей кембрийского разреза	43
2.2. Палеонтологическая характеристика разреза	44
2.3. Кембрий севера Сибири, Таймыра и о. Беннетта: общие черты	52
2.3.1. Корреляция с разрезом Хараулахских гор	53
2.3.2. Кембрийские отложения Таймыра	55
2.3.3. Сходные признаки в трех регионах	56
2.4. Выводы	57
ГЛАВА 3. Ордовик острова Беннетта	60
3.1. Общие сведения о строении разреза ордовика	61
3.2. Переходные слои от кембрия к ордовику: черносланцевая толща (дунбарская свита, верхняя часть)	61
3.3. Вторая толща ордовика: карбонатные турбидиты (софийская свита, верхи нижнего флю – низы нижнего дапина?)	64
3.3.1. Разрез южного берега: нижние горизонты второй толщи.....	65
3.3.2. Обнажение 318-114 («Четыре ящика»).....	66
3.3.3. Подледниковый каньон в долине р. Четыре ящика	74
3.3.4. Карбонатная толща на северо-западе острова: участок Три ручья.....	75
3.3.5. Карбонатная толща на северо-западе острова: Северная центральная долина.....	81
3.3.6. Обобщение по толще карбонатных турбидитов: мощность, возраст, обстановка осадконакопления.....	83
3.4. Третья толща ордовика: силицикластические турбидиты (преображенская свита, дапин –нижний дарривил)	84
3.4.1. Южное обнажение.....	87
3.4.2. Опорное обнажение (южный сегмент).....	89

3.4.3. Опорное обнажение (северный сегмент).....	96
3.4.4. Верхние горизонты ордовика.....	101
3.4.5. Локальные обнажения в бассейне р. Лагерной.....	102
3.4.6. Силицикластические турбидиты на западе острова.....	102
3.4.7. Петрография песчаников и диамиктитов из разреза силицикластических турбидитов.....	105
3.4.8. Заключение по третьей толще: мощность, возраст, обстановка осадконакопления.....	108
3.5. Сопоставление с другими регионами Восточной Арктики	109
3.5.1. Остров Котельный	109
3.5.2. Южный и Центральный Таймыр	111
3.5.3. Сибирская платформа	113
3.5.4. Северная Аляска и Чукотка	114
3.5.5. Северный Таймыр и Северная Земля	116
3.5.6. Возможные корреляции за пределами Новосибирско-Сибирского региона.....	116
3.6. Выводы	118
ГЛАВА 4. Верхний ордовик – силур острова Котельный	119
4.1. Общие сведения об ордовикском-среднедевонском комплексе	119
4.2. Верхний ордовик – силур: строение разрезов, фациальная зональность	121
4.2.1. Участок Туор-Юрях	121
4.2.2. Участок Казарка	135
4.2.3. Сопоставление разрезов на двух участках	142
4.2.4. Положение изученных разрезов в общей фациальной зональности верхнего ордовика и силура о. Котельный.....	143
4.3. Сопоставление с разрезами смежных территорий	145
4.3.1. Таймыр	145
4.3.2. Сибирская платформа	147
4.3.3. Чукотка и северная Аляска	148
4.3.4. Черты сходства и различия разрезов в рассмотренных регионах	149
4.4. Биогеографический анализ фауны	150
4.5. «Новосибирская карбонатная платформа» как продолжение Сибирской	152
ГЛАВА 5. Палеогеография региона Новосибирских островов в кембрии, ордовике и силуре	155
5.1. Новосибирские острова – часть Сибирского континента в раннем палеозое.....	155
5.1.1. Кембрий	155
5.1.2. Ордовик-силур	156
5.2. Палеогеография кембрия	157
5.3. Палеогеография ордовика-силура	162
5.4. Как далеко мог распространяться сибирский шельфовый бассейн?	163
5.5. Какой террейн располагался северо-восточнее (современные координаты) о.Беннетта в раннем палеозое?	165
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	168
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	169

ВВЕДЕНИЕ

1. Актуальность исследования

Домеловая геологическая история территории Новосибирских островов, тектоническое положение этого участка шельфа в системе террейнов современной Арктики являются вопросами, не имеющими на данный момент однозначного ответа. Большинство исследователей относят архипелаг к отдельному тектоническому блоку, экзотическому по отношению к Сибирской платформе (напр., Sengor, Natal'in, 1996). Более того, иногда разные группы островов интерпретируют как различные тектонические единицы, противопоставляя северо-восточную часть архипелага юго-западной (Косько, 2007; Drachev, 2011). Согласно другой, менее распространенной, точке зрения, Новосибирские острова в палеозое соединялись с Сибирью (Kuzmichev, 2009; Cocks, Torsvik, 2011). Главной причиной таких разногласий является недостаточная изученность архипелага. Так, сведения о геологическом строении некоторых островов ограничивались до недавнего времени результатами 1 : 1 000 000 съемки середины прошлого века. Новосибирские острова занимают ключевое положение в структуре Арктики, и их изучение позволяет внести вклад в решение некоторых общих вопросов тектоники региона. За последние годы на Новосибирские о-ва было организовано две международные геологические экскурсии. Их результатом явился ряд публикаций, большинство из которых основано на результатах лабораторного изучения собранных образцов, преимущественно на датировании цирконов. Не умаляя важность этих новых данных, автор убежден в том, что обоснованно судить о геологическом строении и геологической истории региона можно только на основании результатов полноценных полевых исследований, включающих комплексное изучение стратиграфии осадочных толщ, первичных седиментационных текстур, комплексов фауны, состава обломочного материала, структуры, проявлений магматизма и пр.

Именно такой подход использован в данной работе, применимо к одному из наиболее известных и наименее изученных островов Новосибирского архипелага – о. Беннетта, по которому получены принципиально новые фактические данные. Они, в совокупности с новыми сведениями о соседнем острове Котельном, позволяют прояснить раннепалеозойскую эволюцию региона и предложить решение некоторых спорных вопросов тектоники этого сектора Арктики.

2. Цель и задачи

Целью исследования являлась реконструкция кембрийской-силурийской геологической истории участка шельфа, включающего острова Котельный и Беннетта, и выяснение его тектонического положения в раннем палеозое: входил ли он в состав Сибирского палеоконтинента, или являлся частью какого-то иного континента или микроконтинента?

Для достижения поставленной цели было необходимо решить следующие задачи:

1. Провести детальное комплексное (стратиграфическое, седиментологическое, структурное) изучение нижнепалеозойских разрезов, вскрытых на Новосибирских островах, сопровож-

дающееся поиском фауны и отбором образцов на разные виды анализов, замерами директивных седиментационных текстур.

2. Закартировать участки распространения нижнепалеозойских пород.

3. Уточнить стратиграфическое расчленение разрезов кембрия – ордовика о. Беннетта и верхнего ордовика – силура о. Котельный с учетом заключений палеонтологов.

4. Провести фациальный анализ изученных отложений.

5. Сопоставить изученные разрезы с одновозрастными отложениями соседних арктических регионов: Таймыра, севера Сибирской платформы, северо-востока Чукотки и северо-запада Аляски.

6. Реконструировать палеогеографию и историю развития региона в кембрии – силуре (с учетом результатов биогеографического анализа разных групп фауны, проведенного палеонтологами).

3. Фактический материал и методика исследований

В основу диссертации положены фактические данные, полученные во время экспедиций на о. Котельный (2010 г., 3 мес.) и на о. Беннетта (2011 г., 3,5 мес.). Из-за различных условий обнаженности стиль работы на этих объектах отличался: если в первом случае основным инструментом исследования было геологическое картирование участков распространения ордовикских-силурийских отложений (2 участка в центральной части о. Котельный), сопровождавшееся изучением состава делювия и немногочисленных коренных обнажений, отбором проб для выделения микрофауны и поиском макрофауны, то на острове Беннетта проводилось детальное описание кембрийских и ордовикских пород, великолепно обнаженных в клифе. Описание включало в себя составление фотопанорам (панорамной съемкой засняты почти все ордовикские и часть кембрийских обрывов общей длиной в несколько километров), изучение структурных элементов и корреляцию отдельных фрагментов последовательности, промер мощностей рейкой (непосредственно рейкой промерено более 500 м разреза), документацию деталей строения разреза, замер ориентировки директивных седиментационных текстур, поиск и отбор фауны (в сумме с острова вывезено несколько сотен образцов трилобитов и граптолитов примерно с 70 уровней разреза). Все работы на о. Беннетта проводились совместно с А.Б. Кузьмичевым; в изучении ордовикских-силурийских отложений на о. Котельный участвовал П.О. Будяк.

Дальнейшая обработка материала включала в себя составление геологических карт и стратиграфических колонок, фациальный анализ, сопоставление изученных разрезов с одновозрастными толщами сопредельных регионов (по литературным данным). Для определения возраста пород проводилось выделение конодонтовых элементов из проб известняков и доломитов; изучение конодонтов выполнено Т.Ю. Толмачевой (ВСЕГЕИ) и П.Э. Мянником (Институт геологии ТТУ, Таллин). Другие группы фауны определены следующими специалистами: И.В. Коровниковым (ИНГГ СО РАН; трилобиты), Н.В. Сенниковым (ИНГГ СО РАН; граптолиты ордовика), А.А. Суярковой (ВСЕГЕИ; граптолиты силура), Н.П. Кульковым (СНИИГГиМС; брахиоподы), Л.М. Мельниковой (ПИН РАН; остракоды). Для характеристики источников сноса было осуществлено датирование детритовых цирконов в лаборатории Дж. Хоригана в Калифорнийском университете г. Санта-Крус (США; метод LA ICP MS). Пробоподготовка и измерения на приборе велись самостоятельно А.Б. Кузьмичевым и М.К. Данукаловой, обсчет данных выполнен совмес-

тно Дж. Хориганом и А.Б. Кузьмичевым. Эти данные еще не обработаны полностью, и лишь в малой степени отражены в диссертации.

4. Личный вклад соискателя

Данукалова М.К. принимала непосредственное участие в организации и проведении экспедиций на Новосибирские острова, исследованием которых она занимается с 2007 г. Во время полевых работ 2010 и 2011 гг., результаты которых положены в основу диссертации, она отвечала за изучение стратиграфии и седиментологических особенностей нижнепалеозойских пород, проводила опробование, поиск фауны и фотодокументацию обнажений, геологическое картирование; в дальнейшем принимала участие в обработке образцов, выделении конодонтов, выделении и датировании детритовых цирконов. Соискателем выполнен анализ и интерпретация полученных данных, с учетом заключений (нередко конфликтующих между собой) специалистов-палеонтологов.

5. Научная новизна

Впервые детально изучено строение разрезов морских осадочных пород нижнего палеозоя о. Беннетта, что позволило существенно уточнить стратиграфическое расчленение этих толщ, составить их подробную фаціальную характеристику, проследить эволюцию обстановок осадконакопления и охарактеризовать источники сноса. Благодаря полученным данным и результатам изучения ордовикских-силурийских отложений о. Котельный, проведено сопоставление нижнепалеозойских осадочных толщ Новосибирских островов с одновозрастными породами других регионов Восточной Арктики по комплексу признаков и сделаны новые выводы о палеогеографии рассматриваемой территории, которые заставляют пересмотреть распространенные палеотектонические реконструкции Арктики. Главный вывод заключается в следующем: в раннем палеозое территория Новосибирских островов входила в состав Сибирского континента. Хотя такое мнение высказывалось и ранее, оно не было в достаточной степени обосновано фактическим материалом и имело мало сторонников.

6. Защищаемые положения

1. Разрез кембрия о. Беннетта мощностью 500 м содержит отложения всех отделов системы. В нем выделены четыре литологические толщи, охарактеризованные трилобитами: (1) терригенная толща со штормовыми песчаниками (атдабанский-ботомский? ярусы); (2) мелководные аргиллиты (тойонский-амгинский ярус); (3) лагунные пестроцветные аргиллиты и известняки (майский ярус); (4) черные сланцы (верхний кембрий), свидетельствующие об углублении бассейна и развитии частично аноксидных условий. Кембрийские отложения, вскрытые на о. Беннетта и на северо-востоке Сибирской платформы, накопились в разных частях единого эпиплатформенного бассейна, который протягивался также на Таймыр.

2. Разрез нижнего-среднего ордовика о. Беннетта мощностью более 1,1 км охарактеризован граптолитами и конодонтами и расчленен на три толщи: (1) черные сланцы (тремадок-нижний флю; выделены в единую свиту с породами верхнего кембрия); (2) карбонатные турбидиты (флю-нижний дапин); (3) силицикластические турбидиты (дапин-нижний дарривил). Выявлен-

ная последовательность продолжает тенденцию к углублению бассейна осадконакопления, наметившуюся в позднем кембрии. Турбидитовый прогиб располагался в северной части Сибирского палеоконтинента и обрамлялся карбонатными шельфами. Севернее или северо-восточнее (в современных координатах) существовала суша, поставлявшая силикатную кластику.

3. Отложения верхнего ордовика и силура о. Котельный и одновозрастные породы Южного и Центрального Таймыра накапливались в едином морском бассейне в северной (современная система координат) части Сибирского палеошельфа. Этот бассейн представлял собой карбонатную платформу, включавшую на разных этапах прогибы с карбонатно-глинистым заполнением.

4. На протяжении раннего палеозоя участок шельфа, включающий острова Беннетта и Котельный, входил в состав Сибирского палеоконтинента и не отделялся от него океаническим бассейном. В кембрии – среднем ордовике этот участок шельфа не был ограничен океаном также и с северной (в современных координатах) стороны, но примыкал к некому континентальному массиву.

7. Теоретическая и практическая значимость

Составленное в ходе выполнения работы литостратиграфическое расчленение кембрийских и ордовикских толщ о. Беннетта может быть использовано для корреляции с одновозрастными отложениями других регионов с точностью до ярусов, а для отдельных интервалов – с точностью до зон; также оно может быть полезно при интерпретации сейсмопрофилей и возможном бурении в северной части шельфа морей Лаптевых и Восточно-Сибирского. Новые данные о фациальных особенностях и составе фаунистических комплексов нижнепалеозойских разрезов Новосибирских островов позволяют тестировать различные варианты палеогеографических построений. В целом, полученные результаты накладывают значительные ограничения на палеотектонические реконструкции Арктики. Новые данные о том, что Новосибирские острова уже с кембрия входили в состав Сибирского палеоконтинента и не являются экзотическим террейном, имеет также и практическую значимость. Из них следует вывод о том, что на всей территории шельфа моря Лаптевых распространен осадочный чехол Сибирской платформы, в разной степени деформированный. Это позволяет непрерывно прослеживать домеловые осадочные толщи через всю акваторию моря Лаптевых, и осуществлять бассейновое моделирование и прогноз углеводородов по методикам, принятым в нефтяной геологии, для разных этапов палеозоя и мезозоя.

8. Апробация работы и публикации

Результаты исследований, положенных в основу данной работы докладывались автором на трех научных конференциях (всероссийских и международных): научном совещании «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)» (Иркутск, 2012); конференции 3P Arctic (Ставангер, Норвегия, 2013); XLVII Тектоническом совещании (Москва, 2015). Кроме того, результаты были представлены коллегам на двух коллоквиумах (без публикации тезисов): в Стенфордском университете (США, 2012) и Геологическом институте РАН (Москва, 2014).

По теме диссертации подготовлено 5 статей (4 из них опубликовано в реферируемых журналах, рекомендованных ВАК; одна находится в печати в международном журнале, индексируемом Web of Science) и 4 тезисов докладов.

9. Структура и объем работы

Диссертация состоит из введения, 5 глав, заключения и списка литературы. Работа объемом 177 страниц содержит 114 иллюстраций. Список литературы включает 151 источник.

10. Благодарности

Автор благодарен коллегам из разных городов за интерес к работе, содействие, вдохновляющие идеи, ценные советы и конструктивную критику: А.В. Дронову, М.Л. Баженову, А.В. Прокопьеву, А.В. Шаццлло, А.В. Гурьянову, М.К. Косько, А.И. Хисамутдиновой, М.В. Лучицкой, К.Е. Дегтяреву, М.А. Анисимову, Э. Миллер, Дж. Хоригану, А.А. Багаевой, В.Ф. Проскурнину и другим. Большое спасибо за продуктивное сотрудничество палеонтологам Т.Ю. Толмачевой, И.В. Коровникову, П. Мяннику, Н.В. Сенникову, Л.М. Мельниковой, А.А. Суярковой и Н.П. Кулькову. Автор чрезвычайно признателен всем, кто помогал в организации полевых работ на Новосибирских островах, и благодаря кому мы были уверены не только в реальности заброски на объект, но и в благополучном возвращении на материк. Особенно хочется отметить Д.В. Мельниченко, Ю.А. Настеко, П.А. Герюгова. В экспедиционных исследованиях участвовали П.О. Будяк и Б.Б. Левочский, коим выражаю искреннюю признательность за психологический комфорт в отряде и помощь в работе. Спасибо руководству ГИН РАН и моей семье за стимулирование написания диссертации, и отдельно А.О. Мазаровичу за внимательное прочтение работы и полезные замечания.

И, конечно, особая благодарность – моему научному руководителю Александру Борисовичу Кузьмичеву. Без него эта работа просто не была бы возможна.

11. Опубликованные работы автора по геологии Новосибирских островов

11.1. Статьи в рецензируемых журналах, индексируемых Web of Science и входящих в список ВАК:

Данукалова М.К., Кузьмичев А.Б., Аристов В.А. Обстановка формирования верхнедевонских отложений острова Бельковский (Новосибирские острова): рифтогенный прогиб или окраина континента? // Геотектоника. 2014. № 5. С. 54-80.

Данукалова М.К., Кузьмичев А.Б., Коровников И.В. Кембрий острова Беннетта (Новосибирские острова) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2014. Т. 22. № 4. С. 3-28.

Данукалова М.К., Толмачева Т.Ю., Мянник П., Суяркова А.А., Кульков Н.П., Кузьмичев А.Б., Мельникова Л.М. Новые данные о стратиграфии ордовикских-силурийских отложений центральной части острова Котельный (Новосибирские острова) и сопоставление с одновозрастными разрезами Восточной Арктики // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2015. Т. 23. № 5. С. 22-49.

Кузьмичев А.Б., Александрова Г.Н., Герман А.Б., Данукалова М.К., Симакова А.Н. Палеоген-неогеновые отложения острова Бельковский (Новосибирские острова): к характеристике осадочного чехла в восточной части шельфа моря Лаптевых // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2013. Т. 21. № 4. С. 91-116.

Кузьмичев А. Б., Захаров В. А., Данукалова М. К. Новые данные о стратиграфии и условиях формирования верхнеюрских и нижнемеловых отложений о. Столбовой (Новосибирские острова) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2009. Т.17. №4. С.55-74.

Мельникова Л.М., Данукалова М.К. Ордовикские остракоды центральной части о. Котельный (Новосибирские острова) // Палеонтологический журнал. 2014. № 5. С. 23-33.

Pease V.L., Kuzmichev A.B., Danukalova M.K. The New Siberian Islands and evidence for the continuation of the Uralides, Arctic Russia // Journal of the Geological Society. 2015. V. 172. P. 1–4.

11.2. Статьи в прочих журналах, входящих в список ВАК:

Кульков Н.П., Данукалова М.К. Карадокские и ашгильские брахиоподы о. Котельный, их корреляционное значение (верхний ордовик, Арктика) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2015. № 23. С. 23-45.

11.3. Статьи в сборниках:

Кузьмичев А.Б., Данукалова М.К. Осадочные бассейны палеозоя и мезозоя на шельфе моря Лаптевых: результаты полевых работ Геологического института РАН на Новосибирских островах в 2007-2008 годах // в: Леонов Ю.Г. (отв. ред.) Строение и история развития литосферы. Серия: Вклад России в Международный полярный год 2007/08. М.: Paulsen, 2010. С.228-242.

11.4. Некоторые тезисы докладов и материалы совещаний:

Данукалова М.К., Кузьмичев А.Б. Геологическая история Новосибирских островов в ордовике // Тектоника и геодинамика континентальной и океанической литосферы: общие и региональные аспекты. Материалы XLVII Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2015. Т. 1. С. 109-112.

Данукалова М.К., Кузьмичев А.Б., Коровников И.В. Беннеттинский «террейн» в кембрии: продолжение Сибирской платформы // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2012. С. 73-74.

Danukalova M.K., Kuzmichev A., Korovnikov I.V. Cambrian deposits on Bennett Island (the De Long Islands): a continuation of the Siberian platform // 3P Arctic 2013, Abstract book. 2013. P. 173.

Kuzmichev A., Danukalova M.K. Pre-Cretaceous bedrock geology of the Laptev Sea Shelf: view from the New Siberian Islands // 3P Arctic 2013, Abstract book. 2013. P. 168.

ГЛАВА 1. Общие сведения о геологическом строении Новосибирских островов, состояние изученности, тектонические проблемы

Новосибирские острова (Рис. 1.1), расположенные на границе морей Лаптевых и Восточно-Сибирского, являются единственным источником прямой геологической информации об окружающем шельфе. В административном плане архипелаг относится к Республике Саха (Якутия) и расположен между 135 и 158 градусами восточной долготы и 73 и 77 градусами северной широты. Суммарная площадь островов составляет 38 тыс. кв. км (Дорофеев и др., 1999).

1.1. История изучения

Первые сведения о геологическом строении Новосибирских островов получены в 1809-1812 гг. работами М.М. Геденштрама, которыми было положено начало рекогносцировочного этапа изучения архипелага, продлившегося почти полтора века. За это время экспедиции

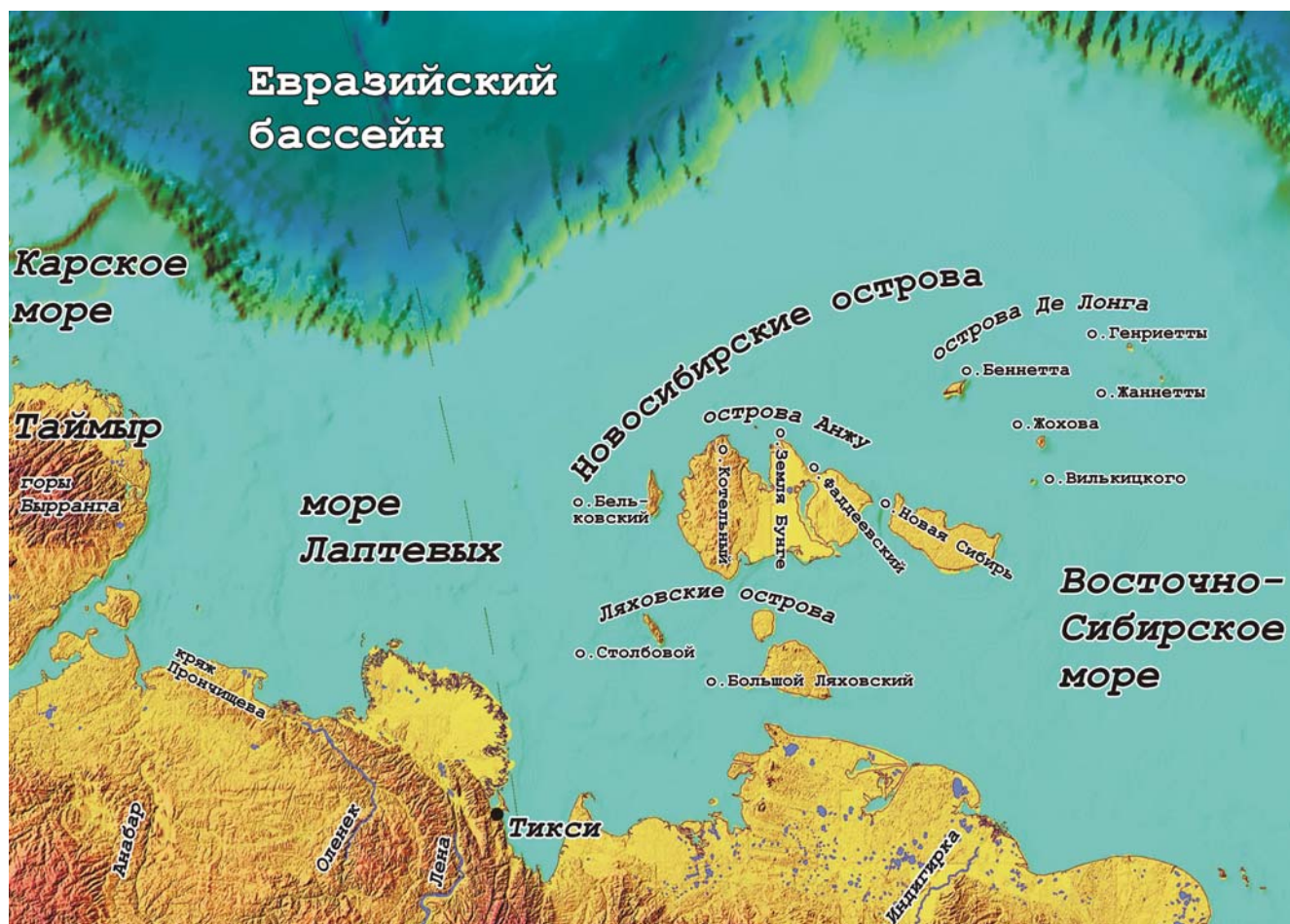


Рис. 1.1. Географическое положение Новосибирских островов. Модель рельефа взята с сайта: <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/relief/>

П.Ф. Анжу, Дж.В. Де-Лонга, А.А. Бунге, Э.В. Толля, К.А. Воллосовича, Б.А. Вилькицкого, М.М. Ермолаева, Н.В. Пинегина и др. посетили практически все участки суши и собрали многочисленные данные о геологическом строении региона. Наиболее продуктивными были исследования Э.В. Толля (1885-1887, 1893, 1901-1902 гг.; Косьюко и др., 1985; Толль, 1899). Долгие годы на его данных о распространении разновозрастных отложений, характере дислокаций и выводах о структурных особенностях архипелага и прилегающей суши базировались все обобщения по северу Восточной Сибири. Кроме того, необходимо особо отметить работы М.М. Ермолаева, изучавшего Новосибирские острова в 30-х годах прошлого века, и который впервые осуществил геологические наблюдения на наиболее отдаленных островах архипелага – Жаннетты и Генриетты (Ермолаев, Спизарский, 1947). Его описание строения о. Жаннетты оставалось единственным вплоть до 2013 г.

Систематическое изучение геологии Новосибирских о-вов началось в середине прошлого века с этапа геологической съемки масштаба 1 : 1 000 000, проводимой Институтом геологии Арктики (НИИГА) под руководством Д.С. Сорокова. В 1955 г. закартированы острова Котельный и Новая Сибирь, в 1956 г. – все Ляховские острова, о-ва Бельковский, Фаддеевский, Земля Бунге, и Беннета (Косьюко и др., 1985). По полученным данным в 1961 г. издан лист S-T-53, 54, 55, 56 (Новосибирские острова) Государственной геологической карты СССР масштаба 1 : 1 000 000 с объяснительной запиской к ней (Сороков и др., 1961). В 70-х годах силами НПО «Севморгео», куда вошел НИИГА, на архипелаге проведена среднемасштабная геологическая съемка и сопутствующие геофизические и тематические работы. Главным геологом партии был Д.А. Вольнов (в 1972-76 гг.). По результатам всего комплекса выполненных исследований составлены полистные геологические карты масштаба 1 : 200 000 и объяснительные записки по трем группам листов (завершены к середине 80-х гг.).

В последующие годы на территории архипелага и прилегающих акваторий проводились геофизические, стратиграфические работы и космофотогеологическое картирование, также была осуществлена оценка запасов и прогнозных ресурсов некоторых наиболее перспективных россыпей касситерита на о. Бол. Ляховский и прилегающем шельфе, в результате чего Ляховский оловоносный район отнесен к числу крупнейших в стране. С середины 1992 г. все производственные геологические работы на Новосибирских о-вах прекращены в связи с запретом правительства Республики Саха (Якутия). После этого на архипелаге проводятся только тематические исследования отдельных научных групп.

Таким образом, основная информация о геологическом строении Новосибирских островов получена в период проведения двухэтапных геолого-съемочных работ. Именно на опубликованные результаты этих исследований в первую очередь опираются различные авторы при анализе тех или иных деталей строения архипелага. Однако, несмотря на огромный объем данных, полученных съемщиками, в геологии региона осталось много нерешенных вопросов.

1.2. Геологическое строение Новосибирских островов

В архипелаге выделяются три группы островов: Ляховские о-ва (Большой и Малый Ляховские, Столбовой), о-ва Анжу (Бельковский, Котельный, Земля Бунге, Фаддеевский, Новая Сибирь) и о-ва Де-Лонга (Беннетта, Жохова, Вилькицкого, Генриетты и Жаннетты) (см. Рис. 1.1). Геологическое строение каждой из этих групп различается.

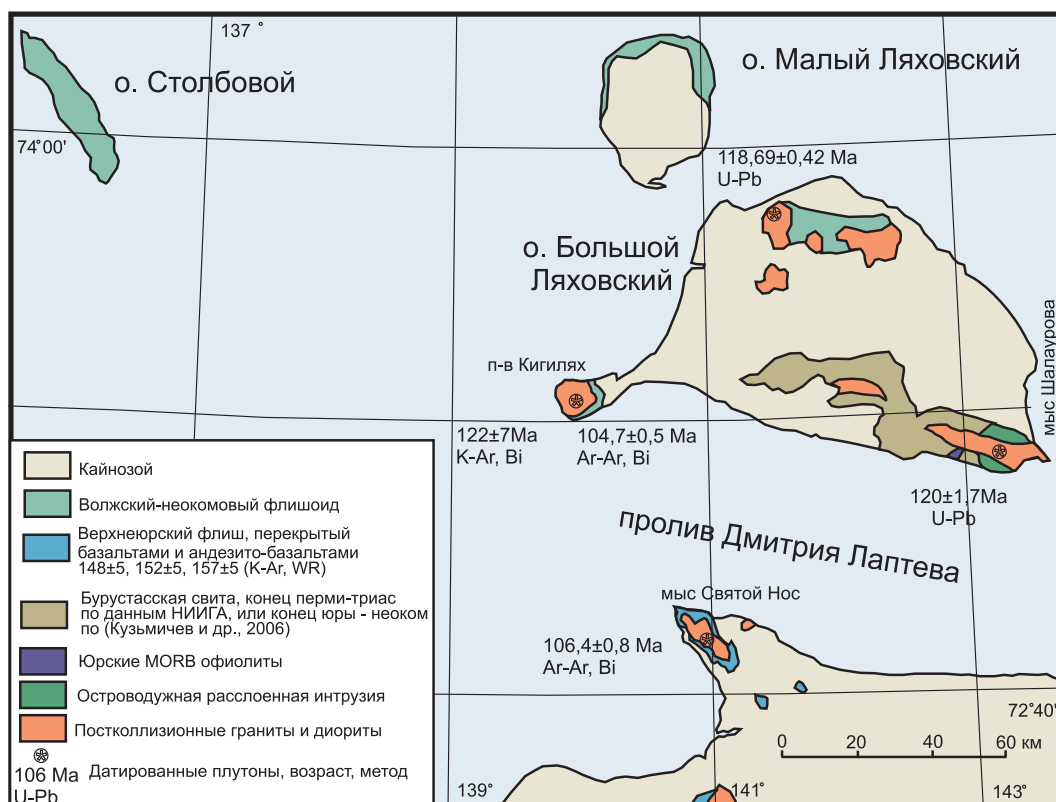


Рис. 1.2. Схема геологического строения Ляховских островов. Данные об изотопном возрасте по (Дорофеев и др., 1999; Fujita et al., 1997; Kuzmichev, 2009).

Ляховские острова (Рис. 1.2) сложены верхнеюрско-нижнемеловыми турбидитами, образовавшимися в бассейне форланда перед фронтом надвигавшегося с юга – юго-востока (в современных координатах) орогена во время Анюйской (Верхоянской) орогении (Кузьмичев и др., 2006; Miller et al., 2008). Причиной этих событий считается закрытие Южно-Анюйского океанического бассейна, расположенного к востоку от Сибирской платформы и к югу от Чукотки (Kuzmichev, 2009), или отделявшего в позднем палеозое и раннем мезозое Арктическую Аляску – Чукотку от Североазиатского континента (Sokolov et al., 2009 и ссылки в этой работе). В юго-восточной части о. Большой Ляховский в виде тектонических пластин и клиньев обнажены породы офиолитовой ассоциации, интерпретированные как фрагменты литосферы этого океана (Драчев, 1993; Кузьмичев и др., 2005; Кузьмичев, Лебедев, 2008). Слагающие большую часть острова турбидиты прорваны апт-альбскими постколлизийными гранитами (см. Рис. 1.2).

В пределах островов Анжу обнажены породы всех систем фанерозоя (кроме кембрия) (Рис. 1.3). Наиболее полный разрез представлен на о. Котельном. Его видимое основание сложено нижнеордовикскими – среднедевонскими преимущественно карбонатными шельфовыми отложениями (Косыко и др., 1985) (Рис. 1.4). По мнению (Sengor, Natal'in, 1996), они образовались в пределах «Новосибирской карбонатной платформы», которая была изолирована от Сибири и распространялась на северо-восток Чукотки и север Аляски, где обнажены схожие одновозрастные породы. Однако разными исследователями отмечались существенные аналогии в составе ниже-среднепалеозойских фаунистических комплексов, а также некоторых литологических фаций острова Котельный с таковыми Сибирской платформы и Южного Таймыра (Черкесова, 1975; Нехорошева, 1977 и ссылки в этой работе), который в это время также входил в состав Сибирской платформы (напр. Nikishin et al., 2015). На это впервые обратил внимание в

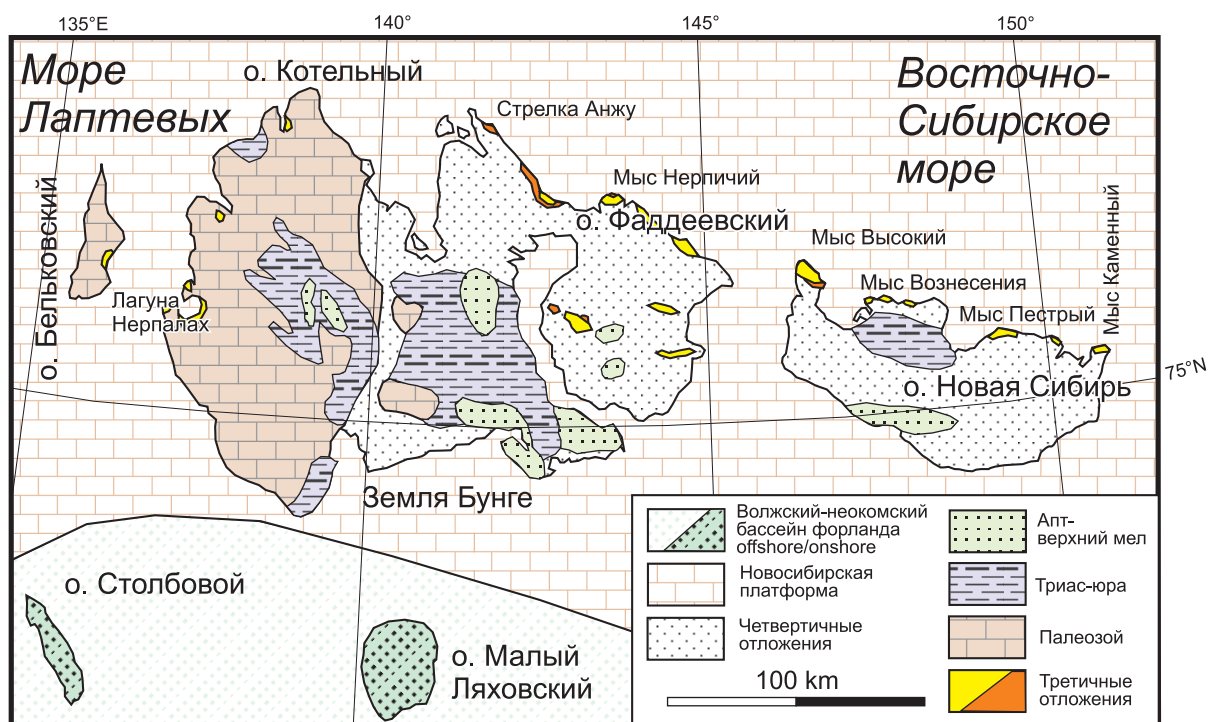


Рис. 1.3. Схема геологического строения островов Анжу по (Косьюко и др., 1985; Труфанов и др., 1986; Вольнов и др., 1998) и материалам автора.

конце XIX в. Э.В. Толль, который писал про найденные им на о. Котельный силурийские известняки: «На сибирском материке такие же отложения весьма развиты; по фауне ближе всех стоят силурийские осадки в бассейне верхнего Оленека» (Толль, 1899, стр. 12).

Отложения стабильной карбонатной платформы перекрыты верхнедевонским – нижнетурнейским комплексом, включающим карбонатно-терригенные глубоководные породы и одновозрастные мелководные шельфовые осадки (Рис. 1.4). Для этого периода четко проявлена фациальная зональность: на территории о. Бельковский и юго-западной части о. Котельный сформировался глубоководный прогиб северо-северо-западного простирания, тогда как центральная и северо-восточная часть о. Котельный превратилась в сушу (Косьюко и др., 1985; Kos'ko, Korago, 2009). Осевая зона трога маркируется мощной толщей турбидитов и диамиктитов, обнаженных на о. Бельковский (Данукалова и др., 2014а). В верхней части разреза залегают органические известняки, предположительно свидетельствующие о компенсации прогиба. В карбоне-перми зафиксирована новая фаза развития бассейна; фациальная зональность в это время, в целом, сохранилась. Трог заполнялся преимущественно черными сланцами с отдельными пачками турбидитовых песчаников (наблюдения автора).

Верхнедевонский бассейн интерпретирован автором как рифтогенный прогиб, входящий в систему рифтов Сибирской платформы; однако на его развитие существуют разные взгляды. Так, согласно Л.М. Парфенову и др. (Тектоника, геодинамика и металлогения..., 2001) рифтогенез привел к отчленению «Котельного террейна» от Сибири в конце раннего карбона и его последующему перемещению к Северной Америке. По мнению автора и А.Б. Кузьмичева (Данукалова и др., 2014а), прогиб не трансформировался в океан, и территория о. Котельный и других островов архипелага оставалась в пределах Сибирского континента вплоть до настоящего времени. В карбоне-перми на территорию островов Анжу продолжался Южно-Таймырский бассейн форланда, который заложили перед фронтом Уральско-Северотаймырского

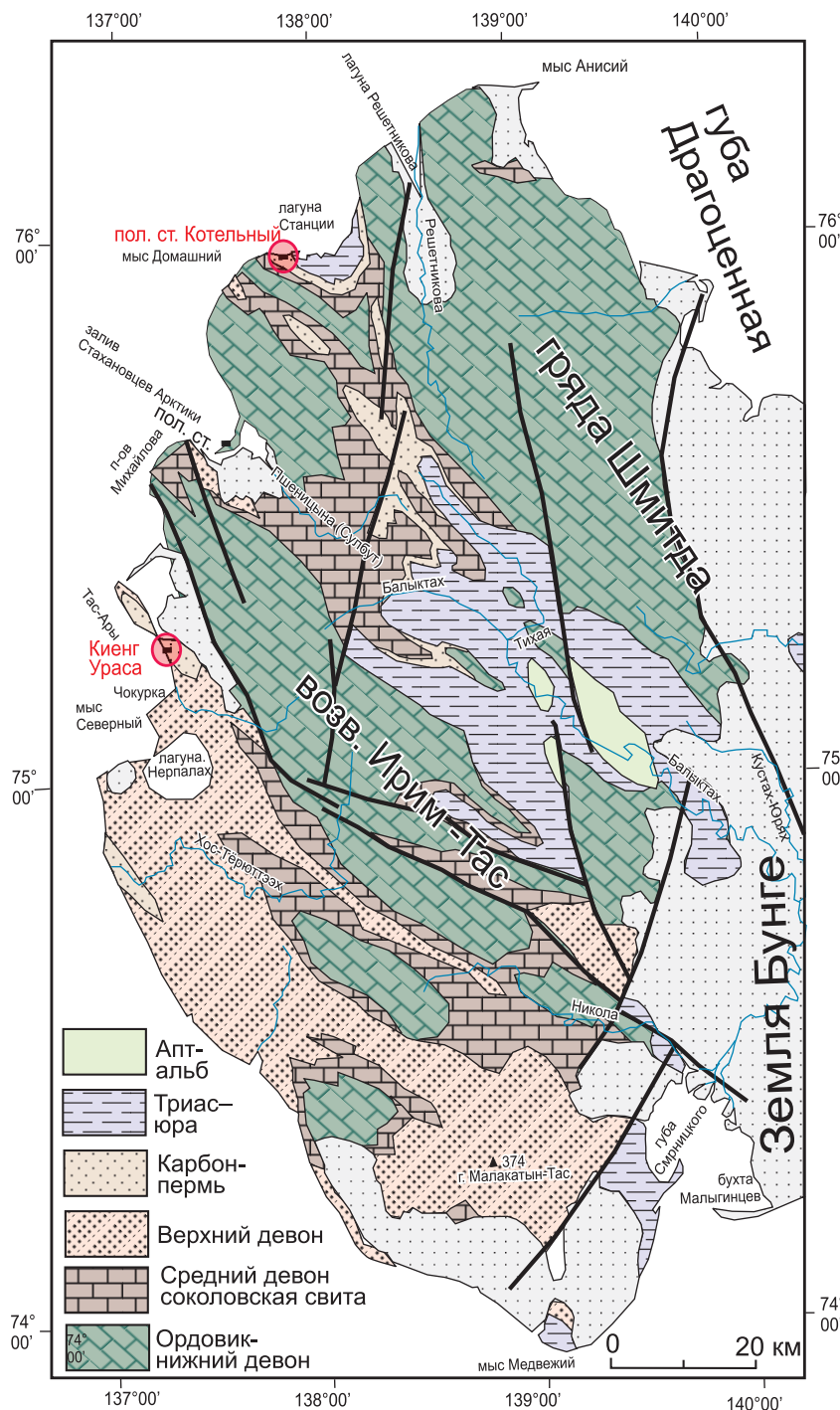


Рис. 1.4. Схема геологического строения о. Котельный (по Косько и др., 1985). Жирными черными линиями обозначены разломы; красным – положение полярной метеорологической станции «Остров Котельный» и бывшей навигационной станции «Киенг Ураса».

лась, и в разрезе появились редкие пласты песчаников. Среднеюрские отложения вскрыты скважиной в восточной части острова и представлены алевролитами и глинистыми алевролитами. Породы верхней юры (келловей) известны в одной точке, расположенной также на востоке о. Котельный. Здесь встречены обломки глауконитовых песчаников и сидеритовые конкреции, залегающие, вероятно, среди глин и глинистых алевролитов (Косько и др., 1985). Кроме острова Котельный, юрские мелководно-морские аргиллиты, алевролиты и песчаники обнаружены в скважинах восточнее: на Земле Бунге и о. Новая Сибирь (Труфанов и др., 1986).

орогена (Кузьмичев, Данукалова, 2015). Кроме того, существует точка зрения, что острова Бельковский и Котельный в позднем девоне, и, возможно, в карбоне-перми, были отделены от Сибири и располагались вблизи северной окраины Лавруссии (Ershova et al., 2015b).

К рубежу перми и триаса приурочены проявления основного магматизма, известные на островах Котельный и Бельковский. По возрасту (252 млн. лет), петрографическим и геохимическим характеристикам они идентичны таковым Сибирской платформы и Южного Таймыра, и интерпретированы как принадлежащие Сибирской трапповой провинции (Kuzmichev, Pease, 2007; Кузьмичев, Голдырев, 2007).

Триасово-нижнеюрский интервал разреза представлен на о. Котельном (Рис. 1.4) глинистыми осадками, содержащими углеродистые сланцы в нижней части. Их происхождение связывали с накоплением на абиссальных глубинах при значительном удалении от берега (Егоров и др., 1987); однако ряд признаков указывает, что комплекс сформировался в мелководном море, окруженном низменной сушей (Kuzmichev, 2009; Данукалова, Кузьмичев, 2012).

В ранней юре обстановка изменилась, и в разрезе появились редкие пласты песчаников. Среднеюрские отложения вскрыты скважиной в восточной части острова и представлены алевролитами и глинистыми алевролитами. Породы верхней юры (келловей) известны в одной точке, расположенной также на востоке о. Котельный. Здесь встречены обломки глауконитовых песчаников и сидеритовые конкреции, залегающие, вероятно, среди глин и глинистых алевролитов (Косько и др., 1985). Кроме острова Котельный, юрские мелководно-морские аргиллиты, алевролиты и песчаники обнаружены в скважинах восточнее: на Земле Бунге и о. Новая Сибирь (Труфанов и др., 1986).

Отложения самых верхов юры и неокома на островах Анжу не известны. Домеловые породы были деформированы во время уже упоминавшейся позднеюрско-раннемеловой орогении. Посторогенные отложения представлены континентальной угленосной толщей апт-альбского – позднемелового возраста, залегающей с несогласием на верхнетриасовых-нижнеюрских породах. Меловые отложения описаны, кроме о. Котельного, также в скважинах и естественных обнажениях на островах Фаддевский и Новая Сибирь (см. Рис. 1.3). Разрез содержит внутриплитные альбские кислые вулканиты (Kuzmichev, 2009; Кузьмичев и др., 2009). Более молодые отложения на Новосибирских островах представлены разнофациальными палеоген-неогеновыми осадками, преимущественно континентальными угленосными, которые изучены автором на островах Котельный, Бельковский и Новая Сибирь.

Острова Де Лонга являются наиболее удаленной от материка и труднодоступной, и потому наименее изученной частью архипелага. Наиболее крупным из группы является остров Беннетта, который расположен ближе других к о. Котельному и исследован сравнительно лучше. Поскольку значительная часть настоящей диссертации основана на результатах изучения именно этого острова, ниже приведены более подробные сведения о нем.

Остров Беннетта открыт в 1881 г. экспедицией Дж.В. Де Лонга, спасавшейся с затонувшего судна; первые сведения о геологическом строении этого участка суши происходят из дневников погибшего исследователя (De Long, 1883). В 1902 г. на острове длительное время провел руководитель Русской полярной экспедиции Э.В. Толль со спутниками. В наследство от них осталась богатая коллекция образцов (вывезена с острова в 1913 г.) и краткая записка, содержащая сведения о геологии (Рис. 1.5) (Толль, 1904); дневники Толля, к сожалению, пропали вместе с ним. После этого кратковременные геологические исследования на острове проводились в 1937 г. М.М. Ермолаевым и П.А. Шумским (Ермолаев, Спизарский, 1947). В 1956 г. Д.А. Вольнов и Д.С. Сороков (НИИГА) провели на острове мелкомасштабную (1:1000000) геологическую съемку (Вольнов, Сороков, 1961). С тех пор систематических работ на острове не проводилось.

До проведения наших исследований о геологическом строении о. Беннетта имелась следующая информация. Остров сложен слабодислоцированными морскими терригенными отложениями кембрия-ордовика (1500 м), которые перекрыты маломощной аптской угленосной толщей (20 м) и трапповыми базальтами третичного или апт-альбского возраста (360 м) (Вольнов, Сороков, 1961; Drachev, 2011; De Long, 1883). Фактически, к началу нашей экспедиции вся известная информация о строении разреза нижнего палеозоя уместалась в нескольких предложениях. Ниже эти данные приведены в сокращенном виде. 1) Средний-верхний кембрий (500 м) – аргиллиты с редкими прослоями известняков и алевролитов в средней и верхней части. В двух точках найдены трилобиты амгинского и майского ярусов (Holm, Westergaard, 1930; Вольнов, Сороков, 1961), верхний кембрий выделен условно. 2) Нижний-средний ордовик (1060-1080 м) – граптолитовые сланцы и алевролиты с прослоями существенно кварцевых песчаников (их количество увеличивается вверх по разрезу); присутствуют следы подводного оползания и течения осадка, косая и градационная слоистость. Некоторые породы известковистые. Переслаивание монотонное. В кровле описана пачка пестроцветных песчаников. На нескольких уровнях разреза найдены граптолиты тремадока(?), аренига и лланвирна. Контакт с кемб-

рием не наблюдался (Вольнов, Сороков, 1961; Ермолаев, Спижарский, 1947; Драчев, 1989; Государственная..., 1999; Соболевская, 1976).

Недостаток фактических сведений о нижнепалеозойских породах допускает разные интерпретации обстановок их образования, что приводит к неоднозначной трактовке тектонического положения участка шельфа, включающего о. Беннетта. Так, ряд геологов интерпретирует эти отложения как платформенный чехол (Богданов, 2004; Филатова, Хаин, 2007), тогда как другие определяют их как турбидиты. При этом, если М.К. Косько называет турбидитами (дистальными) «ордовикскую граптолитовую фацию» (Косько, 2007), то согласно другому мнению (Drachev, 2011) к турбидитам относится также кембрийская часть разреза. Поскольку геологическое строение острова отличается от строения областей, расположенных южнее, многие исследователи включают его в состав экзотического по отношению к Сибири (а зачастую и по отношению к островам Анжу) террейна (напр., Богданов, 2004; Косько, 2007; Drachev, 2011; Sengor, Natal'in, 1996). К примеру, С.С. Драчев (2011) указывает, что ближайшие обнажения фациально схожих пород кембрия и ордовика расположены в северной Гренландии, на о. Элмир, на севере Аляски и Юкона. Согласно противоположной точке зрения, впервые высказанной Э.В. Толлем, о. Беннетта, так же как и более южные острова архипелага, в палеозое был частью Сибирского континента (Толль, 1904; Cocks, Torsvik, 2011) (Рис. 1.5).

По поводу возраста и генезиса базальтов также существуют различные, порой фантастические, предположения. В частности, некоторые исследователи предполагают голоценовый возраст для верхних потоков (Масуренков, Флеров, 1987), или что вулканы о. Беннетта лежат на простирании хребта Гаккеля и отражают спрединг в нем (Silantiev et al, 2004). Однако полученные позднее разными геологами К-Аг датировки образцов из различных лавовых потоков, лежащие в интервале 119-106 млн. лет (Федоров и др., 2005; Drachev, Saunders, 2006), и полученные нами неопубликованные $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ данные не оставляют сомнений в апт-альбском возрасте базальтов, а также в их принадлежности зоне внутриплитного «плюмового» магматизма – High Arctic Large Igneous Province (HALIP), охватывающей также другие районы Арктики.

Небольшие **острова Жаннетты и Генриетты** сложены специфическими породами, которые не имеют прямых аналогов на других островах архипелага. Эти острова к началу 21 века оставались практически не изученными: о. Жаннетты посещался геологом лишь однажды, в 1937 г., когда М.М. Ермолаев осуществил здесь краткую высадку. Он описал здесь вулканогенно?-осадочную метаморфизованную толщу, перекрытую нелитифицированными валунными конгломератами (Ермолаев, Спижарский, 1947). Об о. Генриетты было больше информации: здесь, кроме Ермолаева, также работал в 1974 г. В.А. Виноградов с коллегами. На о. Генриетты распространены осадочные, вулканогенно-осадочные породы и базальты (Виноградов и др., 1975). Все эти образования имеют проблематичный возраст. В.А. Виноградов считал их нижне-среднепалеозойскими на основании находок фораминифер плохой сохранности и результатов К-Аг датирования базитов. Образцы магматических пород Виноградова впоследствии были датированы $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ методом как 440 и 444 ± 2 млн. лет, что отвечает границе ордовика и силура (Каплан и др., 2001). В упомянутой публикации они обозначены как вулканы, но мы не исключаем, что были датированы интрузивные породы. По поводу геодинамической природы магматизма о. Генриетты также нет полной ясности. В.А. Виноградов считал его рифтогенным;

Краткій отчетъ барона Э. В. Толля

за время съ 25. V — 7. VI по 26. X — 8. XI. 1902 г.

Съ двумя таблицами факсимиле документовъ.

Прошу представить настоящий документъ Президенту Императорской Академіи Наукъ въ С.-Петербургѣ.

Въ сопровожденіи астронома Ф. Г. Зеберга и двухъ промышленниковъ, тунгуза Николая Дьяконова и якута Василя Горохова, я отправился 25/V — 7/VI изъ зимней гавани «Зари» (губы Нерпичьей острова Котельнаго). Мы шли по сѣвернымъ берегамъ острововъ Котельнаго и Оаддеевскаго къ мысу Высокому о-ва Новой Сибири. 31/VI — 13/VII взяли курсъ на о-въ Беннетта. Ледъ былъ въ довольно разрушенномъ состояніи. 12/25 VII въ разстояніи 3 миль отъ мыса Высокаго ледъ былъ окончательно разломанъ вѣтромъ. Приготовляясь къ плаванію на байдаркахъ, мы убили здѣсь послѣднихъ собакъ. Отсюда насъ несло на льдинѣ нашего лагеря въ теченіе $4\frac{1}{2}$ сутокъ 48 миль по курсу. Замѣтивъ затѣмъ удаленіе нашей льдины на 10 миль къ югу, оставили ее 18/31 VII. Проплывъ благополучно на двухъ байдаркахъ остававшіяся 23 мили до острова Беннетта, 21/VII — 3/VIII высадились у мыса Эмма.

По съемкѣ астронома Зеберга, опредѣлившаго сверхъ того здѣсь, какъ и по пути, магнитные элементы, — всего въ 10 пунктахъ, — о-въ Беннетта представляетъ плоскогорье не выше 1500 футовъ. По геологическому строенію о-въ Беннетта является продолженіемъ Средне-Сибирскаго плоскогорья, сложеннаго и здѣсь изъ древнѣйшихъ осадочныхъ породъ (кэмбрійскихъ), прорѣзанныхъ изверженіями базальтовъ. Мѣстами сохранились подъ потоками базальтовъ флещы бураго угля съ остатками древней растительности, именно хвойныхъ. Въ долинахъ острова изрѣдка лежатъ вымытыя кости мамонтовъ и другихъ четвертичныхъ животныхъ (*Bos* sp.).

Нынѣ живущимъ обитателемъ о-ва Беннетта, кромѣ *блага медвѣдя* и временнаго гостя *моржа*, оказался *олень*; стадо въ 30 головъ водилось по скалистымъ настибцамъ острова. Мы питались его мясомъ и шили себѣ необходимую для зимняго обратнаго пути обувь и одежду. Слѣдующія птицы жили на этомъ островѣ: 2 вида *гагъ*, одинъ видъ *куликовъ*, *снигирь*, 5 видовъ *чаекъ* и между ними *розовая*.

Пролетными птицами явились: *орелъ*, летѣвшій съ S на N, *соколъ* — съ N на S и *гуси*, пролетѣвшіе стаями съ N на S. Вслѣдствіе тумановъ, земли, откуда пролетали эти птицы, такъ же не было видно, какъ и во время прошлой навигаціи земли Санникова.

Мы оставимъ здѣсь слѣдующіе инструменты: кругъ Пистора и Мартенса съ горизонтомъ, инклинометръ Краузе, анемометръ, фотографическій аппаратъ «Нора» и нѣкоторые др.

Отправимся сегодня на югъ. Провизіи имѣемъ на 14—20 дней. Всѣ здоровы. $76^{\circ} 38'$ с. ш., $149^{\circ} 42'$ в. д.

Бар. Э. Толль.

Губа Павла Кеппена о-ва Беннетта 26/X — 8/XI 1902 г.»

Рис. 1.5. Записка Э.В.Толля, найденная А.В.Колчаком на о. Беннетта в 1903 г.

В.К. Дорофеев с коллегами (Дорофеев и др., 1999) привели в своей книге 9 химических анализов вулканитов и интрузий, указывающих на субщелочной состав пород; Е.А. Кораго (Kos'ko, Korago, 2009) указывает на известково-щелочную специфику и низкую титанистость магматических пород, на основании чего относит их к островодужным. Нам также удалось посетить острова Жаннетты и Генриетты совместно с участниками международной экскурсии. Выяснилось, что о. Жаннетты сложен единой цветной грубослоистой толщей, в составе которой преобладают туфы и переотложенные туфы кислого, среднего и основного состава. Возраст цирконов из породы, идентифицированной в поле как туф, выявил две популяции (615 и 510 млн. лет), позволяющие предположительно отнести вулканогенно-осадочную толщу к кембрию (неопубликованные данные автора и А.Б. Кузьмичева). Наличие валунной толщи не подтвердилось. Уточнена стратификация пород о. Генриетты. По предварительным данным, на этом острове действительно присутствуют нижнепалеозойские осадочные породы, о чем можно судить по возрасту детритовых цирконов самой молодой «молассоидной» красноцветной обломочной толщи, в которой преобладают цирконы эдиакарского и нижнекембрийского возрастов. Часть вулканитов и интрузивных пород о. Генриетты содержит калиевый полевой шпат и по минеральному и химическому составу близка монцонитам. Преобладающая часть интрузий представлена породами, аналогичными по текстуре и химическому составу знаменитым ромб-порфирам грабена Осло, и, по-видимому, также имеет рифтогенное происхождение. Ранее мнение о монцонитовой природе магматических пород о. Генриетты и об их внутриплитном генезисе на основании химических анализов, опубликованных в (Дорофеев и др., 1999), высказывал Н.А. Горячев (письменное сообщение). В.Б. Ершова, совместно с другими участниками международной экспедиции, опубликовала свои данные о геологии островов Жаннетты и Генриетты (Ershova et al., 2015a), которые дополняют приведенные выше сведения. В частности, наиболее молодые датировки детритовых цирконов вулканогенно-осадочных пород о. Жаннетты составили 485 млн. лет (граница кембрия и ордовика, кластер из 5 анализов). Эти авторы, вслед за Е.А. Кораго, считают, что магматические породы о. Генриетты имеют островодужный генезис, ссылаясь на известково-щелочной тренд и на низкие концентрации Nb, Zr и HREE. Учитывая вышеприведенные сведения, автор диссертации считает такую интерпретацию спорной. Присутствие на островах Жаннетты и Генриетты нижнепалеозойских пород, представленных в совершенно иных фациях, чем на о. Беннетта, позволяет в перспективе увязать перечисленные острова в единую систему структур, однако материал требует дальнейшей обработки и осмысления, и в диссертацию не включен.

Еще два острова в пределах группы Де Лонга, **Вилькицкого** и **Жохова**, являются вершинами неоген-четвертичных стратовулканов (Kos'ko, Korago, 2009). Кайнозойские базальты содержат коровые ксенолиты, которые являются источником информации о возрасте фундамента этой части шельфа. Специальное изучение коровых ксенолитов с о. Жохова проведено В.В. Акининым с коллегами (Akinin et al., 2015 и ссылки в этой работе). Это исследование выявило присутствие ксенолитов гранито-гнейсов позднего неопротерозоя (660-600 млн. лет, U-Pb метод по циркону), из чего сделан вывод, что фундамент, подстилающий фанерозойские образования Новосибирских о-вов, коррелируется по времени образования с тиманской орогенцией. Схожий по возрасту фундамент известен в пределах Арктической Аляски, Чукотки и о. Врангеля.

1.3. Проблемы тектоники: где находился участок шельфа, включающий Новосибирские острова, в палеозое?

Новосибирские острова обычно включают в состав террейна, который именуется Новосибирско-Чукотский микроконтинент (супертеррейн); плита (микроплита) Чукотка – Арктическая Аляска; Новосибирско-Чукотско-Североаляскинская микроплита; Чукотско-Аляскинский микроконтинент; Беннет-Барровия; Арктида и др. (например, Лаверов и др., 2013; Grantz et al., 1990; Kuznetsov et al., 2010; Lawver et al., 2002; Natal'in et al., 1999 и многие другие). Предполагается, что этот микроконтинент отделялся океаническим бассейном (Южно-Аньюским океаном) от Сибири в конце палеозоя и начале мезозоя, и что он присоединился к Азии в начале мела. Некоторые исследователи выделяют в пределах архипелага и прилежащего шельфа несколько различных террейнов, также считая их экзотическими по отношению к Сибири (Косько, 2007; Drachev, 2011). Согласно другой, менее распространенной, точке зрения, Новосибирские острова были частью Сибирского континента, по крайней мере, с начала палеозоя (Kuzmichev, 2009; Cocks, Torsvik, 2011).

Таким образом, главные геологические проблемы, касающиеся Новосибирских островов, могут быть сформулированы следующим образом. (1) Развивалась ли вся территория современного архипелага в составе единого континентального блока на протяжении палеозоя и раннего мезозоя? (2) Был ли этот континентальный блок (блоки) на каких-либо этапах фанерозойской истории отделен океаном от Сибири, и если да, то где этот блок располагался? Ответы на эти вопросы, в свою очередь, могли бы решить еще одну фундаментальную проблему, касающуюся кинематики раскрытия Американо-Азиатского океанического бассейна в поздней юре – раннем мелу. Наиболее распространенная гипотеза однополюсного ротационного раскрытия этого бассейна подразумевает перемещение крупного блока, включающего шельфы Восточно-Сибирского и Чукотского морей, Новосибирские острова, Чукотку и северную Аляску от его предполагаемого допозднеюрского положения возле Североамериканского континента в современную позицию (Grantz et al., 2011 и ссылки в этой работе). Если же Новосибирские острова в палеозое и начале мезозоя примыкали к Сибири, то кинематика раскрытия Американо-Азиатской котловины окажется совершенно иной (Miller et al., 2006; Kuzmichev, 2009). Поиск ответов на все перечисленные вопросы ведет, в конечном счете, к прояснению тектонического районирования арктического шельфа. В том случае, если будет доказано отсутствие океана в палеозое и мезозое между Сибирью и Новосибирскими островами, структуры Сибирской платформы и Таймыра могут быть непрерывно прослежены на шельф морей Лаптевых и Восточно-Сибирского. Это позволяет осуществить моделирование распределения фаций платформенных отложений палеозоя и мезозоя на акватории моря Лаптевых, что является необходимым этапом оценки перспектив нефтегазоносности.

Решить эти проблемы возможно только на основе новых фактических геологических данных. Автор занимается детальным геологическим изучением Новосибирских островов с 2007 г. За это время собран обширный первичный фактический материал, характеризующий разные этапы геологической истории Новосибирских островов в палеозое, мезозое и кайнозое. В диссертационной работе рассмотрена наиболее древняя, раннепалеозойская, часть этой истории, зафиксированная в осадочной летописи. Данный возрастной интервал интересен по следую-

щим причинам. По породам кембрия, которые известны только на острове Беннетта, автором получены принципиально новые геологические данные, которые позволяют сделать выводы, важные для понимания геологической истории всего архипелага, и дать материал для сопоставлений с другими районами Арктики. Ордовик – единственная система фанерозоя, достоверные отложения которой присутствуют в разных частях архипелага: на островах Котельный и Беннетта. При этом даже по имевшимся ранее данным было понятно, что они представлены в разных фациях. Необходимо было решить вопрос о том, является ли это отражением зональности в пределах единого бассейна, или ордовикские породы двух островов образовались на разных континентах. Силурийский интервал примечателен тем, что в это время в пределах острова Котельный накапливались как мелководные, так и относительно глубоководные отложения, что предположительно роднило эту территорию с Таймыром, где проявлена схожая зональность.

В целом, нижнепалеозойские отложения достаточно широко распространены на территории Восточной Арктики, что позволяет проводить их сравнительный анализ для обоснования палеогеографических и палеотектонических реконструкций (Churkin, 1972; Fujita, Newberry, 1982; Dumoulin et al., 2002; Cocks, Torsvik, 2011 и др.). Однако надежность таких сопоставлений ограничивается, наряду с другими факторами, различной степенью изученности осадочных толщ в разных регионах. Поэтому новые фактические данные о геологическом строении малоисследованной территории Новосибирских о-вов, стратиграфии, литологических особенностях и комплексах фауны в имеющихся здесь осадочных разрезах крайне важны для понимания раннепалеозойской эволюции всей Арктики.

Диссертационная работа имеет следующую структуру: в главе 2 рассмотрено строение разреза кембрия, обнаженного на о. Беннетта; в главе 3 приведено описание ниже-среднеордовикских отложений этого острова, и литературные данные о породах этого возраста на о. Котельный; в главе 4 – новые данные о верхнеордовикских-нижнесилурийских отложениях о. Котельный. Каждая из этих глав содержит сопоставление изученных разрезов с одновозрастными толщами других регионов Восточной Арктики, в первую очередь, севера Сибирской платформы и Таймыра. В заключительной, пятой, главе просуммированы выводы, которые сделаны на основании изучения кембрийских-силурийских разрезов Новосибирских островов, и реконструирована палеогеография региона в раннепалеозойское время.

ГЛАВА 2. Кембрий острова Беннетта

Присутствие на о. Беннетта пород кембрийской системы установлено руководителем Русской полярной экспедиции Э.В. Толлем, который, однако, объединял под этим названием все нижнепалеозойские отложения острова и считал, что «по геологическому строению остров Беннетта является продолжением Средне-Сибирского плоскогорья» (Толль, 1904). Им собрана коллекция трилобитов (отпечатки и ядра в сланцах), среди которых позднее Г. Холмом и Х. Вестергардом было определено 11 видов, и брахиопод, принадлежащих трем родам (Holm, Westergaard, 1930). Вся фауна отвечает верхней части среднего кембрия (на Сибирской платформе характерна для майского яруса), преобладают сибирские виды. Собственно, это послужило единственным критерием корреляции разрезов кембрия о. Беннетта и Сибири в работе (Cocks, Torsvik, 2011).

Д.А. Вольновым и Д.С. Сороковым в 1956 г. дополнительно выявлены отложения с фауной амгинского возраста. Этими геологами кембрийские породы описаны как зеленовато-серые аргиллиты с редкими прослоями окварцованных известняков (Вольнов, Сороков, 1961). В 90-270 м от видимого основания разреза появляются прослои алевролитов. Выше количество алевролитов увеличивается. Общая мощность кембрия оценена в 500-520 м. Этим, по сути, исчер-

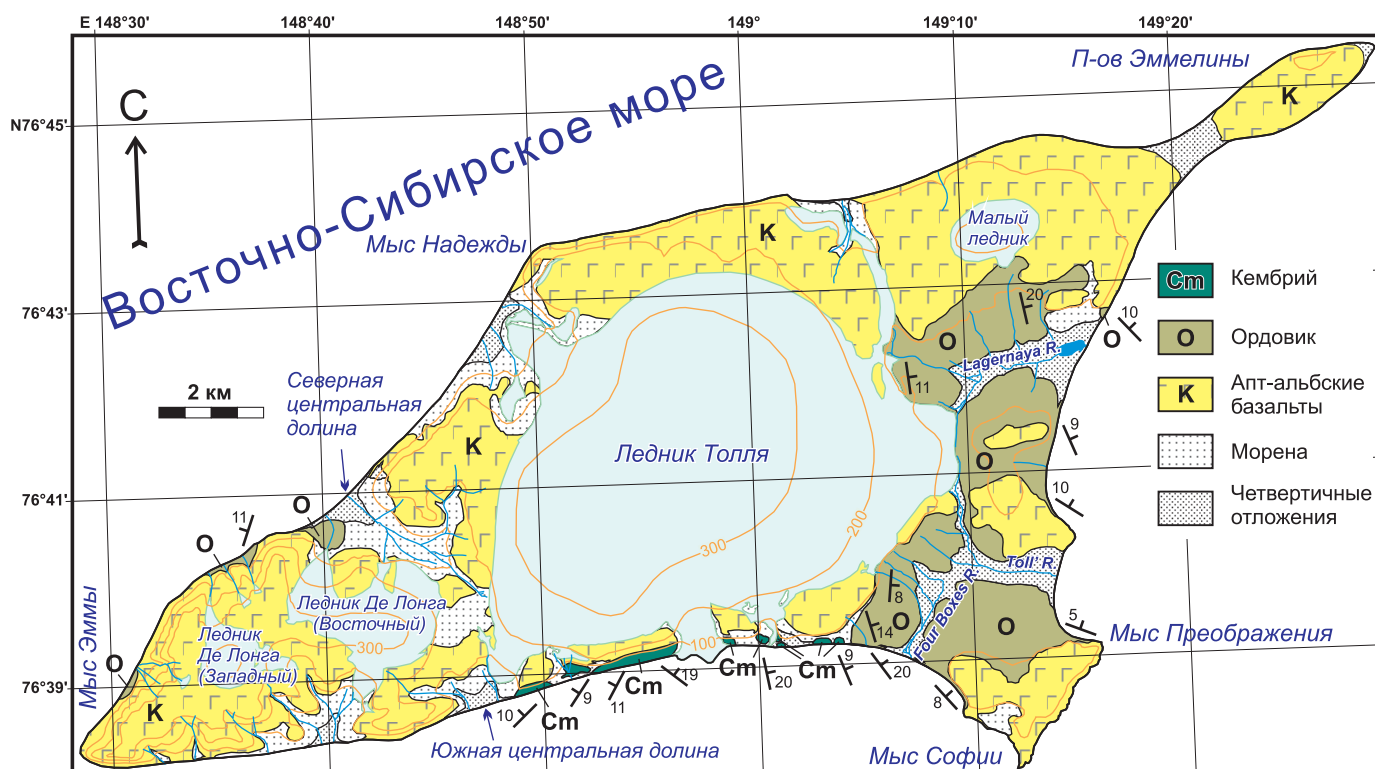


Рис. 2.1. Схематическая геологическая карта острова Беннетта, основанная на полевых наблюдениях. Стратификация базальтов не показана.

пывается полученная Д.А. Вольновым и Д.С. Сороковым информация о строении разреза кембрия. Если среднекембрийский возраст пород средней части разреза фаунистически обоснован, то принадлежность верхней части разреза к верхнему отделу системы лишь предполагалась.

В 2011 г. комплексные геологические исследования на острове Беннетта были проведены А.Б. Кузьмичевым и М.К. Данукаловой. В результате этих работ получены существенно более полные данные о строении разреза кембрия и его палеонтологической характеристике. Определения трилобитов выполнены И.В. Коровниковым. Эти материалы опубликованы в журнале «Стратиграфия. Геологическая корреляция» (Данукалова и др., 2014).

2.1 Строение разреза и условия осадконакопления

Отложения кембрийского возраста обнажены на южном берегу острова (Рис. 2.1, 2.2). Наилучшие выходы слагают почти непрерывный клиф протяженностью 3 км к западу от главного ледника Зееберга. Эти выходы соответствуют ядерной части и западному крылу пологой антиклинали (Рис. 2.3). Самые высокие горизонты кембрийского разреза обнажены восточнее, в низком обрыве на участке берега между малым ледником Зееберга и западным окончанием пляжа вблизи устья р. Четыре ящика. Бульшая часть этого обрыва круглогодично скрыта многолетним снежником, и для изучения доступны только фрагменты разреза над ним.

Снизу вверх в разрезе кембрия нами выделены четыре литологические толщи (Рис. 2.4): (1) сланцево-песчаниковая (мощность 100 м), (2) глинистая (160 м), (3) пестроцветная глинисто-карбонатная (130 м), (4) черносланцевая (не менее 100

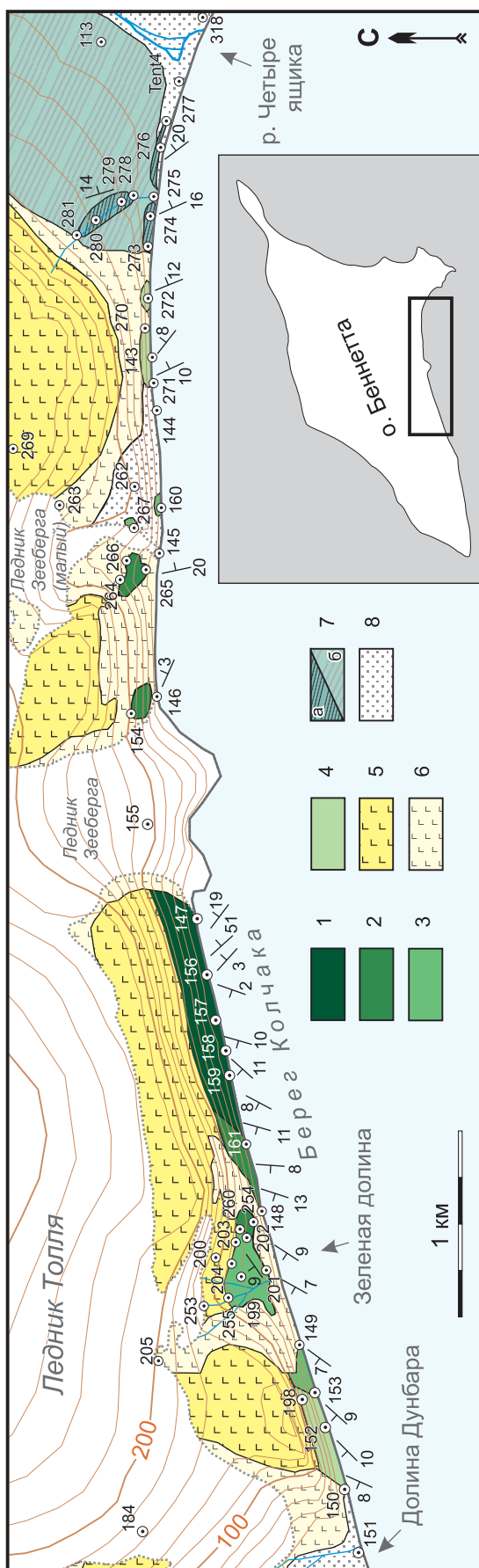


Рис. 2.2. Упрощенная геологическая карта фрагмента южного берега о. Беннетта, в пределах которого распространены кембрийские отложения. На врезке показано расположение участка.
1–4 – кембрий, толщи: 1 – первая (нижний кембрий, атдабанский–ботомский? ярус); 2 – вторая (нижний–средний кембрий, тойонский ярус–низы майского яруса); 3 – третья (средний кембрий, майский ярус); 4 – четвертая (верхний кембрий); 5 – нижнемеловые базальты; 6 – морена; 7 – ордовикские отложения; 8 – коренные обнажения, 6 – делювий; 8 – четвертичные отложения.

м). Отложения нижних двух толщ кембрия обнажены в непрерывном береговом обрыве между главным (западным) ледником Зееберга и Зеленой долиной (см. Рис. 2.2, 2.3). Переход от второй (глинистой) к третьей (карбонатной) толще виден в восточной части Зеленой долины (точки 202, 260 на Рис. 2.5), основная же часть долины сложена пестроцветной карбонатной толщей кембрия. Ее верхние горизонты и значительная часть четвертой (черносланцевой) толщи обнажены в клифе к западу от точки 149 (самый западный выход кембрия на Рис. 2.2). Верхи разреза кембрия изучены в другой части острова, к западу от устья р. Четыре ящика (см. Рис. 2.2). Кроме перечисленных выходов, на южном берегу о. Беннетта обнаружено еще четыре локальных обнажения кембрийских пород, расположенных между главным и малым ледниками Зееберга и восточнее последнего (см. Рис. 2.2). В них вскрыты фрагменты разреза второй и третьей толщ.

В статье (Данукалова и др., 2014) предложено три верхние толщи рассматривать в ранге свит, а указанные выше разрезы считать их стратотипами. Все свиты выделяются впервые. Они связаны друг с другом постепенным переходом. Обоснование названий свит приведено в указанной работе. Нижняя толща не может быть переведена в ранг свиты, поскольку ее нижний возрастной предел фаунистически не обоснован, а подошва не вскрыта.

2.1.1. Сланцево-песчаниковая толща

Нижняя толща кембрия (Рис. 2.6) сложена преимущественно двумя типами пород: заметными, как правило, линзовидными, пластами массивного песчаника (1), разделенными темными рассланцованными пачками переслаивания песчаника, алевролита и аргиллита (2). Встречаются единичные прослои гравелита и конгломерата. В составе толщи выделено 10 литологических пачек (Рис. 2.7). Нижние пять из них промерены рейкой на обнажении, на этот интервал построена детальная колонка (Рис. 2.7, врезка). Ниже приведено описание разреза снизу вверх.

Пачка 1. Часть разреза с наиболее мощными пластами светлого песчаника. Строение этой пачки рас-

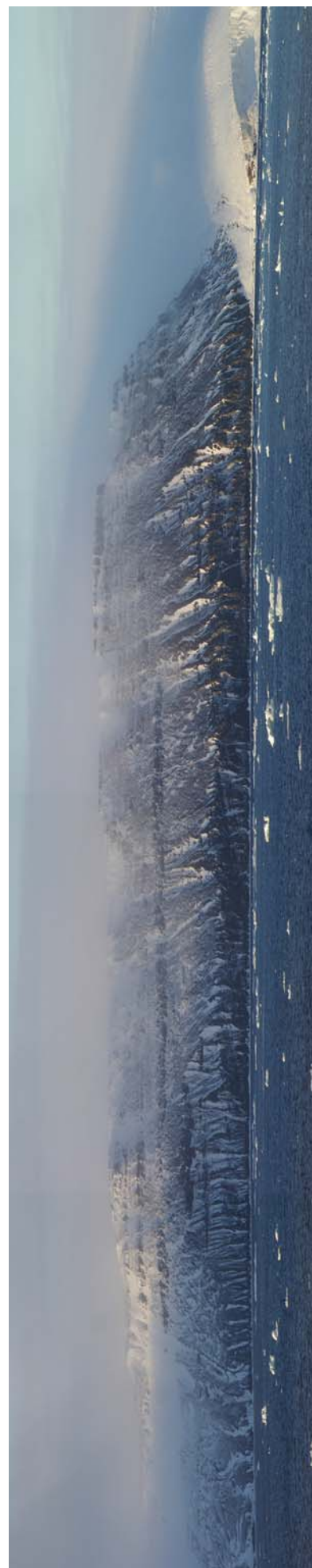


Рис. 2.3. Панорама южного берега о. Беннетта между Зеленой долиной (слева) и главным ледником Зееберга (справа). Кембрийские отложения обнажены в нижней части обрыва и слагают пологую антиклиналь. Выше залегают нижнемеловые базальты. Общая высота обрыва около 230 м.

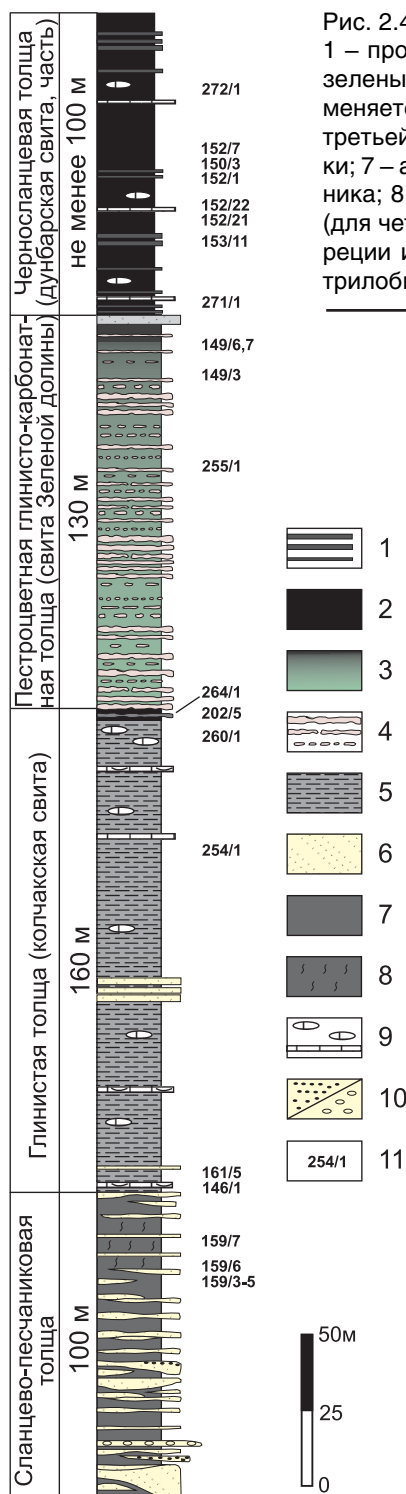


Рис. 2.4. Схематическая литологическая колонка кембрийских отложений о. Беннетта. 1 – прослой алевролитов в черных сланцах четвертой толщи; 2 – черные сланцы; 3 – зеленые аргиллиты-алевролиты третьей толщи, в верхней части окраска постепенно меняется на темно-серую; 4 – комковатые прослой и нодулярные известняки в составе третьей толщи; 5 – серые алевролиты и аргиллиты листоватые и плитчатые; 6 – песчаники; 7 – алевролиты и аргиллиты, в том числе с тонкими линзовидными прослоями песчаника; 8 – то же, интенсивно биотурбированные; 9 – карбонатные прослой и конкреции (для четвертой толщи, кроме того, глинисто-карбонатные и глинисто-сульфатные конкреции и прослой); 10 – гравелиты/конгломераты; 11 – номера образцов, содержащих трилобиты.

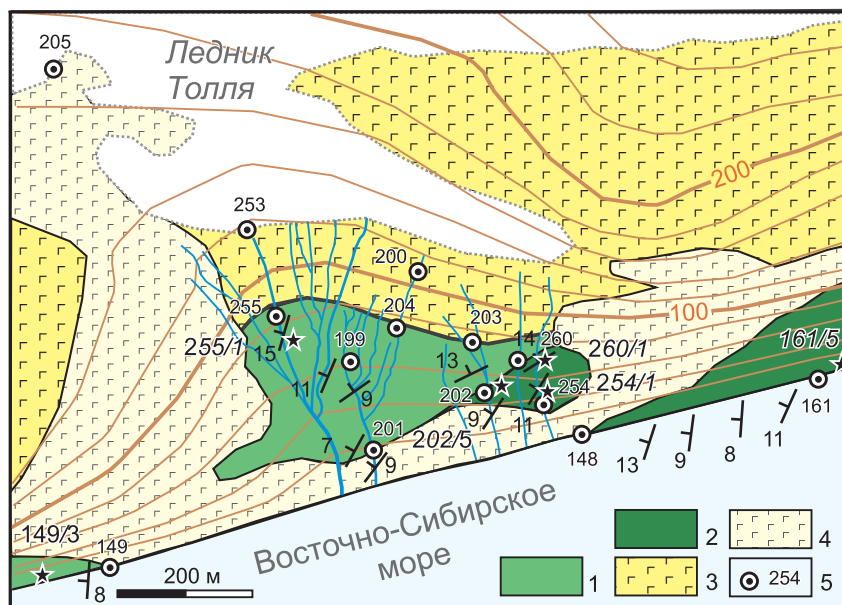


Рис. 2.5. План выходов кембрия в Зеленой долине. 1 – третья толща кембрия; 2 – вторая толща кембрия; 3 – базальты; 4 – морена; 5 – точки наблюдения. Звездочками показаны места находок трилобитов и номера соответствующих образцов.

смотрено более подробно, так как она демонстрирует большинство признаков, характерных для всей нижней толщи кембрия. Визуально в обнажении четко выделяются светлые линзы и линзовидные прослой существенно кварцевых песчаников мощностью в дециметры, и темные относительно тонкообломочные интервалы (Рис. 2.8). Последние сложены частым переслаиванием алевролитов, темных разномерных песчаников и аргиллитов либо достаточно однородной

глинисто-песчаной породой. В этих темных интервалах разреза также присутствуют маломощные (миллиметры–сантиметры) линзовидные прослой более светлых песчаников. На некоторых уровнях отмечена биотурбация (Рис. 2.9). Линзовидные слои массивного светлого песчаника характеризуются вздутиями и пережимами. Выпуклые части линз могут быть обращены как в сторону кровли, так и в сторону подошвы. Линзовидные прослой песчаников, подобные тому, что показан на Рис. 2.8, первоначально интерпретировались как срезы каналов, заполненные песком. В некоторых случаях они были отпрепарированы достаточно полно, чтобы измерить их азимуты. При этом выяснилось, что эти раздувы в плане изометричны и не являются срезами эрозионных каналов. Песчаники обычно демонстрируют пологую, слегка изогнутую



Рис. 2.6. Нижние видимые на о. Беннетта горизонты кембрийского разреза, обнаженные в ядре антиклинали южного берега. На переднем плане – ледник Зееберга (главный).

косую слоистость (Рис. 2.10). Такие седиментационные текстуры описываются как hummocky and swaley cross-stratification, и считается, что подобные пласты образовались вследствие штормовых осцилляций (Dumas, Arnott, 2006 и ссылки в этой работе). Нижняя граница таких прослоев резкая, иногда эрозионная, кровля может быть градационной. На подошве бывают заметны знаки нагрузки. Кроме того, некоторые линзы песчаников (в том числе наиболее мощные) интерпретированы нами как результат заполнения подводных каналов; для них характерно резкое увеличение мощности (до 1,5 м) на коротком расстоянии и срезание подстилающих горизонтов под крутым углом (Рис. 2.11). В разрезе присутствуют и промежуточные между двумя этими типами тела песчаников, обладающие общими для swaley и подводных каналов признаками. Аргиллиты слагают редкие самостоятельные слои в составе темных интервалов разреза и присутствуют в кровле некоторых градационных ритмов. В верхней половине пачки 1 описана серия сближенных пластов темного песчаника, которые на простирании сливаются в один пласт мощностью 1,5 м (рейка 5 на Рис. 2.7). Такой пласт единственный во всей толще. По составу он также существенно кварцевый, но содержит глинистое вещество с примесью органики (?). Песчаник однородный, мелко-среднезернистый, неявная слоистость появляется только в верхней части пласта. В двух метрах ниже кровли пачки залегает линза гравелита с черным фосфатным гравием (Рис. 2.12). Мощность пачки 16 м.

Пачка 2. Темные песчаники-алевролиты с прослоями алевритистого аргиллита и тонкими прерывистыми горизонтами намывного более светлого песчаника, присутствуют следы биотурбации. В трех метрах выше подошвы пачки появляются более заметные линзовидные прослои светлого песчаника (3-5 см), их количество и мощность постепенно возрастают вверх по

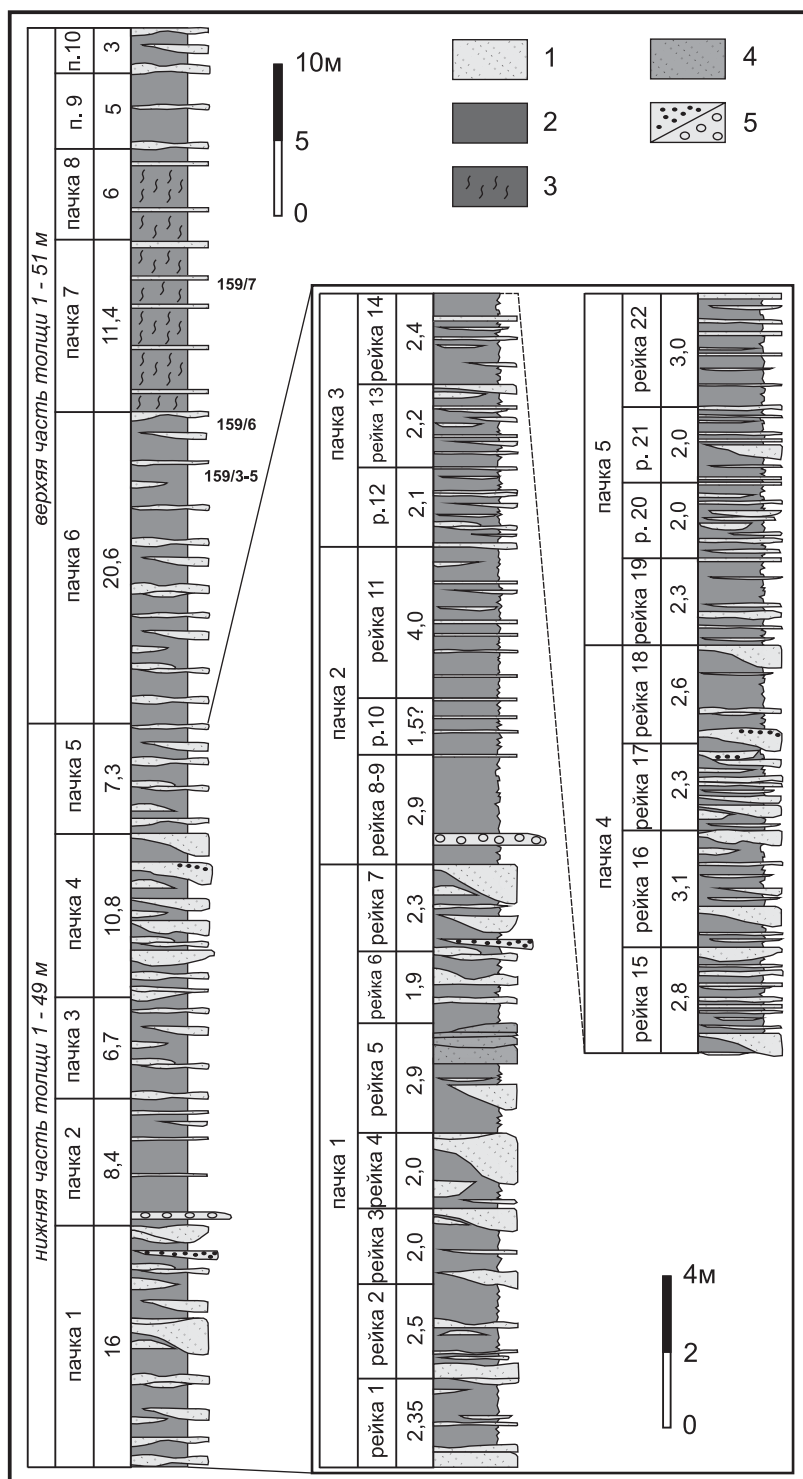


Рис. 2.7. Строение первой толщи кембрия. Справа на врезке приведена более детальная колонка на нижнюю половину разреза. 1 – песчаники; 2 – алевролиты и аргиллиты, в том числе с тонкими линзовидными прослоями песчаника; 3 – биотурбированная песчано-глинистая порода; 4 – характерный пласт (серия пластов) темного глинистого песчаника; 5 – гравелит/конгломерат. Слева от колонок приведены мощности в метрах, справа – номера образцов, содержащих трилобиты.

разрезу, линзовидность становится более проявленной. Такие прослои аналогичны штормовым песчаникам первой пачки, но иногда вблизи кровли слоистость напоминает результат воздействия течения (крутопадающие слойки). Вблизи подошвы пачки залегает выдержанный пласт внутриформационного конгломерата мощностью 20-40 см, представленный полуокатанными обломками песчаника в песчаном же цементе (Рис. 2.13). Мощность пачки 8,4 м.

Пачка 3. По строению подобна пачке 1, но мощности линз и прослоев светлого песчаника не превышают 20 см (обычно меньше). Мощность 6,7 м.



Рис. 2.8. Типичное сочетание массивных светлых песчаников и темных интервалов песчано-глинистого переслаивания в нижней части первой толщи кембрия. Нижний линзовидный пласт светлого песчаника интерпретирован как штормовой (swaley cross bed). В составе темных сланцеватых пачек также заметны маломощные линзовидные прослои светлых песчаников. Высота мерной рейки 2 м.



Рис. 2.9. Тонкие прослои более светлого песка с пологой штормовой слоистостью среди темно-серого алевролита. Видны следы жизнедеятельности (рытья?). Высота кадра 15 см.



Рис. 2.10. Над молотком расположена песчаная линза с типичной для hummocky cross-stratification формой и пологой косо́й слоистостью.



Рис. 2.11. Мощный раздвиг пласта песчаника, интерпретированный как срез подводного канала. Высота мерной рейки 2 м. Нижняя толща кембрия.

Пачка 4. Напоминает пачку 1. В верхней трети в линзах светлого песчаника встречены скопления фосфатного гравия. Есть прослои с однонаправленными крутопадающими косыми слойками. Мощность пачки 10,8 м.

Пачка 5. Подобна пачке 3. Мощность 7,3 м.

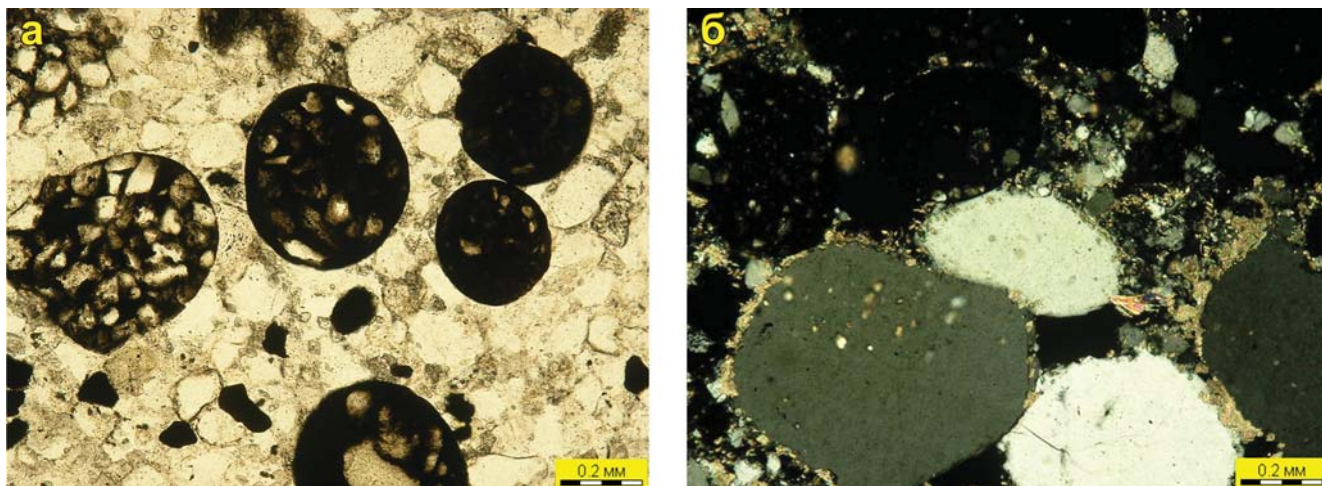


Рис. 2.12. Микрофотографии разномерного песчаника с гравием и крупными песчинками хорошо окатанных фосфоритов, кварцевых песчаников и алевролитов с фосфатным(?) цементом и кварца. На фотографии (а) николи //, на фотографии (б) – скрещены. На последней, кроме кварца, видны также изотропные фосфатные зерна (вверху).



Рис. 2.13. Прослой внутриформационного конгломерата с галькой песчаников в нижней толще кембрия. Мощность слоя 25 см.

Пачка 6. Похожа на подстилающую пачку; в ее средней части появляются сильно биотурбированные глинисто-алевролитовые прослои, выше они встречаются чаще, а количество хорошо оформленных линзовидных прослоев светлого песчаника постепенно уменьшается. Мощность 20,6 м. Граница с пачкой 5 условная – проведена по кровле промеренного рейкой интервала разреза. В верхней части пачки 6 найдены трилобиты *Judomia* sp., *Fallotaspidella* sp., *Delgadella* sp. и брахиоподы *Obolella* sp.

Пачка 1 несколько отличается от сходных по строению пачек 3-6 большей контрастностью разреза. Для нее характерны мощные (более 30 см) обособленные прослои светлого песчани-

ка, которые разделяются довольно значительными (как правило, от полуметра и более) темными интервалами песчано-глинистого переслаивания. В пачках 3-6, наоборот, светлые песчаники имеют меньшую мощность (5-15 см), но расположены чаще.

Пачка 7. Алеврит-глинистое и алеврит-песчано-глинистое переслаивание, которое преимущественно превращено в бесструктурную диамиктитоподобную массу в результате интенсивной биотурбации (Рис. 2.14). Редко встречаются нормально оформленные прослои песчаника (до 10 см, иногда до 20 см) и алевролита. Мощность 11,4 м. В пачке найдены трилобиты *Judomia tera* Lazarenko, 1960, *Sajanaspis* sp.? и брахиоподы *Obolella* sp.

Пачка 8. Подобна подстилающей пачке. Мощность 6 м.

Пачка 9. Алевролиты с редкими линзовидными прослоями песчаника (наиболее заметный – вблизи подошвы, его мощность достигает 30 см; остальные маломощные). Мощность 5 м.

Пачка 10. Похожа на пачку 3. Мощность 3 м.

Некоторые слои песчаника в пачках 7 и 8 по седиментационным признакам имеют сходство с турбидитами. Снизу вверх в таких пластах наблюдаются следующие текстуры: маломощная неслоистая часть; горизонтально-слоистый интервал, переходящий в интервал с пологой косо-волнистой слоистостью, напоминающей hummocky; верхняя мощная часть с взбирающейся рябью. Иногда в кровле присутствует горизонтальная слоистость (Рис. 2.15). Похожая последовательность текстур описана для шельфовых турбидитов, которые образуются при влиянии штормовых волн (Myrow et al., 2002).



Рис. 2.14. Алеврит-глинистый диамиктит с «обрывком» пласта песчаника. По-видимому, образование такой породы связано с активной биотурбацией изначально слоистого разреза.



Рис. 2.15. Песчаник в верхней части первой толщи кембрия, демонстрирующий последовательность текстур, схожую с таковой в турбидитах, образовавшихся на шельфе под влиянием штормовых волн (см. текст). В верхней половине кадра заметна субвертикальная ихнотекстура, деформирующая слойки песчаника.

Сланцево-песчаниковая толща является самым древним подразделением на острове, и нижняя ее граница не вскрыта; фаунистически охарактеризована только верхняя часть разреза. Толща имеет атдабанский–ботомский возраст; возможно, ее нижняя часть является более древней. Видимая мощность 100 м.

Петрография песчаников. Песчаники, присутствующие в разрезе нижней толщи кембрия, представлены кварцевыми аренитами и сублитоаренитами (Рис. 2.16); в некоторых разновидностях содержание цемента достигает 15-20%, и такие породы могут быть отнесены к кварцевым и лититовым ваккам по стандартной классификации (Pettijohn et al., 1987). Между зернами кварца наблюдаются коррозионные выпукло-вогнутые контакты, иногда заметны регенерационные каймы, что свидетельствует о растворении под давлением на стадии диагенеза или начального катагенеза (Фортунова, Агафонова, 2012). Некоторые породы содержат пятнистый карбонатный цемент, либо глинистый, богатый органическим веществом, также неравномерно распределенный (от пленочного или контактового до порового). Помимо цемента, в ряде шлифов пятнами наблюдается матрикс, состоящий из тонкозернистого агрегата минералов. Предположительно, это обломки вулканитов, раздавленные при диагенезе и заполнившие пространство между зернами кварца.

Песчаники обычно средне и хорошо сортированы, от мелкозернистых алевритистых до средне-крупнозернистых. Окатанность зерен разная. Первичная форма зерен не всегда ясна из-за перекристаллизации породы. В некоторых песчаниках преобладают окатанные и хорошо окатан-

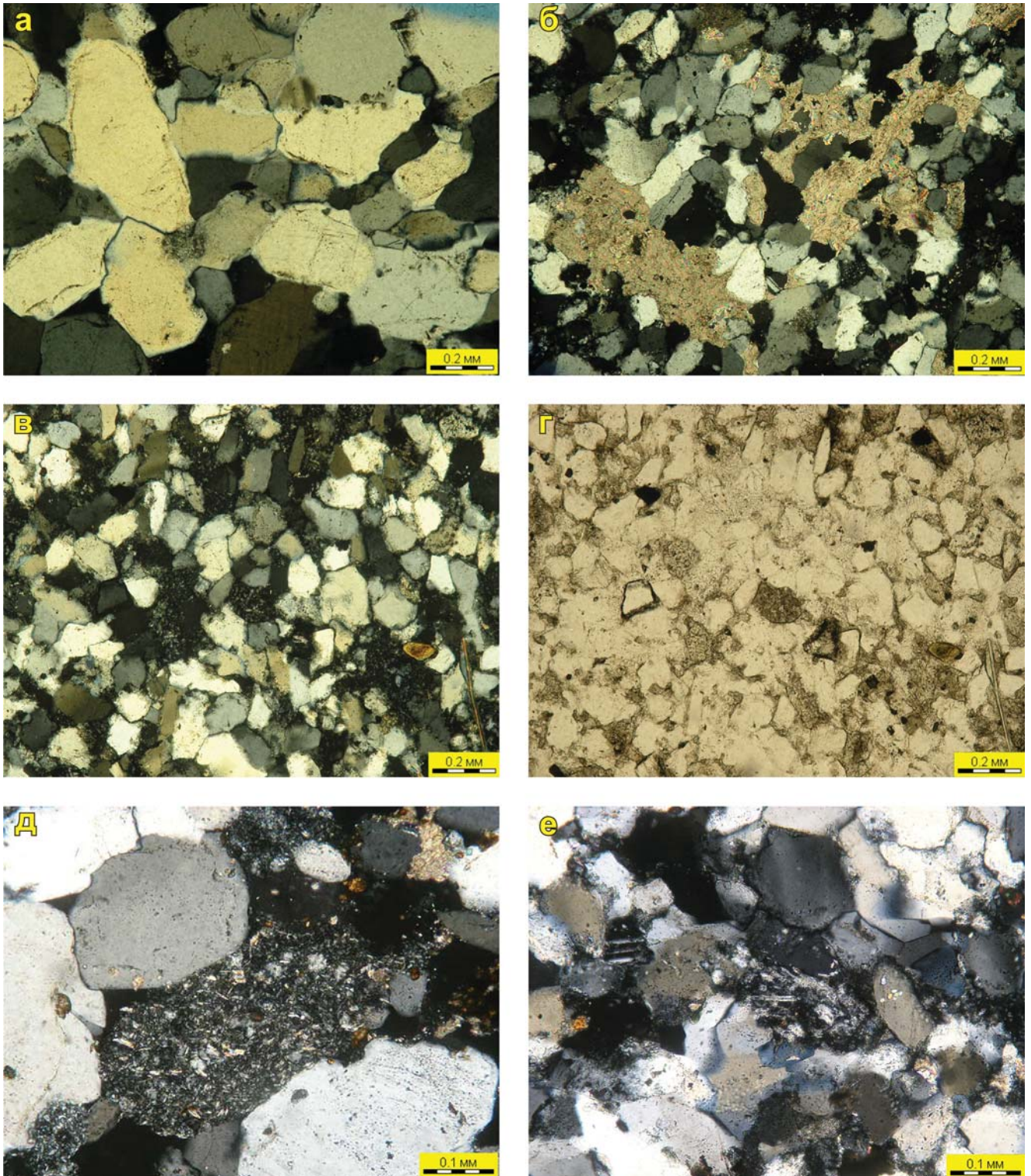


Рис. 2.16. Микрофотографии песчаников нижнего кембрия (сланцево-песчаниковая толща): а – коррозионно-регенерационные контакты между зернами кварца в среднезернистом кварцевом аренисте (николи X); б – пятнистый карбонатный цемент в кварцевом песчанике (николи X); в, г – мелкозернистый sublitharenite с обломками кремней и вулканитов, участками раздавленных и заполняющих пространство между зернами кварца (в – николи X, г – николи //); д – обломок кислого(?) вулканита, видна достаточно хорошая окатанность зерен и коррозионный характер некоторых контактов (николи X); е – обломок базальта (андезито-базальта) (в центре) и зерно плагиоклаза (слева; николи X).

ные зерна, однако и в них встречаются также полуугловатые; единичные зерна хорошо оформлены, вообще почти не окатаны. Интересно, что такая же картина наблюдается среди зерен циркона в тяжелой фракции, см. ниже. В других песчаниках преобладают полуокатанные зерна.

В некоторых шлифах встречены редкие зерна плагиоклаза. Акцессорные минералы, встреченные в шлифах, представлены цирконом, турмалином, рудным. Литокласты обычно составляют первые проценты, реже – порядка 10-15% породы. Они представлены кремнями, кварцитами(?), вулканитами основного, среднего(?) и кислого состава, кварцевыми алевролитами и тонкозернистыми песчаниками, карбонатными породами, фосфоритами.

Среди силикатных минералов тяжелой фракции гравелитов и песчаников нижней толщи кембрия преобладает циркон. Циркон преимущественно окатанный, но присутствует незначительное количество эвгедральных (в том числе игольчатых) кристаллов. Они резко контрастируют с хорошо окатанными зернами, причем промежуточных популяций нет – наблюдается бимодальное распределение, указывающее на разные источники. Остальные минералы тяжелой фракции представлены апатитом и турмалином. Турмалин обычно очень хорошо окатан, но встречаются и мелкие совершенно эвгедральные призматические кристаллы. Удивительной особенностью кембрийских песчаников является полное отсутствие эпидота и граната – наиболее типичных минералов тяжелой фракции песков и песчаников.

Таким образом, песчаники нижнего кембрия в целом могут быть охарактеризованы как зрелые; их формированию, скорее всего, предшествовал далекий перенос и/ или переотложение. Однако присутствие в их составе небольшого количества угловатых зерен кварца, эвгедральных кристаллов циркона и турмалина, а также обломков вулканитов указывает на вероятное существование также и другого источника обломочного материала, представленного разнообразными магматическими породами. Этот источник был расположен относительно близко к бассейну, но его вклад в питание бассейна был невелик.

2.1.2. Глинистая толща (колчакская свита)

Разрез второй толщи монотонный, и детальная колонка для нее не составлена. Толща сложена в основном серыми и зеленовато-серыми листоватыми аргиллитами и неправильно-плитчатыми алевролитами, зачастую оржавленными с поверхности (Рис. 2.17). В разрезе встречены маломощные (до 10 см) редкие конкрециевидные прослои органогенно-обломочного известняка, состоящего из фрагментов панцирей трилобитов, горизонты мелких карбонатных конкреций и отдельные крупные дисковидные карбонатные конкреции. Нижние 5 м толщи сложены серыми алевролитами с редкими тонкими сильно биотурбированными прослоями песчаника. В средней части толщи описана небольшая по мощности (несколько метров) пачка, насыщенная песчаниками с волновой и флазерной слоистостью, обычно характерной для крайне мелководных обстановок. В верхней части толщи распространены маломощные горизонты алевролитов и тонкозернистых песчаников с аналогичными текстурами (Рис. 2.18), волновой рябью и реже рябью течения (Рис. 2.19). Отмечены следы биотурбации (Рис. 2.20), присутствуют редкие более мощные конкрециевидные карбонатные прослои и линзы (до первых дециметров) с реликтами флазерной слоистости (Рис. 2.21). По-видимому, они также образовались за счет намыва обломочного материала, а конкрециевидный облик приобрели вследствие частичного диагенетического перераспределения вещества. Кроме подобных линз, в этой части разреза есть и “нормальные” дисковидные конкреции, сопоставимые с ними по размеру.

Толща охарактеризована трилобитами на нескольких уровнях. Вблизи подошвы обнаружены *Lermontovia grandis* (Lermontova, 1951), *Neopagetina* sp., *Anabaraspis splendens* Lermontova,



Рис. 2.17. Общий вид колчакской свиты (второй, глинистой, толщи кембрия). Южный берег о. Беннетта, западное крыло антиклинали.



Рис. 2.18. Прослой песчаников в верхней части глинистой толщи. В наиболее мощном песчанике заметна флазерная слоистость. В верхней части кадра – прослой с пологоизогнутой (возможно, штормовой) слоистостью.



Рис. 2.19. Рябь течения в известковистом алевролите. Черный прослой в нижней трети фотографии первоначально был сложен сильно пиритизированным известняком, что видно на простирании. В данном месте и пирит и кальцит большей частью разложены. Верхняя часть колчакской свиты.



Рис. 2.20. Интенсивная биотурбация в глинистой толще. Высота кадра 15 см.

1951, *Paramicmacca submissa* Repina, 1972, *Protolenidae* gen. indet., а также брахиоподы *Lingulata* gen. et sp. indet. В верхней части толщи найдены *Paradoxides pinus?* (Westergard, 1936) и *Paradoxides* sp.; вблизи кровли – *Paradoxides sacheri* Barrande, 1852, *Paradoxides* sp., *Ptychagnostus* sp., *Pentagnostus praecurrens* (Westergard, 1936), *Ctenocephalus probus* N. Tchernysheva, 1953, *Solenopleura* sp., *Peronopsis* aff. *fallax* (Linnarsson, 1869), *Pseudanomocarina horrida* N. Tchernisheva, 1961, *Acadognostus acadicus* Hart, 1868. На основании перечисленной фауны возраст второй

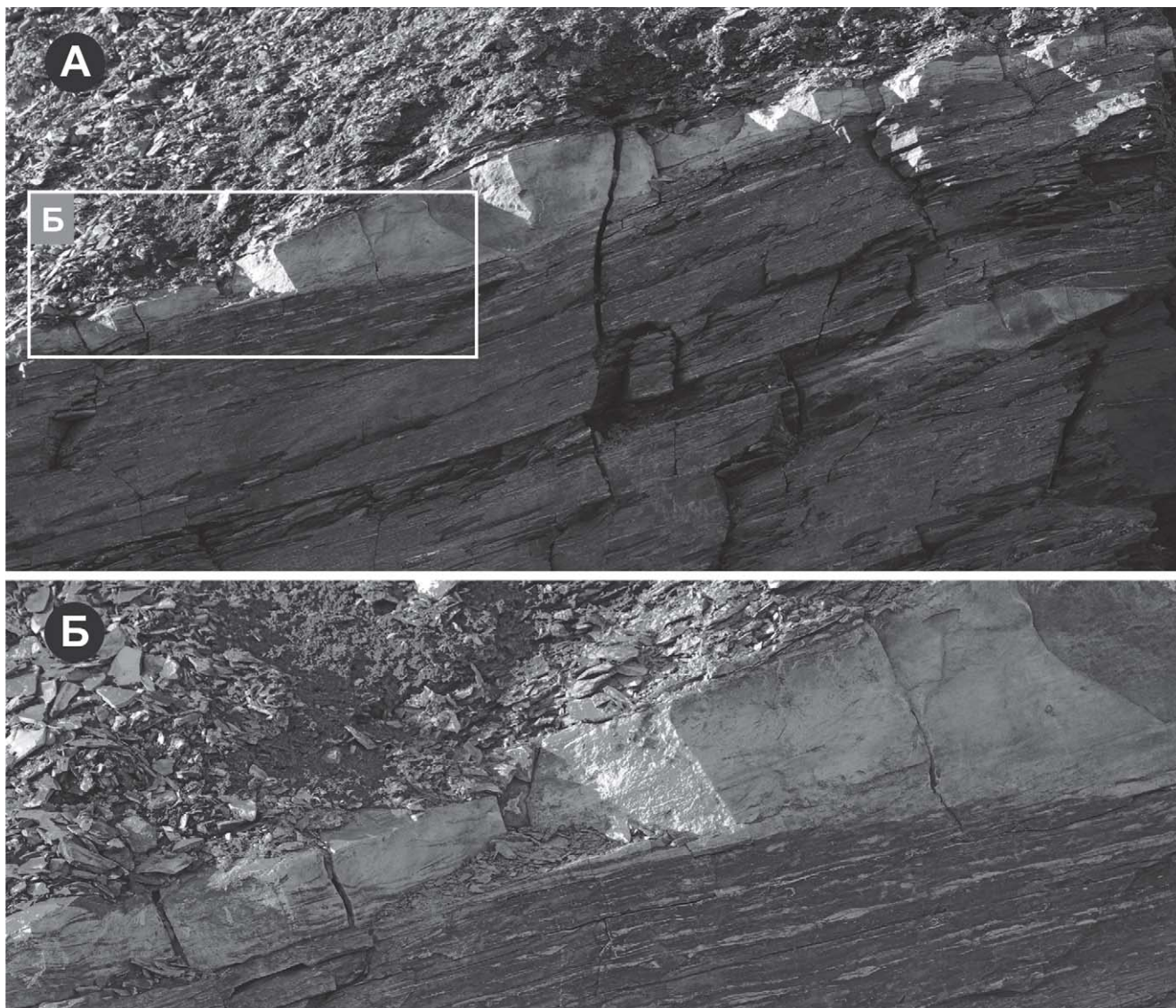


Рис. 2.21. Линзовидные конкреции и тонкие линзовидные слойки обломочного карбонатного материала в аргиллитах верхней части второй толщи кембрия.

Мощность верхней конкреционной линзы около 30 см. (а) – общий вид, (б) – деталь. В левой части конкреции видны реликты флазерной слоистости в известняке. Тонкие светлые прерывистые прослои в аргиллитах представляют собой срезы валиков ряби.

толщи определяется как тойонский век раннего кембрия–начало майского века среднего кембрия. Мощность около 160 м.

2.1.3. Обстановка формирования нижних двух толщ кембрия

Значительная часть нижней толщ кембрия сформировалась в относительно мелководном море при активном влиянии штормов. Об этом свидетельствуют преобладающие в разрезе седиментационные текстуры – hummocky cross-stratification и swaley cross-stratification. Такая слоистость характерна для осадков, отлагающихся во время штормов на участке дна между базисом обычных и штормовых волн, чему соответствует глубина в первые десятки метров (Dumas, Arnott, 2006). Обилие песчаников в разрезе указывает на постоянный привнос песчаного материала в прибрежную часть бассейна с соседней суши. Во время накопления осадков верхней части первой толщ поступление песчаного материала постепенно сокращалось; вторая толща кембрия (колчакская свита) практически лишена песчаников, хотя условия ее фор-

мирования, по-видимому, более мелководные. Возможно, к началу формирования глинистой толщи рельеф питающей суши был пенепленизирован. На мелководную обстановку ее накопления указывает отмеченная на нескольких уровнях волновая и флазерная слоистость осадков, которые традиционно интерпретируются как текстуры, формирующиеся в прибрежной части моря вблизи приливно-отливной зоны; волновая рябь в верхней части разреза, а также наличие горизонтов (в том числе органогенно-обломочных) с многочисленными трилобитами. Значительные интервалы толщи сложены однородными глинистыми осадками, которые не сохранили первичных седиментационных текстур вследствие сильного уплотнения.

Самые верхние горизонты глинистой толщи обнажены на восточном склоне Зеленой долины (точки 202, 260 на Рис. 2.5). Переход к третьей толще происходит постепенно. В 10 м ниже ее подошвы залегают зеленовато-серые и темно-серые аргиллиты с крупными дисковидными конкрециями известняка (до 1 м), содержащими фрагменты трилобитов. Выше преобладают черные пластинчатые до рыхлых листоватых аргиллиты с одним (возможно, несколькими) прослоем темно-серого комковатого известняка, почти полностью состоящего из панцирей трилобитов. Над черными сланцами залегают светло-серые комковатые известняки и аргиллиты, отнесенные нами к основанию третьей толщи. Выше известняки преобладают, окраска постепенно становится пестрой.

2.1.4. Пестроцветная глинисто-карбонатная толща (свита Зеленой долины)

Третья толща кембрия является наиболее ярким интервалом кембрийского разреза – как в прямом, так и в переносном смысле. В ее строении участвуют серо-зеленые алевритистые аргиллиты-алевролиты и розовые известняки, содержащие силикатную примесь. В алевролитах иногда заметна тонкая параллельная слоистость, выраженная чередованием более и менее насыщенных глиной горизонтов. Известняки слагают комковатые прослои и нодулярные горизонты в глинисто-алевролитовом матриксе мощностью 1-20 см (Рис. 2.22а, 2.22б). Некоторые прослои выдержанны и хорошо оформлены – имеют относительно ровные границы, слабо выраженную нодулярную текстуру. Иногда у таких пластов выделяется резкая четкая верхняя граница (Рис. 2.22в), вблизи которой известняк выглядит массивным; ниже в слое появляются включения, линзочки аргиллита, известняк становится комковатым и подошва неровная. Соотношение карбонатных и глинистых пород в разрезе незакономерно меняется: некоторые участки сложены преимущественно аргиллитом-алевролитом, на других преобладают известняки. Но в целом строение третьей толщи кембрия однообразно. И глинистые, и карбонатные породы на некоторых уровнях разреза содержат фрагменты панцирей трилобитов, иногда многочисленные. При этом целые организмы ни разу не были встречены – только головные или хвостовые щиты. В средней части разреза найдены *Pseudagnostus (Sulcatagnostus) sp.*, *Oidalagnostus sp.*, *Agraulos cf. acuminatus* (Angelin, 1851), *Ciceragnostus citea* (Tullberg, 1880), *Phalacroma maja* Pokrovskaya, 1958, *Solenopleura lecta* Egorova, 1982, *Anomocarina siberica* (Holm et Westergard, 1930), *Dolichagnostus admirabilis* Pokrovskaya, 1958. Из верхней части толщи происходят следующие трилобиты: *Anomocarina siberica* (Holm et Westergard, 1930), *A. splendens* Lermontova, 1940, *Clavagnostus repandus* (Westergard, 1930), *Linguagnostus sibiricus* Pokrovskaya et Pegel, 1982, *Pseudagnostus sp.?*, *Pseudophalacroma crebra* Pokrovskaya, 1958, *Anomocare excavatum* (Angelin,

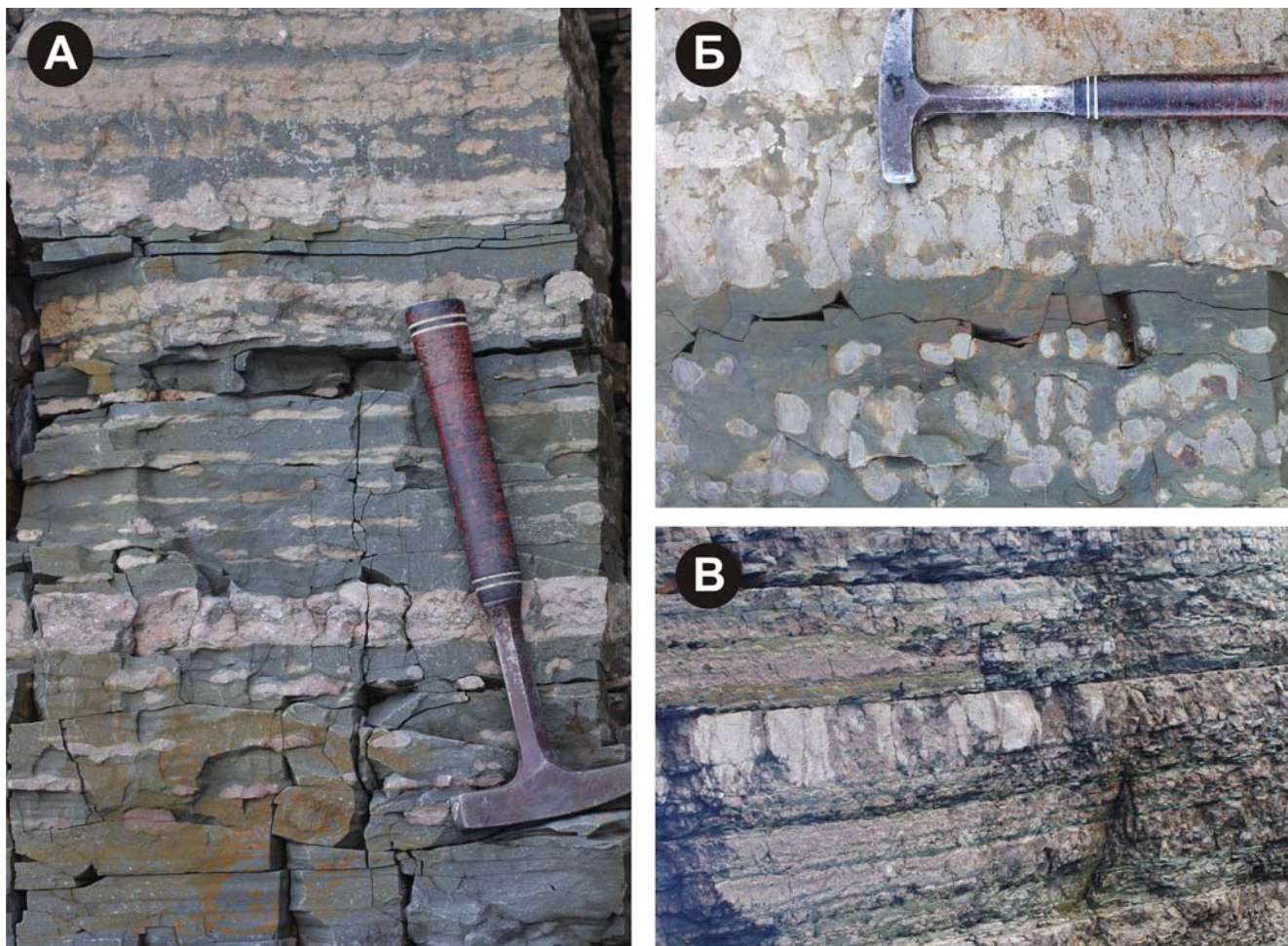


Рис. 2.22. Типичные породы пестроцветной толщи.

(а, б) – комковатые прослои и цепочки нодулей известняка в алевритистых аргиллитах; (в) – слой известняка с резкой кровлей, массивной верхней частью и комковатой нижней. Возможно, такие горизонты образовывались при ранней цементации осадка и представляли собой поверхности плотного дна. Высота кадра около 1,3 м.

1851), *Corynexochus cf. perforatus* Lermontova, 1940, *Anomocarioides limbataeformis* Lermontova, 1940, *Phalacroma maja* Pokrovskaya, 1958, *Peronopsis* sp.

В отличие от других частей разреза кембрия, обнаженных только в береговых обрывах, третья толща выходит также на обширном участке с хорошей площадной обнаженностью. Этот участок – Зеленая долина (см. Рис. 2.5; Рис. 2.23), получившая свое название из-за слагающих ее пород: зеленоватые алевролиты-аргиллиты сразу обращают на себя внимание; прослои известняков здесь более “бледные”, окрашены в светло-серые и бежевые тона. Участок с берега не виден, потому что долина – висячая и отделена от пляжа обрывчиком, сложенным глыбовой мореной. Долина широкая, с довольно крутыми склонами, в верхней части заполнена выводным языком ледника Толля, с которого стекают многочисленные ручьи. Породы пестроцветной толщи слагают квесточки между ручьями и обнажены в их бортах, в восточной части участка видны в промоинах на засыпанном мореной склоне. Кембрийские отложения обнажены на склонах до высоты 70-90 м над уровнем моря, выше залегают базальты. Если рассматривать пестроцветную толщу в ранге свиты, мы предлагаем ее называть свитой Зеленой долины. Ее общая мощность оценена в 130 м, возраст соответствует майскому веку.

Накопление свиты, по-видимому, происходило в насыщенных кислородом водах спокойной лагуны с низкой гидродинамикой, ниже базиса воздействия обычных волн. Первоначально

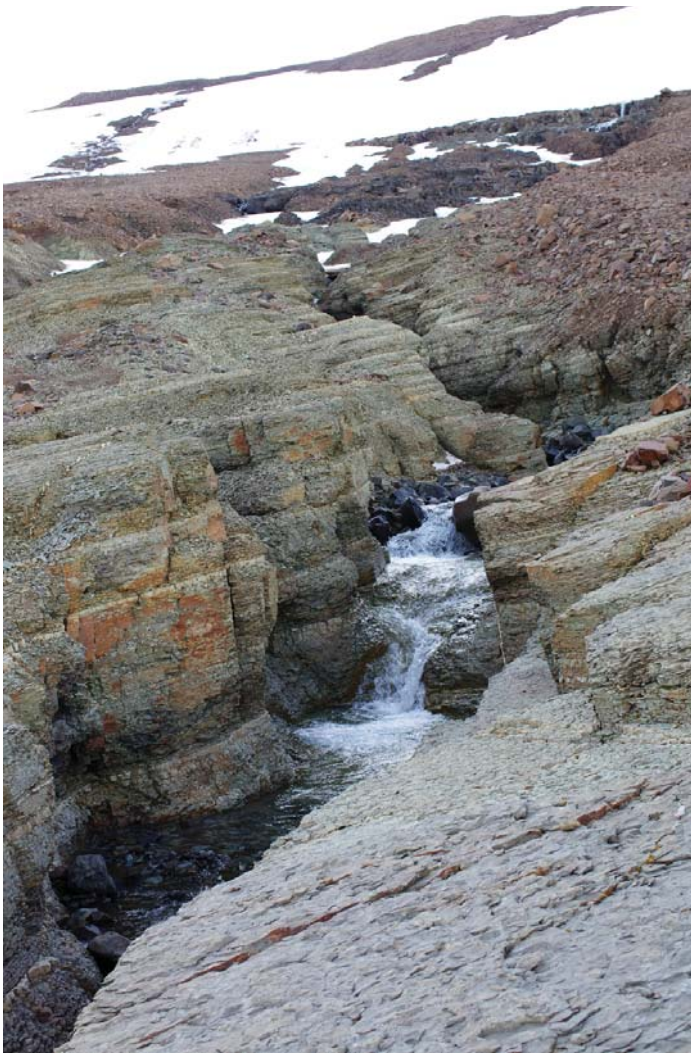


Рис. 2.23. Один из многочисленных ручьев в Зеленой долине, прорезающий породы третьей толщи кембрия. Первоначально этот ручей представлял собой подледниковый каньон.

в бассейне отлагались илы с различным отношением глинистого и карбонатного материала на разных горизонтах, что могло быть обусловлено колебаниями уровня моря. При раннем диагенезе в менее насыщенных карбонатом слоях осадка формировались цепочки линзочек и нодулей известняка в глинисто-алевритовом матриксе; более насыщенные горизонты трансформировались в относительно однородные прослои известняка. Ровная резкая кровля некоторых известняковых пластов (Рис. 2.22в) может быть интерпретирована как поверхность плотного дна (firmground), возникшая из-за ранней цементации осадка в придонном слое. Влияние последней на формирование нодулярных известняков описано в литературе (например, Moller, Kvingan, 1988).

Цветная толща

Черносланцевая толща

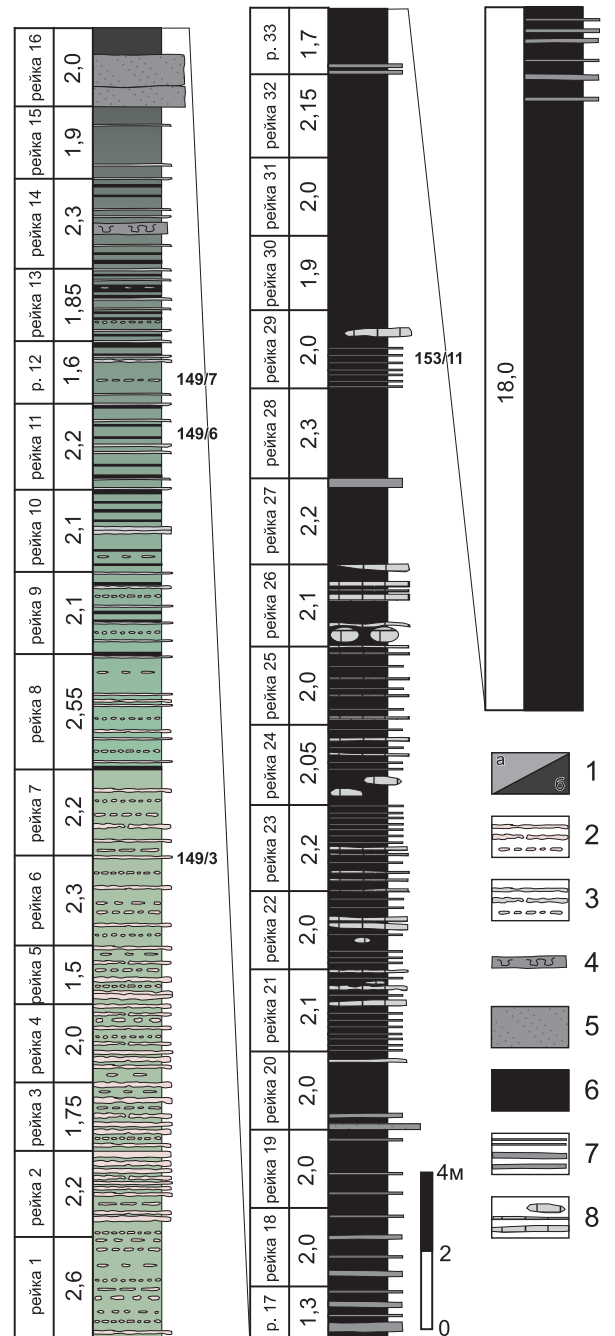


Рис. 2.24. Строение верхней части третьей толщи и нижней части четвертой толщи (граница между ними проводится по кровле интервала "рейка 16"). 1-5 – третья толща: 1 – алевритистые аргиллиты: а – зеленые, б – темно-серые, градиентной заливкой показан постепенный переход одних в другие, 2, 3 – розоватые прослои и нодули известняков, 4 – алевролит с конволютивной слоистостью, 5 – песчаник вблизи кровли третьей пачки; 6-8 – черносланцевая толща: 6 – черные сланцы, 7 – прослои алевролита, 8 – глинисто-карбонатные и глинисто-сульфатные конкреции и горизонты. Слева от колонок приведены мощности в метрах, справа – номера образцов, содержащих трилобиты.

Согласно этим авторам, в более насыщенных глиной горизонтах осадка цементация происходит медленнее, что приводит к образованию изолированных нодулей. Мы предполагаем, что комковатая текстура известняков могла быть также связана с биотурбацией. Хотя явных следов жизнедеятельности в третьей толще кембрия не обнаружено, заметно определенное сходство текстур пестроцветных пород с системами ходов *Thalassinoides*. Достаточно высокая встречаемость остатков трилобитов в толще позволяет предполагать, что они также были одними из агентов биотурбации. В недавнее время доказано, что некоторые трилобиты создавали системы тоннелей, аналогичных следам *Thalassinoides* (Cherns et al., 2006).

В береговом обрыве западнее Зеленой долины обнажен постепенный переход от пестроцветной глинисто-карбонатной толщи к черносланцевой (Рис. 2.24, 2.25). В верхней части третьей толщи породы теряют пестроцветность, аргиллиты становятся более темными с тонкими черными прослоями, затем темно-серыми. Известняков становится меньше, почти пропадают нодулярные горизонты в тонкообломочных породах, в выдержанных пластах менее заметна комковатость; к подошве четвертой толщи известняки практически исчезают. Возрастает количество алевритового материала в разрезе (в том числе в известняках). В верхней части переходного интервала описан крепкий прослой алевролита (20 см) с конволютной слоистостью. Граница толщ проведена по кровле мощного (1,6 м) пласта серого неслоистого песчаника, который ложится на известняк (Рис. 2.26).



Рис. 2.25. Переходные к черносланцевой толще горизонты разреза кембрия. Известняки на этом интервале теряют розовую окраску, аргиллиты становятся темнее по сравнению с нижележащими породами. Заметны черные тонкие глинистые прослои, предположительно маркирующие кратковременные аноксидные интервалы осадконакопления. Высота мерной рейки 2 м.



Рис. 2.26. Общий вид обрыва в точке 153 (см. Рис. 2.2). В нижней части кадра – мощный пласт песчаника в кровле толщи 3, выше – черные сланцы четвертой толщи, перекрытые меловыми базальтами со столбчатой отдельностью. Высота мерной рейки 2 м.

2.1.5. Черносланцевая толща (дунбарская свита, нижняя часть)

Толща представлена черными более или менее рыхлыми сланцами, которые рассыпаются на мелкие листочки и чешуйки; в шлифах заметна тонкая параллельная слоистость. На нескольких уровнях черные сланцы сменяются более крепкими темно-серыми плитчатыми и скорлуповато-плитчатыми алевритистыми аргиллитами. В сланцах рассеяны мелкие разложенные конкреции пирита. Присутствуют редкие тонкие (обычно первые сантиметры) горизонты известняка, глинисто-карбонатные и оржавленные с поверхности глинисто-сульфатные конкреции эллипсоидальной и дисковидной формы (диаметр дециметры–более метра), прослои алевролита мощностью от первых сантиметров до 15 см (Рис. 2.27). В нижних 20 м разреза некоторые интервалы построены ритмично: черные сланцы чередуются с зеленовато-серыми глинисто-алевритистыми горизонтами и линзовидными слойками мощностью миллиметры–первые сантиметры; последние бывают косослоистыми. В верхней половине толщи присутствуют серии (по несколько метров) сближенных массивных прослоев известковистого алевролита–мелкозернистого песчаника мощностью до 50 см. Некоторые из них демонстрируют косую и конволютную слоистость (Фиг. 2.28). В нескольких прослоях алевролита и песчаника замечены следы подводного оползания (мелкие внутрислоевые складки размером от первых сантиметров до первых дециметров). В западном крыле кембрийской антиклинали видимая мощность четвертой толщи составляет около 100 м. Самые верхние горизонты вскрыты в восточном крыле антиклинали (см. ниже), где они сложены аналогичными черными аргиллитами с прослоями алевролитов.



Рис. 2.27. Глинисто-карбонатные конкреции и прослои карбонатного алевролита в нижней части черносланцевой толщи. Длина закрашенных делений мерной рейки 10 см.



Рис. 2.28. Косослоистый алевропесчаник в верхней части верхнекембрийской черносланцевой толщи.

В нижней половине разреза черносланцевой толщи найдены сакские трилобиты *Gliptagnostus reticulatus* (Angelin, 1851), *Eugonocare cylindrata*?, *E. sp.*, *Pseudagnostus idalis* Opik, 1967, *Parabolinites aff. rectus* Pokrovskaya, 1966, *P. sp.*, *Oidalagnostus sp.*, *Aspidagnostus lunulosus*

(Krys'kov), *Goniagnostus* sp., *Acrocephalella granulosa* Rosova, 1963, *Linguagnostus kjerulfi* (Brogger, 1878), *Aagnostus pisiformis* (Wahlenberg, 1818), *Homagnostus* sp. Выше собраны аксайские *Parabolina angusta* Pokrovskaya, 1966, *Parabolinites rectus* Pokrovskaya, 1966, *Erixanium sentum* Opik, 1967, *Pseudagnostus idalis* Opik, 1967, *Pseudagnostus* sp., *Plicatolina* cf. *quadrata* Pokrovskaya, 1966, *Eurudagnostus brevispinus* (Lerm). В подошве и кровле толщи трилобиты не найдены, однако мы предполагаем, что ее возраст охватывает весь поздний кембрий. Нижнеордовикские отложения литологически сходны с верхнекембрийскими и слагают единую черносланцевую последовательность, названную нами «дунбарская свита». Общая мощность свиты не менее 250 м. Мощность ее нижней, кембрийской, части составляет не менее 100 м. Граница систем проведена в значительной степени условно (см. Главу 3). Верхняя (ордовикская) часть свиты рассмотрена в Главе 3.

По имеющимся данным можно предположить, что на финальном этапе накопления осадков пестроцветной третьей толщии кембрия началось постепенное углубление бассейна. В черносланцевой толще сохранилась первичная слоистость, отсутствуют явные следы биотурбации; эти признаки интерпретируются в литературе как следствие аноксидных условий (Pedersen, 1985 и ссылки в этой работе). Однако мы предполагаем, что полностью бескислородные условия возникали в бассейне эпизодически, так как на некоторых уровнях разреза сланцы усеяны панцирями мелких трилобитов. Присутствие в разрезе прослоев алевролита и песчаника с тонкой горизонтальной слоистостью можно объяснить периодическим привнесом в бассейн терригенного материала сильными штормами и осаждением его из движущейся взвешенной суспензии (storm-generated suspension clouds; Reineck, Singh, 1972; Schieber, 1994). Косослоистые горизонты и мелкие валики ряби, вероятно, также связаны с вызванными штормами течениями либо являются результатом перераспределения слабыми волнами наиболее крупного материала, отлагавшегося из взвеси первым (на стадии, когда энергия течения была выше; Pedersen, 1985). Глубина бассейна, предположительно, составляла десятки метров (Reineck, Singh, 1972), изредка могла приближаться к базису штормовых волн.

2.1.6. Расчет мощностей кембрийского разреза

Сланцево-песчаниковая толща. Нижняя часть толщи (между точками 156 и 159 на Рис. 2.2) детально изучена и промерена рейкой на обнажении. Ее мощность 49,2 м. Для верхней части толщи составлена детальная, заснятая с берега фотопанорама, на которой для масштаба также использовалась двухметровая мерная рейка (ставилась через несколько кадров). Мощность верхней части толщи 1 (от точки 159 до кровли, обнажающейся в 40 м к востоку от т. 161) рассчитана по этой фотопанораме с прорисованными пластами и составила 46 м. Однако такая оценка является несколько заниженной: панорама снималась с уровня пляжа снизу вверх (нижняя часть обрыва почти на всем его протяжении закрыта снежниками и осыпями), при этом неизбежны искажения. При подсчете мощностей нижней толщи кембрия путем геометрических построений на основе замеренных элементов залегания получилась следующая картина. Нижняя часть толщи (от т. 156 до т. 159) имеет мощность 49,5 м, верхняя – 51,4 м. Такой результат вполне согласуется с приведенной выше оценкой. В итоге, с некоторой долей условности, принимаем мощность первой толщи кембрия равной 100 м (по 50 м на ее нижнюю и верхнюю части).

Глинистая толща (колчакская свита). Мощность этой толщи рассчитана геометрически и составила около 160 м.

Пестроцветная толща (свита Зеленой долины). При определении ее мощности мы руководствовались следующими соображениями. (а) Мощность той части толщи, что обнажена в Зеленой долине (от подошвы), составляет около 110 м (рассчитана графически, усредненный угол падения принят в 11° ; Рис. 2.5). (б) На склонах Зеленой долины переходные к черносланцевой толще горизонты не обнажены, наблюдаются только нормальные пестрые породы. (в) В береговом обнажении вскрыто 33,15 м разреза (промерено рейкой), причем верхние 18,6 м из них составляют переходные слои, а типичные для третьей толщи породы слагают только 14,55 м. (г) При графическом построении получается, что 20-35 м разреза, обнаженного в клифе западнее точки 149, должно быть видно в выходах Зеленой долины. Однако, учитывая, что в береговом обнажении вскрыто менее 15 м пестрых пород, а выше залегают переходные горизонты, считаем, что перекрытие не превышает 15 м. Таким образом, общая мощность третьей толщи кембрия равна 110 м + 18,6 м (мощность пестрых пород в Зеленой долине + мощность переходных горизонтов), то есть примерно 130 м. Это минимальная оценка. Вероятно она несколько занижена, так как трудно допустить, что в Зеленой долине пестроцветная часть разреза обнажена на полную мощность и при этом не вскрыт хотя бы небольшой фрагмент разреза переходных горизонтов.

Черносланцевая толща (дунбарская свита, нижняя часть). Видимая мощность этой толщи в западном обнажении (между точками 150 и 153 на Рис. 2.2, с учетом высоты обрыва) по графическому построению составляет 90-100 м (из них нижние 52 м промерены рейкой). В восточном обнажении мощность четвертой толщи от точки 271 до предполагаемой кровли (между точками 272 и 273, см. Главу 3 и Рис. 2.2, усредненный угол падения принят в 11°), рассчитанная путем графического построения, составляет 95 м. Но на этом участке не вскрыта подошва толщи. Таким образом, считаем, что общая мощность черносланцевой части разреза кембрия не менее 100 м. Это также минимальная оценка, фактическая мощность может оказаться на несколько десятков метров большей.

Исходя из приведенных данных, общая мощность кембрия на острове Беннетта составляет не менее 490 м.

2.2. Палеонтологическая характеристика разреза

Многочисленные находки трилобитов (Рис. 2.4, 2.29) показывают, что кембрийский разрез на острове Беннетта представлен всеми тремя отделами: нижним, средним и верхним. Ранее были известны находки только среднекембрийских трилобитов (Holm, Westergaard, 1930; Вольнов, Сороков, 1961). Привязка образцов к разрезу дана на Рис. 2.4, к местности – на Рис. 2.2 и 2.5 (расположение точек наблюдения примерно соответствует местам находок образцов с соответствующими номерами, кроме специально оговоренных случаев).

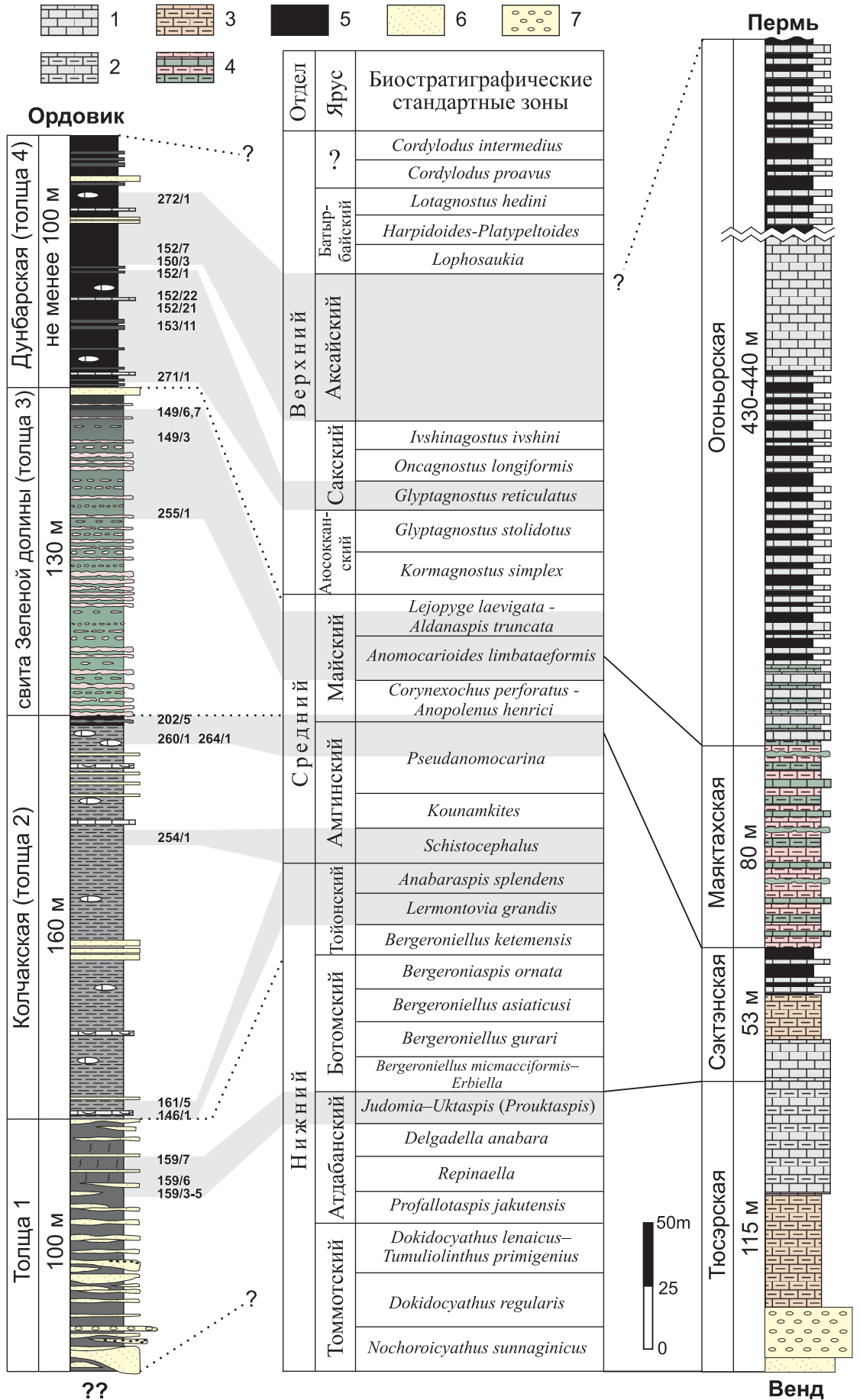
2.2.1. Комплексы трилобитов нижнего кембрия

Трилобиты нижнего кембрия определены из верхней части первой (сланцево-песчаниковой) толщи кембрийского разреза (обр. 159/3–159/7 на Рис. 2.4 и 2.7). Здесь встречены представители рода *Judomia* (обр. 159/3–159/5, 159/7; интервал берега в 100-200 м к западу от т.

Рис. 2.29. Корреляция разрезов кембрия о. Беннетта (слева) и Хараулахских гор (западное крыло Чекуровской антиклинали, справа).

Светло-серым цветом показана приуроченность найденных на о. Беннетта трилобитов к биостратиграфическим зонам. Стратиграфическая схема приведена по (Постановления..., 2008). Зональное расчленение аксайского яруса не дано, так как положение аксайских трилобитов с о. Беннетта не определено до зон. Условные обозначения для разреза о. Беннетта см. на Рис. 2.4. Стратиграфическая колонка кембрия Хараулахского разреза построена по (Коровников, Новожилова, 2012), с дополнениями; пластовая интрузия в тусэрской свите не показана. Привязка границ свит к стратиграфической шкале обозначена сплошными линиями (установленная) или точечным пунктиром (предполагаемая).

1 – известняки; 2 – известняки в разной степени глинистые; 3 – пестроцветные глинистые известняки; 4 – переслаивание розовых и зеленовато-серых глинистых и нодулярных известняков; 5 – черные сланцы, аргиллиты; 6 – песчаники; 7 – конгломераты с галькой гранитпорфиров.



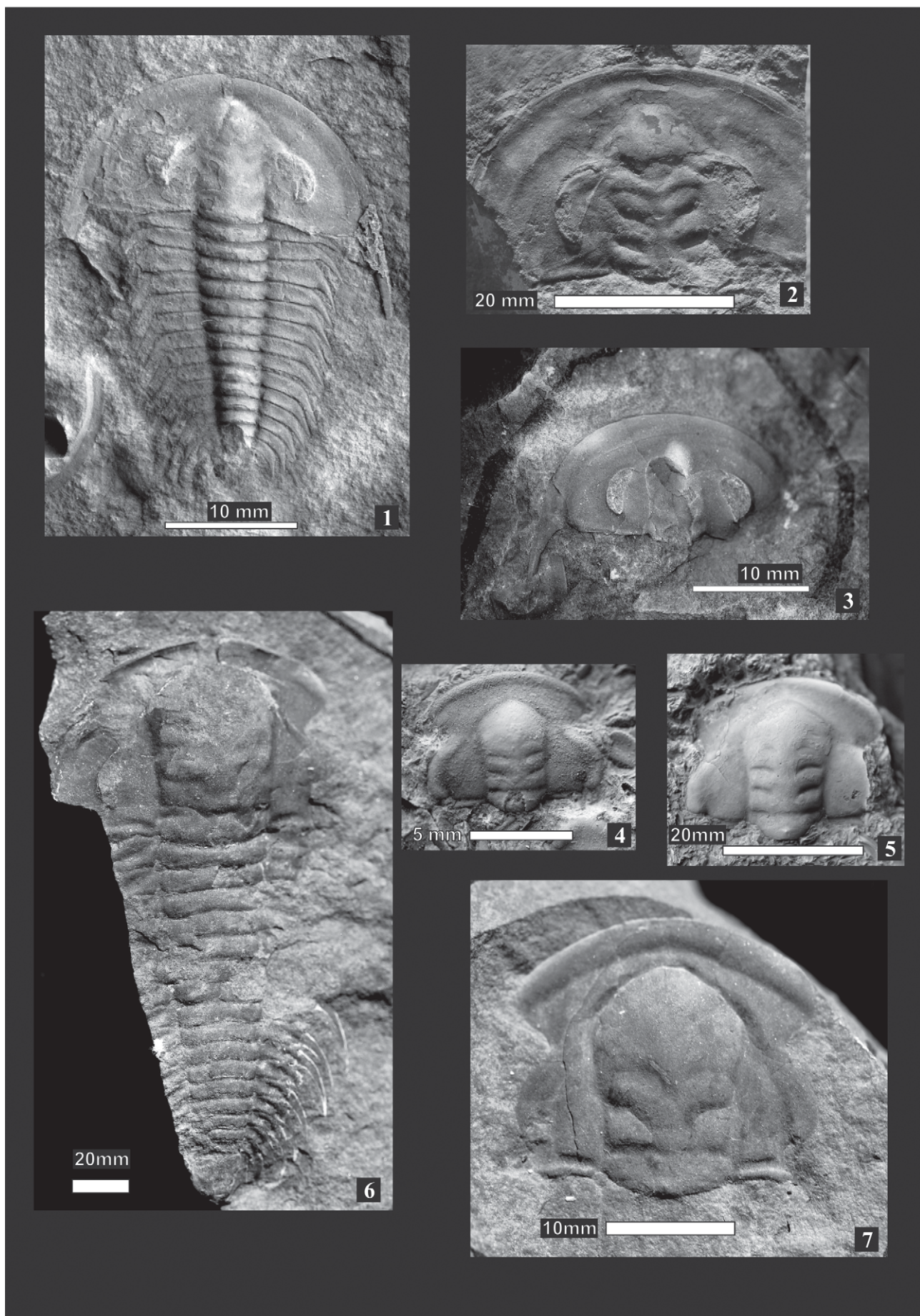
159, Рис. 2.2; Фототаблица 2-I, фиг. 1, 2). Это относительно крупные трилобиты (до 10 см и более), обитавшие в Сибирском палеобассейне в раннем кембрии в конце атдабанского века. Из отложений кембрия Сибирской платформы на сегодняшний день известны девять видов рода *Judomia*. Встреченный вид наиболее близок по морфологическим признакам к *Judomia tera* Lazarenko, 1960, но имеющиеся отличия указывают на то, что, вероятно, это новый представитель данного рода. Кроме того, здесь встречены трилобиты *Delgadella* sp. Плохая сохранность не позволяет определить находку до вида, но родовая принадлежность не вызывает сомнений. Трилобиты рода *Delgadella* существовали в Сибирском палеобассейне в раннем кембрии начиная с середины атдабанского века. Также встречены трилобиты, принадлежащие отряду *Redlichiida* с лицевыми швами (обр. 159/7). Кроме вышеперечисленных трилобитов присутствуют также фаллотаспидные трилобиты, близкие к роду *Fallotaspidella* (обр. 159/3; Фототаблица 2-I, фиг. 3). Кроме трилобитов в этой части разреза встречены брахиоподы *Obolella* sp. Находки брахиопод этого рода известны на Сибирской платформе начиная с низов атдабанского яруса и до низов среднего кембрия. Таким образом, благодаря находкам трилобитов верхнюю часть сланцево-песчаниковой толщи можно соотнести с верхами атдабанского яруса (региональная зона ***Judomia–Uktaspis (Prouktaspis)***).

Глинистая толща в своей самой нижней части также содержит остатки трилобитов раннекембрийского возраста. Здесь в двух точках встречены трилобиты *Lermontovia grandis* (Lermontova, 1951) (Фототаблица 2-I, фиг. 4, 5), *Neopagetina* sp. (обр. 146/1) и *Anabaraspis splendens* Lermontova, 1951 (Фототаблица 2-I, фиг. 6), *Paramicmacca submissa* Repina, 1972, неопределимые остатки трилобитов семейства *Protolenidae* (Фототаблица 2-I, фиг. 7) (обр. 161/5). Образцы 161/5 отобраны вблизи точки 161 (Рис. 2.2, 2.4), примерно в пяти метрах выше подошвы глинистой толщи. Образцы 146/1 найдены в другом крыле антиклинали к востоку от главного ледника Зееберга (точка 154 на Рис. 2.2) и происходят из прослоя органогенно-обломочного известняка, по-видимому, принадлежащего самому основанию толщи. Перечисленные трилобиты существовали в Сибирском палеобассейне в тойонском веке раннего кембрия. В современном разрезе они характеризуют региональные зоны ***Lermontovia grandis*** и ***Anabaraspis splendens*** тойонского яруса.

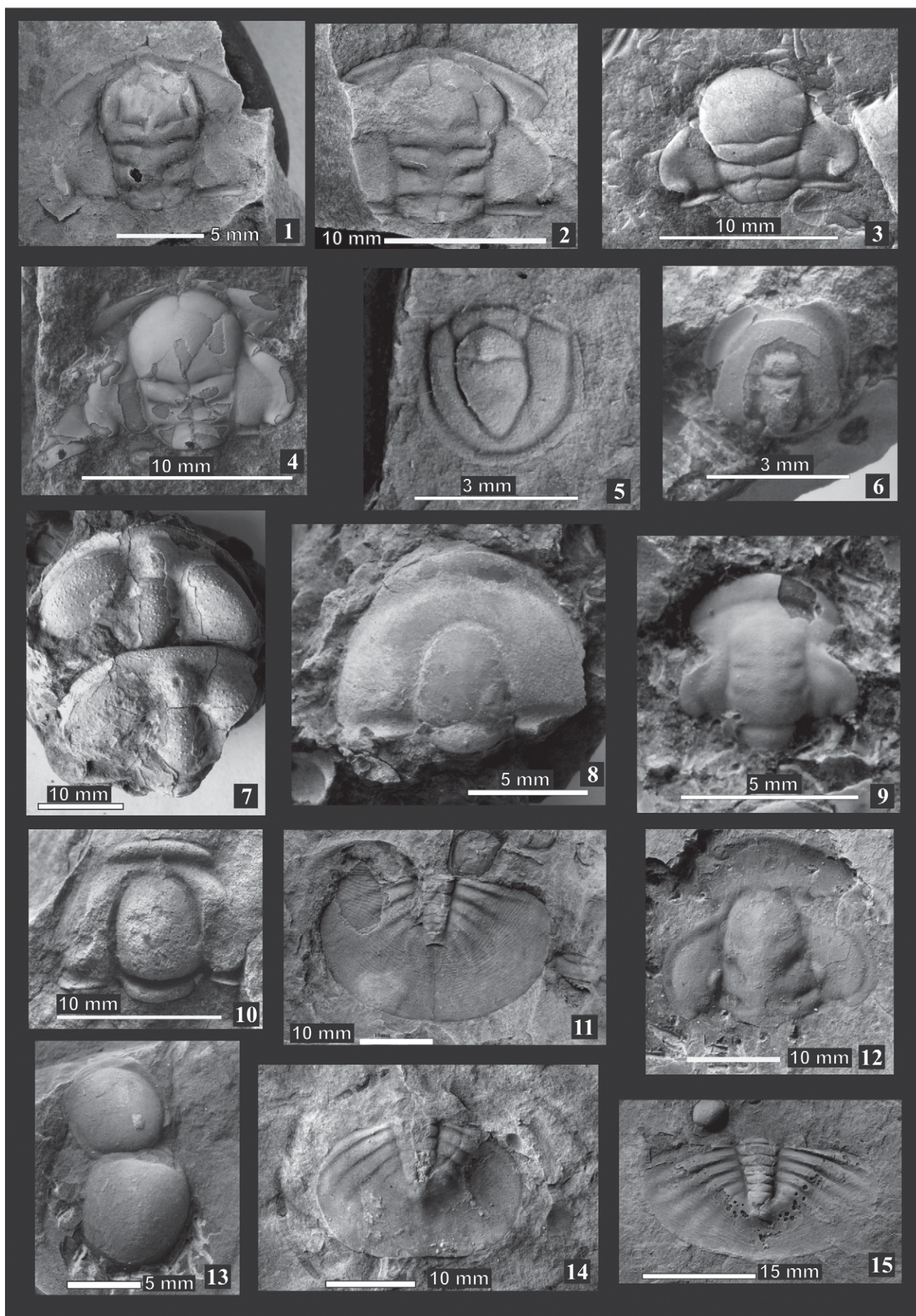
Комплексы трилобитов нижнего кембрия, встреченные в разрезе, содержат в основном таксоны, которые существовали в раннем кембрии только в пределах Сибирского палеобассейна. Это представители родов *Judomia*, *Lermontovia*, *Paramicmacca*, *Anabaraspis*. Такие трилобиты не встречаются в нижнем кембрии других регионов. Можно с большой долей уверенности предполагать, что в раннем кембрии территория острова Беннетта входила в состав Сибирского палеобассейна.

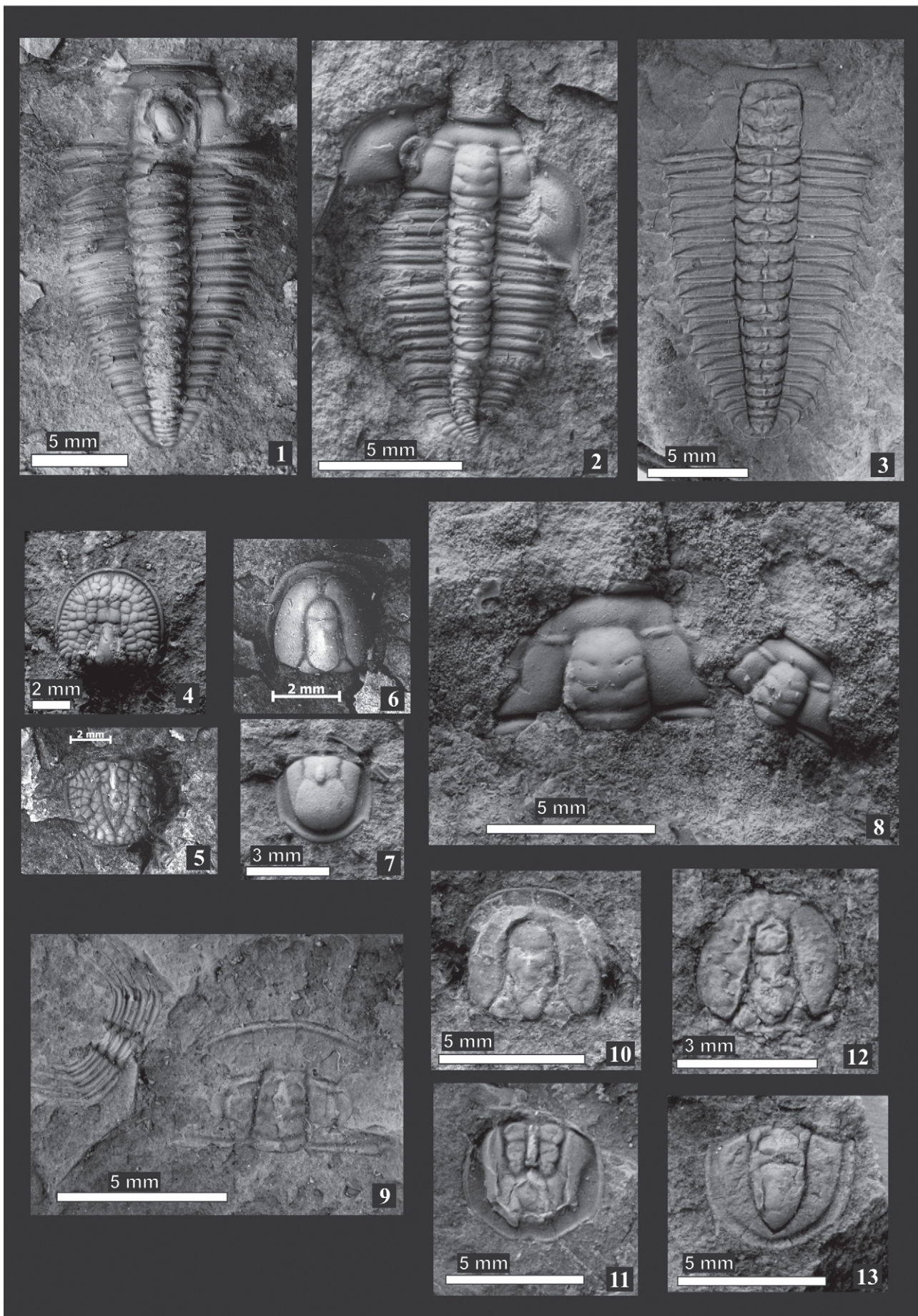
2.2.2. Комплексы трилобитов среднего кембрия

Трилобиты среднего кембрия определены из верхней части второй, глинистой, толщи (обр. 254/1, 264/1, 202/5, 260/1). Образцы 254/1 найдены примерно в 50 м ниже кровли толщи в восточной части Зеленой долины, образцы 260/1 и 202/5 – соответственно в 10 и 3 м ниже кровли (Рис. 2.4, 2.5). Образцы 264/1 происходят из другой части острова, из локального обнажения самых верхов глинистой толщи кембрия вблизи малого ледника Зееберга (точка 264 на Рис. 2.2). Здесь обнаружены многочисленные и разнообразные трилобиты рода *Paradoxides* (Фото-



Фототаблица 2-II





Объяснения фототаблиц

Фототаблица 2-I. Трилобиты нижнего кембрия о. Беннетта.

1, 2 – *Judomia* sp.: 1 – спинной щит, обр. 159/3а, нижний кембрий, атдабанский ярус, зона ***Judomia***, верхняя часть нижней песчано-сланцевой толщи кембрийского разреза, 2 – цефалон, обр. 159/7а, там же; 3 – *Fallotaspidella* ? sp., цефалон, обр. 159/3в, там же; 4, 5 – *Lermontovia grandis* (Lermontova, 1951): 4 – кранидий, обр. 146/1а, нижний кембрий, тойонский ярус, зона ***Lermontovia grandis***, нижняя часть второй, глинистой, толщи кембрийского разреза, 5 – кранидий, обр. 146/1в, там же; 6 – *Anabaraspis splendens* Lermontova, 1951, спинной щит, обр. 161/5а, нижний кембрий, тойонский ярус, зона *Anabaraspis splendens*, нижняя часть второй, глинистой, толщи кембрийского разреза; 7 – *Protolenidae* gen. et sp. indet., там же.

Фототаблица 2-II. Трилобиты среднего кембрия о. Беннетта.

1, 2 – *Paradoxides pinus*? (Westergard, 1936): 1 – кранидий, обр. 254/1а, средний кембрий, амгинский ярус, зона ***Ovatoryctocara***, верхняя часть второй, глинистой, толщи кембрийского разреза, 2 – кранидий, обр. 254/1в, там же; 3, 4 – *Paradoxides sacheri* Barrande, 1852: 3 – кранидий, обр. 264/1а, средний кембрий, амгинский ярус, зона ***Tomagnostus fissus – Paradoxides sacheri***, майский ярус (низ), верхняя часть второй, глинистой, толщи кембрийского разреза, 4 – кранидий, обр. 260/1а, там же; 5 – *Pentagnostus praecurrens* (Westergard, 1936), пигидий, обр. 264/1в, там же; 6 – *Acadognostus acadicus* Hart, 1868, цефалон, обр. 202/5а, средний кембрий, амгинский ярус, зона ***Tomagnostus fissus–Paradoxides sacheri***, майский ярус (низ), верхняя часть второй, глинистой, толщи кембрийского разреза; 7 – *Ctenocephalus probus* N. Tchernysheva, 1953, кранидии, обр. 202/5б, там же; 8 – *Solenopleura* sp., кранидий, обр. 202/5в, там же; 9 – *Pseudanomocarina horrida* N. Tchernisheva, 1961, кранидий, обр. 202/5д, там же; 10 – *Solenopleura lecta* Egorova, 1982, кранидий, обр. 255/1а, средний кембрий, майский ярус (верх), верхняя часть третьей, глинисто-карбонатной, толщи кембрийского разреза; 11 – *Anomocarina siberica* (Holm et Westergard, 1930), пигидий, обр. 255/1в, там же; 12, 15 – *Anomocarina splendens* Lermontova, 1940: 12 – кранидий, обр. 149/7а, средний кембрий, майский ярус (верх), верхняя часть третьей, глинисто-карбонатной, толщи кембрийского разреза, 15 – пигидий, обр. 149/7в, там же; 13 – *Pseudophalacroma crebra* Pokrovskaya, 1958, спинной щит, обр. 149/7с, там же; 14 – *Anomocarina excavatum* (Angelin, 1851), пигидий, 149/7д, там же.

Фототаблица 2-III. Трилобиты верхнего кембрия о. Беннетта.

1, 2, 8 – *Parabolinites* aff. *rectus* Pokrovskaya, 1966: 1 – спинной щит, обр. 271/1а, верхний кембрий, сакский ярус, зона ***Gliptagnostus reticulatus***, нижняя часть четвертой черносланцевой толщи, 2 – спинной щит, обр. 271/1в, там же, 8 – два кранидия, обр. 271/1с, там же; 3 – *Parabolina angusta* Pokrovskaya, 1966, спинной щит, обр. 152/7а, верхний кембрий, аксайский ярус, нижняя треть четвертой черносланцевой толщи; 4, 5 – *Gliptagnostus reticulatus* (Angelin, 1851): 4 – кранидий, обр. 271/1д, верхний кембрий, сакский ярус, зона ***Gliptagnostus reticulatus***, нижняя часть четвертой черносланцевой толщи, 5 – пигидий, обр. 271/1е, там же; 6, 7 – *Pseudagnostus idalis* Orík, 1967: 6 – кранидий, обр. 271/1ф, верхний кембрий, сакский ярус, зона ***Gliptagnostus reticulatus***, нижняя часть четвертой черносланцевой толщи, 7 – пигидий, обр. 271/1г, там же; 9 – *Erixanium sentum* Orík, 1963, кранидий, обр. 152/7в, верхний кембрий, аксайский ярус, нижняя треть четвертой черносланцевой толщи; 10, 11 – *Linguagnostus kjerulfi* (Brogger, 1878): 10 – кранидий, обр. 153/11а, верхний кембрий, сакский ярус, зона ***Gliptagnostus reticulatus***, нижняя часть четвертой черносланцевой толщи, 11 – пигидий, обр. 153/11в, там же; 12, 13 – *Aagnostus pisiformis* (Wahlenberg, 1818): 12 – кранидий, обр. 153/11с, там же, 13 – пигидий, обр. 153/11ф, там же.

таблица 2-II, фиг. 1-4). Кроме них встречены трилобиты *Ctenocephalus probus* N. Tchernysheva, 1953 (Фототаблица 2-II, фиг. 7), *Solenopleura* sp. (Фототаблица 2-II, фиг. 8), *Peronopsis* aff. *fallax* (Linnarsson, 1869), *Acadognostus acadicus* Hart, 1868 (Фототаблица 2-II, фиг. 6), *Pentagnostus praecurrens* (Westergard, 1936) (Фототаблица 2-II, фиг. 5), *Pseudanomocarina horrida* N. Tchernisheva, 1961 (Фототаблица 2-II, фиг. 9) и др. Эти трилобиты характерны для верхов амгинского яруса и низов майского яруса Сибирской платформы. Редкие находки *Paradoxides pinus?* (Westergard, 1936) (обр. 254/1; Фототаблица 2-II, фиг. 1, 2) могут указывать на низы амгинского яруса. Эти трилобиты характерны для первой зоны амгинского яруса (зона ***Schistocephalus***).

Трилобиты среднего кембрия встречены также в верхней части третьей, глинисто-карбонатной, толщи кембрийского разреза (обр. 255/1, 149/3, 149/7, 149/6). Образцы 149/3, 149/6 и 149/7 найдены в береговом обнажении между точками 153 и 149 (Рис. 2.2, 2.4, 2.24) в 20, 11 и 9 м ниже кровли толщи соответственно. Образцы 255/1, отобранные в Зеленой долине (близ точки 255 на Рис. 2.5), относятся к более низким горизонтам разреза – примерно 50-60 м ниже кровли второй толщи. Здесь встречены многочисленные *Agraulos* cf. *acuminatus* (Angelin, 1851), *Ciceragnostus citea* (Tullberg, 1880), *Pseudophalacroma crebra* Pokrovskaya, 1958 (Фототаблица 2-II, фиг. 13), *Solenopleura lecta* Egorova, 1982 (Фототаблица 2-II, фиг. 10), *Anomocarina siberica* (Holm et Westergard, 1930) (Фототаблица 2-II, фиг. 11), *Dolichagnostus admirabilis* Pokrovskaya, 1958, *Anomocare excavatum* (Angelin, 1851) (Фототаблица 2-II, фиг. 14), *Anomocarina splendens* Lermontova, 1940 (Фототаблица 2-II, фиг. 12, 15), *Clavagnostus repandus* (Westergard, 1930), *Linguagnostus sibiricus* Pokrovskaya et Pegel, 1982, *Pseudagnostus* sp., *Corynexochus* cf. *perforatus* Lermontova, 1940, *Anomocarioides limbataeformis* Lermontova, 1940, *Peronopsis* sp. и др. Эти трилобиты характеризуют две верхние зоны майского яруса среднего кембрия: ***Anomocarioides limbataeformis*** и, возможно, ***Lejopyge laevigata – Aldanaspis truncata***.

Комплексы трилобитов среднего кембрия, встреченные на острове Беннетта, включают в свой состав в основном таксоны, которые обитали в пределах Сибирского палеобассейна и не характерны для других регионов. Это *Ctenocephalus probus?* N. Tchernysheva, 1953, *Pseudophalacroma crebra* Pokrovskaya, 1958, *Pseudanomocarina horrida* N. Tchernisheva, 1961, *Agraulos* cf. *acuminatus* (Angelin, 1851), *Phalacroma maja* Pokrovskaya, 1958, *Solenopleura lecta* Egorova, 1982, *Anomocarina siberica* (Holm et Westergard, 1930), *Dolichagnostus admirabilis* Pokrovskaya, 1958, *Anomocarina splendens* Lermontova, 1940, *Phalacroma* sp., *Linguagnostus sibiricus* Pokrovskaya et Pegel, 1982, *Corynexochus* cf. *perforatus* Lermontova, 1940, *Anomocarioides limbataeformis* Lermontova, 1940 и др. Есть в комплексе среднекембрийских трилобитов и формы, которые имели довольно широкое распространение. Кроме Сибирской платформы находки *Peronopsis* aff. *fallax* (Linnarsson, 1869), *Ciceragnostus citea* (Tullberg, 1880) и некоторых других трилобитов известны в разных регионах. Однако обилие эндемичных сибирских видов указывает на то, что накопление среднекембрийских осадков острова Беннетта происходило в Сибирском палеобассейне.

2.2.3. Комплексы трилобитов верхнего кембрия

Трилобиты верхнего отдела встречены в четвертой, черносланцевой, толще кембрийского разреза. Из нижней половины разреза происходят образцы 271/1, 153/11, 152/21, 152/22, 152/1,

152/2 (Рис. 2.4), из них обр. 271/1, по-видимому, относится к самым низам толщи (найден в восточном разрезе, Рис. 2.2), а остальные принадлежат интервалу 25-45 м выше ее подошвы. Здесь встречены *Gliptagnostus reticulatus* (Angelin, 1851) (Фототаблица 2-I, фиг. 4, 5), *Eugonocare cylindrata?*, *Parabolinites aff. rectus* Pokrovskaya, 1966 (Фототаблица 2-III, фиг. 1, 2, 8), *Oidalagnostus* sp., *Linguagnostus kjerulfi* (Brogger, 1878) (Фототаблица 2-III, фиг. 10, 11), *Acrocephalella granulosa* Rosova, 1963, *Homagnostus* sp., *Aagnostus pisiformis* (Wahlenberg, 1818) (Фототаблица 2-III, фиг. 12, 13), *Pseudagnostus idalis* Opik, 1967 (Фототаблица 2-III, фиг. 6, 7) и др. Данный комплекс трилобитов указывает на принадлежность этого интервала разреза к региональной зоне ***Gliptagnostus reticulatus*** сакского яруса верхнего кембрия. В двух точках отбора из средней части толщи (обр. 152/7, 150/3; взяты примерно в 50-60 м выше подошвы) и в верхней части (обр. 272/1; 25 м ниже кровли, восточное крыло антиклинали, Рис. 2.2, 2.4) найдены трилобиты *Pseudagnostus idalis* Opik, 1967, *Parabolina angusta* Pokrovskaya, 1966 (Фототаблица 2-III, фиг. 3), *Parabolinites rectus* Pokrovskaya, 1966, *Erixanium sentum* Opik, 1963 (Фототаблица 2-III, фиг. 9), *Eurudagnostus brevispinus* (Lerm) и др. По многочисленным находкам трилобитов родов *Parabolina* и *Parabolinites* можно утверждать, что данный интервал разреза относится к аксайскому ярусу верхнего кембрия.

Комплексы трилобитов верхнего кембрия, встреченные в разрезе, включают в основном таксоны, которые широко распространены и в других регионах. Трилобиты *Gliptagnostus reticulatus* (Angelin, 1851) имеют всеветное распространение и являются индикатором нижней границы отдела Furongian в новом варианте Международной стратиграфической шкалы. Кроме них, практически все агностидные трилобиты, обнаруженные в черносланцевой толще, имеют широкое распространение, и их находки известны в верхнем кембрии других регионов. Трилобиты родов *Parabolina* и *Parabolinites* также встречаются в аналогичных отложениях других регионов, например в Швеции, Гренландии (Terfelt et al., 2011 и др.). Тем не менее, на видовом уровне эти роды представлены сибирскими формами, которые широко распространены на северо-востоке платформы (Покровская, 1966; Кембрий..., 2008б). Таким образом, в позднем кембрии территория острова Беннетта продолжала сохранять тесную связь с Сибирским палеобассейном, по крайней мере, с его северо-восточной (в современных координатах) частью (Оленекское поднятие, Хараулахские горы).

2.3. Кембрий севера Сибири, Таймыра и о. Беннетта: общие черты

Предположив, что кембрийские отложения острова Беннетта принадлежат Сибирскому палеобассейну, автор считает необходимым привести краткие сведения о строении ближайших выходов кембрия Сибирской платформы, чтобы проиллюстрировать их черты сходства и различия с описанной выше последовательностью. Один из наиболее полных и хорошо изученных разрезов пород этого возраста располагается на правом берегу приустьевой части р. Лена в Хараулахском хребте. Кроме того, ниже приведен краткий обзор кембрийских отложений Таймыра, так как автор предполагает, что в общей структурной зональности шельфа участок, включающий о. Беннетта, соответствует Центрально-Таймырской зоне, которая в кембрии уже являлась частью Сибирской платформы (Богданов и др., 1998; Верниковский, 1996 и др.).

2.3.1. Корреляция с разрезом Хараулахских гор

Ближайший к острову Беннетта кембрийский разрез расположен в нижнем течении р. Лена в западной части Хараулахских гор (хребет Туора-Сис). В Чекуровский антиклинали он представлен тюсэрской (нижний кембрий), сэктэнской (верхняя часть нижнего кембрия и низы среднего кембрия), маяктахской (средний кембрий) и огоньорской свитами (верхи среднего кембрия и верхний кембрий) (Виноградов, 1962; Кембрий..., 1992; Постановления..., 2016). Куонамская свита, которая выделяется между сэктэнской и маяктахской свитами (Коровников, Новожилова, 2012), ранее была включена в сэктэнскую свиту. Выделенные на о. Беннетта четыре толщи кембрия по стратиграфическому положению примерно соответствуют указанным выше свитам Хараулахского разреза, что подтверждается находками трилобитов (Рис. 2.29, 2.30).

Так, самая нижняя сланцево-песчаниковая толща на острове Беннетта в верхней части охарактеризована находками трилобитов позднеатдабанского возраста. В нижнем течении р. Лена верхняя часть тюсэрской свиты также содержит комплекс трилобитов зоны *Judomia-Uktaspis (Prouktaspis)* атдабанского яруса. Однако по литологическим характеристикам тюсэрская свита и нижняя толща о. Беннетта сильно различаются. Тюсэрская свита лишь в нижней части содержит песчаники, гравелиты и конгломераты. В основном она представлена слоистыми и комковатыми глинистыми известняками, часто пестроцветными. Мощность сланцево-песчаниковой толщи 100 м, тюсэрской свиты – 115 м (без учета пластовой интрузии между нижней и средней подсвитами).

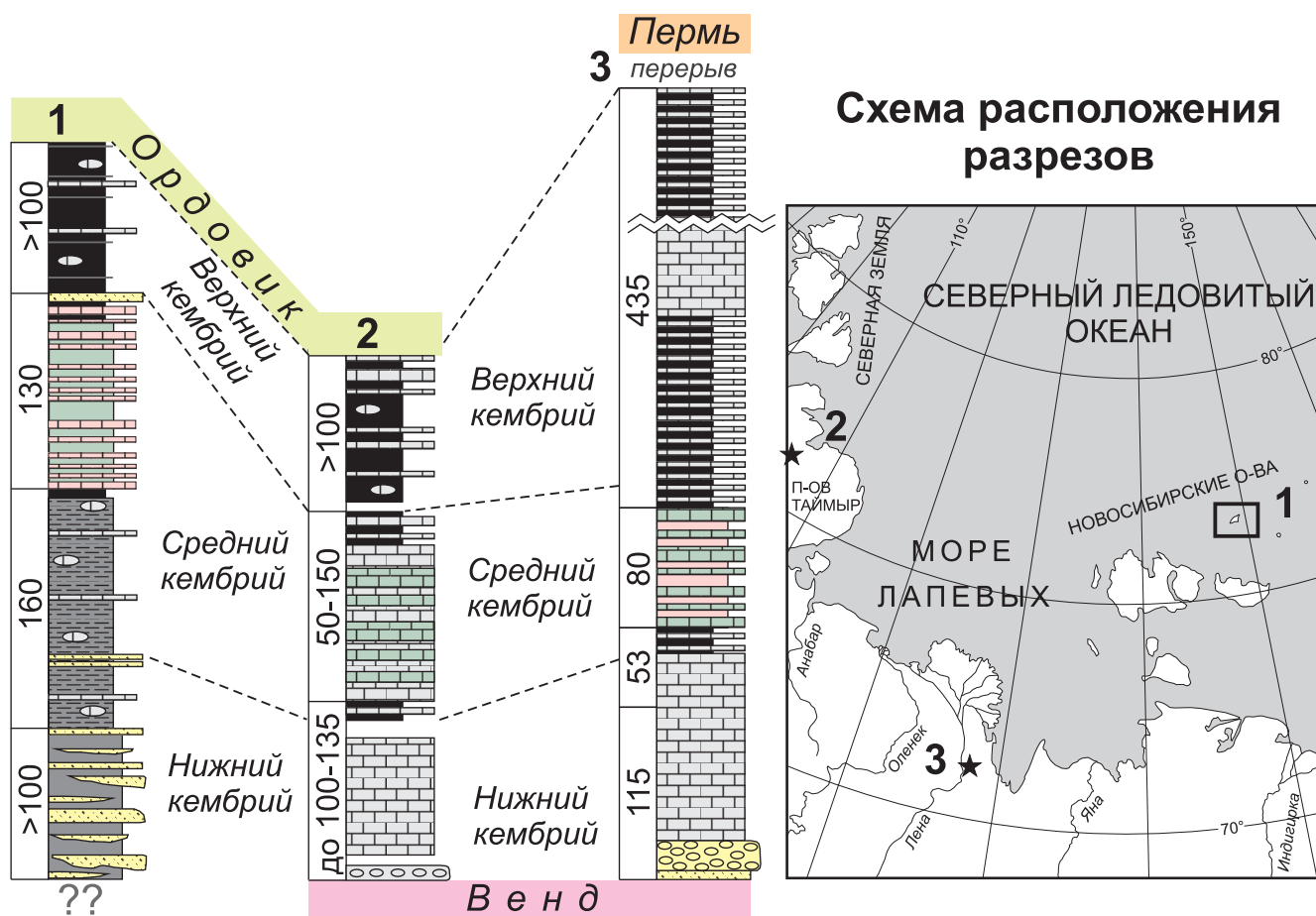


Рис. 2.30. Схема сопоставления разрезов кембрия о. Беннетта (1), восточного Таймыра (2) и Хараулахских гор (3). Колонки упрощены. Колонка (2) построена по данным (Соболевская, Лазаренко, 1965; Соболевская, Кабаньков, 2014; Качурина и др., 2012).

Вторая, глинистая, толща (колчакская свита) кембрийского разреза на острове Беннетта соответствует сэктэнской свите (в ее прежнем понимании, включая куонамскую свиту). Колчакская свита в основании содержит комплексы трилобитов верхов нижнего кембрия, в верхней части – комплексы трилобитов амгинского яруса и низов майского яруса среднего кембрия. Аналогичные возрастные комплексы трилобитов характерны для сэктэнской свиты. Бульшая часть сэктэнской свиты сложена плитчатыми, в разной степени глинистыми, известняками, в основании – массивными известняками. Верхняя часть представлена черными битуминозными сланцами и известняками. Именно эту сланцевую часть Хараулахского разреза предложено выделять в куонамскую свиту (Коровников, Новожилова, 2012). В более южных районах восточной части Сибирской платформы (реки Молодо, Некекит и др.) стратиграфический интервал распространения куонамской свиты шире: там она является возрастным аналогом сэктэнской (в старом понимании) свиты низовьев р. Лена. В колчакской свите острова Беннетта преобладают листоватые аргиллиты, известняки присутствуют только в виде редких прослоев; вблизи кровли залегает несколько метров черных сланцев. Такое строение сближает ее больше с куонамской свитой, развитой южнее Оленекского поднятия, чем с сэктэнской свитой более северных районов. Мощность колчакской свиты 160 м, сэктэнской свиты – 53 м.

Третья, пестроцветная, толща (свита Зеленой долины) из разреза кембрия на острове Беннетта представлена переслаиванием серо-зеленых аргиллитов-алевролитов и розовых комковатых известняков. Непосредственно под подошвой свиты (см. выше) встречены трилобиты, характерные для верхов амгинского яруса–низов майского яруса среднего кембрия. В верхней части разреза найден комплекс трилобитов, отвечающий верхам майского яруса. Аналогичное стратиграфическое распространение имеет маяктахская свита, развитая в районе Хараулахских гор. Свита представляет собой чередование красно-бурых до розовых и зеленовато-серых глинистых известняков. Кроме собственно глинистых известняков в переслаивании участвуют известковистые аргиллиты, содержащие силикатную алевритовую кластику, известняки с бугристыми поверхностями и нодулярные известняки, также пестроокрашенные (Постановления..., 2016). Мощность свиты Зеленой долины 130 м, маяктахской свиты – около 80 м.

Четвертая, черносланцевая, толща о. Беннетта в нижней половине разреза содержит комплекс трилобитов, отвечающий низам сакского яруса верхнего кембрия. Выше встречены трилобиты аксайского яруса верхнего кембрия. Этот возрастной интервал в нижнем течении р. Лена занимает огоньорская свита, представленная в нижней и верхней частях ритмичным чередованием темно-серых пелитоморфных известняков, алевритистых аргиллитов и черных листоватых аргиллитов; в средней части преобладают тонкослоистые плитчатые темные известняки. В породах содержится вкрапленность пирита. Выше с перерывом залегают пермские отложения. Мощность четвертой толщи не менее 100 м, огоньорской свиты – не менее 430-440 м. Самая нижняя часть этой свиты отнесена к верхам майского яруса и сложена темно-серыми известняками с прослоями зеленоватых мергелей (Виноградов, 1962), что сближает ее с верхними (переходными) горизонтами свиты Зеленой долины на о. Беннетта.

Необходимо отметить, что в самой северной части хребта Туора-Сис (Булкурская антиклиналь) верхний кембрий имеет иное строение. Он выделен в балаганахскую свиту и сложен пестроцветными доломитами (300 м) с многочисленными водорослевыми биогермами и биостромами и сопутствующими обломочными породами (Постановления..., 2016). Такая быстрая

фациальная изменчивость связана со сложной конфигурацией кембрийских карбонатных платформ Сибири (см. Главу 5).

2.3.2. Кембрийские отложения Таймыра

На Таймыре выходы кембрийских отложений протягиваются узкой полосой в северной части полуострова (в пределах Центрально-Таймырской зоны; см. Беззубцев, 1986) на большом протяжении. В целом они изучены менее подробно, чем в низовьях Лены. По данным Р.Ф. Соболевской (Соболевская, Лазаренко, 1965; Соболевская, Кабаньков, 2014), а также (Качурина и др., 2012; Государственная..., 2009), в наиболее восточных выходах, максимально приближенных к о. Беннетта (бассейн р. Ленинградская; бассейн рек Гольцовая и Пека к западу от залива Фаддея), они представлены следующими породами.

Нижний – низы среднего кембрия (до 100-135 м). Разнообразные известняки и доломиты с фауной томмотского-ботомского ярусов, в основании – карбонатные конгломераты (10 м). В одном из разрезов по р. Ленинградская в видимом основании разреза отмечены прослои кварцевых песчаников и гравелитов. На границе нижнего и среднего кембрия залегают фаунистически охарактеризованные черные сланцы и темно-серые известняки (часть? тойонского яруса – амгинский ярус). Перечисленные отложения выделены в гравийнореченскую толщу, залегающую согласно на породах верхнего венда (Государственная..., 2009; Соболевская, Кабаньков, 2014). Интересно, что в наиболее восточных из известных выходов толщи (бассейн р. Гольцовая) в ее нижней части (30 м) распространены алевролиты, переслаивающиеся с доломитами. Однако на этом участке гравийнореченская толща выделена только по литологическим признакам и не охарактеризована фауной (Соболевская, Кабаньков, 2014).

Средний кембрий, верхняя часть (майский ярус; 50-150 м). Известняки серые, зеленовато- и желтовато-серые, мелкозернистые и орагногенно-обломочные, с прослоями глинистых известняков. Характерна пологая волнистая слоистость и неровные «бугорчатые» границы. В верхней части – переслаивание темно-серых до черных сланцев и известняков с вкраплениями пирита, известняки имеют «четковидную» форму. В некоторых разрезах прослои сланцев мало-мощны, присутствуют горизонты зеленоватых органично-обломочных известняков с трилобитами. Отложения майского яруса в Центрально-Таймырской зоне выделены в устремленновскую толщу.

Верхний кембрий. Черные сланцы с прослоями и конкрециевидными горизонтами темно-серого известняка, обогащенного пиритом. В разрезе присутствуют пачки известняков мощностью 10-20 м. Некоторые разновидности органические. Отмечается, что известняки содержат примесь силикатных зерен (кварц, полевые шпаты, мусковит) алевритовой размерности; в некоторых разрезах присутствуют черные алевролиты. Верхнекембрийские породы, совместно с литологически схожими отложениями тремадока, относятся к степановской свите общей мощностью более 150 м. Разрезы свиты в бассейне р. Гольцовая более глинистые по отношению к таковым в бассейне р. Ленинградская.

К юго-западу от приведенных разрезов (бассейн р. Траутфеттер; Соболевская, Лазаренко, 1965) верхнекембрийские породы на некоторых интервалах предположительно могут быть интерпретированы как карбонатные турбидиты. Они описаны как переслаивание известняков и сланцев, наблюдаются «следы струйчатости, оползания осадка, знаки ряби», горизонтальная

и косая слоистость. Также здесь отмечены внутриформационные брекчии. Однако в целом разрез более карбонатный, чем в бассейне р. Ленинградской, и, по мнению Р.Ф. Соболевской, он относится к так называемой переходной фациальной зоне. Предполагается, что она разделяла глубоководную зону с преимущественно черносланцевым осадконакоплением и мелководную карбонатную зону, расположенную южнее. Такая зональность ЗЮЗ простирания достоверно установлена для более молодых отложений (начиная с ордовика), но, возможно, она заложилась уже в позднем кембрии. Видимый разрез южной карбонатной зоны начинается с ордовика (Соболевская, 2011; Соболевская, Кабаньков, 2014). По-видимому, в позднем кембрии в «переходной зоне» Таймыра проходила граница карбонатной платформы (существовавшей южнее) к которой были приурочены вышеупомянутые карбонатные брекчии и турбидитоподобные отложения, а севернее были распространены «бассейновые» фации. Вопрос о том, маркировал ли такой фациальный переход границу Сибирского континента, затронут в Главе 5.

По доминирующему карбонатному составу кембрийские отложения Таймыра близки к разновозрастным породам Сибирской платформы. Однако некоторые литологические особенности первых скорее напоминают разрез кембрия о. Беннетта (см. ниже). В отношении фаунистических комплексов Р.Ф. Соболевская и Н.П. Лазаренко заключают: «Большое сходство не только родового, но и видового состава фауны (главным образом трилобитов и колпачковых гастропод) из кембрийских отложений Таймыра и северо-востока Сибирской платформы указывает на идентичность условий формирования осадков кембрия этих регионов и несомненную связь их морских бассейнов» (Соболевская, Лазаренко, 1965, с. 56).

2.3.3. Сходные признаки в трех регионах

Наиболее яркие черты сходства описанных разрезов выражены в комплексах фауны, обсуждавшихся выше. Кроме того, наблюдается также и литологическое сходство пород некоторых уровней разреза. Так, кратковременный эпизод накопления черных углеродистых сланцев, содержащих горизонты комковатых известняков, в кровле второй толщи о. Беннетта находит аналогию в Хараулахе, где выражен более явно. Здесь этому уровню соответствует переслаивание черных сланцев и черных известняков куонамской свиты. Такая же по составу пачка описана в разновозрастных отложениях на востоке Центральной зоны Таймыра. Наиболее очевидная общая черта всех трех разрезов – пестроцветная карбонатно-глинистая толща майского яруса (см. Рис. 2.30). На о. Беннетта она представлена зелеными аргиллитами и розовыми комковатыми известняками, на северо-востоке Сибирской платформы этот интервал почти идентичен, но, вероятно, имеет более карбонатный состав; на востоке Таймыра пачка сложена серыми и пестроцветными волнисто-слоистыми известняками с прослоями глинистых, а также с горизонтами органогенно-обломочных известняков, как и на о. Беннетта. Третий сходный уровень – черные сланцы в верхах разреза (верхи среднего кембрия–верхний кембрий). В разрезе о. Беннетта сланцы доминируют, известняки встречаются в виде редких тонких прослоев и конкреций; на Восточном Таймыре этот интервал представлен сланцами с прослоями и пачками известняков; в Хараулахских горах – известняками и ритмичным переслаиванием темно-серых известняков и черных сланцев.

Однако в целом литологические различия разрезов существенны, что неудивительно, учитывая значительные расстояния между обсуждаемыми регионами. Несмотря на эти различия, границы литологически различимых толщ, выделенных по эмпирическим признакам, в разрезах Хараулаха и о. Беннетта довольно хорошо совпадают (см. Рис. 2.29). Это совпадение, вероятно, вызвано общими для обоих разрезов климатическими или тектоническими причинами, которые привели к изменению обстановки седиментации и являются дополнительным подтверждением единого для них платформенного бассейна осадконакопления. Такая смена обстановок на Таймыре менее точно привязана к разрезу, но и здесь наблюдаются сходные уровни (см. Рис. 2.30). Например, границе первой и второй толщ о. Беннетта приблизительно соответствует переход от известняков к сланцам в верхних горизонтах нижнего кембрия Таймыра. Переход от карбонатной пачки к черным сланцам в верхней части среднего кембрия на Таймыре соответствует границе 3-й и 4-й толщ о. Беннетта.

Следует также отметить, что как на о. Беннетта, так и на Таймыре нижняя часть ордовика представлена теми же породами, что и верхний кембрий; граница систем проводится только на основании смены комплексов фауны. На северо-востоке Сибирской платформы ранее описывалась сходная ситуация (в интервал распространения огоньорской свиты включали верхний кембрий и нижний ордовик; Кембрий..., 1992), однако позднее верхние горизонты свиты были переведены в кембрий (аксайский ярус; Кембрий..., 2008б). Выше в пределах Чекуровской антиклинали с перерывом залегают пермские отложения. Кроме того, если в бассейне р. Траутфеттер на Таймыре (см. выше) верхний кембрий действительно представлен карбонатными турбидитами, это также отчасти подтверждает сходство геологической истории Таймыра и о. Беннетта: в разрезах последнего черные сланцы верхнего кембрия–низов ордовика постепенно переходят в карбонатные турбидиты флоского возраста. Этот вопрос рассмотрен в следующей главе.

2.4. Выводы

На острове Беннетта вскрыт непрерывный слабодислоцированный разрез кембрийской системы. Большая часть этого разреза обнажена в клифе, и строение слагающих его пород можно изучать с любой степенью детальности. Породы в клифе образуют пологую моноклинали, что чрезвычайно удобно для стратиграфического описания, так как толщи могут быть описаны последовательно слой за слоем. Возрастной диапазон формирования изученного разреза определен по трилобитам и соответствует интервалу атдабанский век раннего кембрия – поздний кембрий. В нижней части видимого разреза трилобиты не найдены. В кровле разреза фауна также не встречена: самые «молодые» из обнаруженных трилобитов жили в аксайском веке. На Сибирской платформе аксайский ярус традиционно считался верхним ярусом кембрийской системы (Решения..., 1983), однако после выделения над ним батырбайского яруса (Постановления..., 2008) возникли неясности с сопоставлением частных разрезов с Общей стратиграфической шкалой. В любом случае, непрерывный переход к достоверно ордовикским породам позволяет предполагать наличие на острове Беннетта полного разреза верхнего кембрия.

Четыре толщи, выделенные нами в разрезе, представлены различными шельфовыми фациями и связаны друг с другом постепенным переходом. На протяжении атдабанского и бо-

томского(?) веков (нижняя толща) территория острова Беннетта представляла собой относительно мелководную (не глубже 50 м; Dumas, Arnott, 2006) зону терригенного шельфа, подвергнувшегося воздействию штормов. Штормовые волны и течения выносили из прибрежной части бассейна большой объем песчаного материала. О положении предполагаемой суши, служившей его источником, можно судить только по косвенным признакам (см. Главу 5). В конце раннего кембрия поступление песчаного материала в бассейн сократилось, что, возможно, связано с пенепленизацией питающей провинции, и на протяжении тойонского–амгинского веков накопилась толща преимущественно глинистых осадков. Некоторые текстуры, сохранившиеся в средней и верхней частях толщи, могут быть интерпретированы как прибрежные. Майский век среднего кембрия характеризуется лагунными условиями, в которых сформировалась пестроцветная толща переслаивания аргиллитов и известняков с многочисленными остатками трилобитов на ряде уровней. На границе среднего и позднего кембрия началось углубление бассейна, развитие аноксии, и на протяжении позднего кембрия (и начала ордовика) накопилась мощная толща черных сланцев. Вероятно, это являлось отражением эпохи глобальной трансгрессии, высокой температуры Мирового океана и ровного теплого климата («global hyperwarming»; Landing, 2011), существовавшей с конца раннего кембрия по начало ордовика. Такие условия вели к сокращению океанической циркуляции, уменьшению растворимости кислорода в морской воде и возникновению полностью или частично аноксидных обстановок на открытых шельфах палеоконтинентов.

Разрез о. Беннетта охарактеризован комплексами трилобитов, среди которых преобладают эндемичные сибирские виды. Он имеет ряд сходных черт с одновозрастным разрезом северо-востока Сибирской платформы, расположенным в Хараулахских горах. В обоих районах кембрий подразделяется на четыре литолого-стратиграфических толщи, имеющие близкие возрастные интервалы распространения. Несмотря на различие в характере осадконакопления, выраженное в доминировании в Хараулахе карбонатных пород, а на о. Беннетта терригенных, некоторые уровни разрезов литологически схожи. Это, прежде всего, пестроцветные глинисто-карбонатные породы майского яруса и черные сланцы верхнего кембрия. Перечисленные признаки позволяют утверждать, что отложения кембрийской системы, обнаженные ныне в нижнем течении р. Лена и на острове Беннетта, накапливались в едином морском бассейне. Аналогичные выводы можно сделать и при сопоставлении разрезов о. Беннетта и Центрального Таймыра. Это заставляет существенно сместить границу Сибирского палеоконтинента к северо-востоку и позволяет предполагать, что значительная часть шельфа моря Лаптевых подстилается в разной степени деформированными комплексами чехла Сибирской платформы.

Принято считать, что в начале палеозоя Сибирский континент находился в южном полушарии близко к экватору, в перевернутом относительно современного положении, и был почти полностью покрыт мелководным морем (например, Socks, Torsvik, 2007). В сегодняшних западной, южной и центральной частях платформы накапливались преимущественно карбонатные породы и эвапориты, в восточной и северо-восточной частях – нормально-морские глинисто-карбонатные отложения (Кембрий..., 1992, 2008а; Мельников и др., 1989). Песчаники распространены только в разрезах юго-западной части платформы, не считая базальных горизонтов некоторых других разрезов (Кембрий..., 1992). Обломочный материал туда, предположительно-

но, поступал с юго-запада (в современных координатах) со стороны Алтае-Саянской области (Cocks, Torsvik, 2007). По-видимому, сходная обстановка сформировалась в кембрии и на противоположной окраине Сибирской платформы: северо-восточнее о. Беннетта также располагалась суша, поставлявшая кластику в шельфовый бассейн. На положение предполагаемой суши указывает ориентировка седиментационных текстур в ордовикских отложениях о. Беннетта и сходное распределение возрастов детритовых цирконов в кембрийских и ордовикских песчаниках (см. Главы 3, 5).

ГЛАВА 3. Ордовик острова Беннетта

Наличие ордовикских отложений на о. Беннетта установлено Г. Троедссеном по сборам Э.В. Толля на основании присутствия в них граптолитов этого возраста. Более подробно породы ордовика были изучены М.М. Ермолаевым и П.А. Шумским, которые описали их как песчаные сланцы и песчаники общей мощностью не менее 500 м, в которых изредка встречаются известковистые отложения (Ермолаев, Спижарский, 1947). Во время проведения мелкомасштабной съемки обосновано присутствие на острове отложений нижнего и среднего отделов системы благодаря находкам граптолитов аренигского (флоский ярус – нижняя часть дарривилского яруса) и среднеордовикского возраста (Вольнов, Сороков, 1961). Причем, если в цитируемой работе самые молодые граптолиты были отнесены к низам лландейло, то в более поздних публикациях указан более узкий стратиграфический диапазон фаунистически охарактеризованных отложений: верхний арениг – лланвирн, подтвержденный дополнительными сборами фауны Б.А. Клубова в 1972 г.; верхняя часть разреза отнесена к лландейло условно (Вольнов и др., 1970; Соболевская, 1976). Д.А. Вольновым и Д.С. Сороковым ордовикский комплекс описан очень схематично как монотонное переслаивание алевролитов, аргиллитов и песчаников существенно кварцевого состава. Отмечено наличие косой и горизонтальной слоистости, следов подводного оползания и течения осадка. В нижней видимой части разреза прослой песчаников редки, вверх по разрезу их количество увеличивается. В видимой кровле ордовика песчаники пестро окрашены. Мощность ордовикских отложений оценена ими в 1060-1080 м; из них около 300 м в основании разреза не вскрыто, контакт с кембрием не наблюдался. На основании этих кратких сведений невозможно составить адекватное впечатление о том, какими породами на самом деле сложен разрез. До проведения полевых работ нам представлялось, что нижняя часть разреза ордовика сложена преимущественно сланцами, верхняя – преимущественно кварцевыми песчаниками, которые выше по разрезу становятся пестроцветными, что, вероятно, указывало на обмеление бассейна. В 80-х гг. прошлого века о. Беннетта посещался С.С. Драчевым, который интерпретировал ордовикские отложения как турбидиты, указав на цикличное строение разреза и наличие характерных текстур (таких как градационная слоистость, следы размыва на границе циклитов, подошвенные знаки в песчаниках и пр.), а также на присутствие известковистых пород (Драчев, 1989). Однако оставалось не совсем ясным, какую именно часть разреза ордовика изучал С.С. Драчев; кроме того, он относил к комплексу карбонатно-терригенных турбидитов также и кембрийские отложения. Как выяснилось позже во время проведения наших исследований, разреза ордовика более разнообразен, но большая его часть действительно сложена турбидитами. Пестрая окраска пород, отмеченная Д.А. Вольновым и Д.С. Сороковым (1961), вызвана их изменениями в домеловой коре выветривания, и не приурочена к какому-то конкретному стратиграфическому уровню.

Таким образом, недостаток фактических сведений об ордовикских породах допускал разные интерпретации обстановок их образования, что приводило к неоднозначной трактовке тектонического положения участка шельфа, включающего о. Беннетта. Поскольку геологическое строение острова отличается от строения областей, расположенных южнее, многие исследователи включали его в состав экзотического по отношению к Сибири террейна (см. Главу 1). Согласно противоположной точке зрения, впервые высказанной Э.В. Толлем (см. Рис. 1.5), о. Беннетта, так же как и более южные острова архипелага, в палеозое был частью Сибирского континента (напр., Cocks, Torsvik, 2011).

В июне-сентябре 2011 года А.Б. Кузьмичевым и М.К. Данукаловой были задокументированы все обнажения ордовика, присутствующие на острове. Была собрана огромная коллекция граптолитов, частично изученная Н.В. Сенниковым. Конодонты определены Т.Ю. Толмачевой.

3.1. Общие сведения о строение разреза ордовика

Отложения ордовикской системы слагают восточную часть острова и обнажены в нижней части обрыва северо-западного берега (см. Рис. 2.1 в предыдущей главе). Наилучшие выходы пород этого возраста расположены на западном и северо-восточном берегу полуострова Чернышева и на значительном отрезке (2,2 км по прямой) в клифе вдоль бухты Павла Кеппена (Рис. 3.1). Разрез северо-западного берега ввиду труднодоступности был изучен менее детально. Нижние горизонты ордовика выходят на дневную поверхность в низком обрывчике на южном берегу, вблизи устья р. Четыре ящика в интервале точек 273-277 (см. Рис. 3.1), и там же выше по склону в бортах ручья (точки 278-281). Видимые верхи разреза обнажены в обрыве в 750 м к северо-востоку от устья р. Лагерной (т. 320-321, 102). Кроме перечисленных, локальные коренные выходы ордовикских пород присутствуют во внутренней части острова в долинах рек Лагерной и Четыре Ящика. Обнажения ордовика на некоторых участках обнаружены впервые.

В разрезе мы выделили снизу вверх три толщи (Рис. 3.2): черные сланцы (130-140 м), карбонатные турбидиты (не менее 250 м) и силицикластические турбидиты (не менее 730 м). Общая мощность ордовикских отложений на острове составляет как минимум 1110 м. На многих уровнях в них найдены граптолиты, а также отобран ряд проб для выделения конодонтов.

3.2. Переходные слои от кембрия к ордовику: черносланцевая толща (дунбарская свита, верхняя часть, тремадок – нижний фло)

Верхняя часть кембрия и низы ордовика представлены на о. Беннетта единой толщей мощностью не менее 250 м, в которой преобладают черные сланцы, для которых предложено название дунбарская свита (Данукалова и др., 2014). Точное положение границы систем установить не удалось: между последней точкой, где найдены верхнекембрийские трилобиты (точка 272 на Рис. 3.1; аксайский ярус; Данукалова и др., 2014), и первой точкой с ордовикскими граптолитами на протяжении более 600 м (расстояние вдоль берега) фауна не обнаружена. Этот интервал по мощности соответствует примерно 130 м (мощность определена по построению). Большую его часть (90-100 м) мы условно отнесли к ордовику на основании того, что самые древние найденные граптолиты (обр. 275/1 – 275/3, см. ниже) указывают на раннефлоский воз-

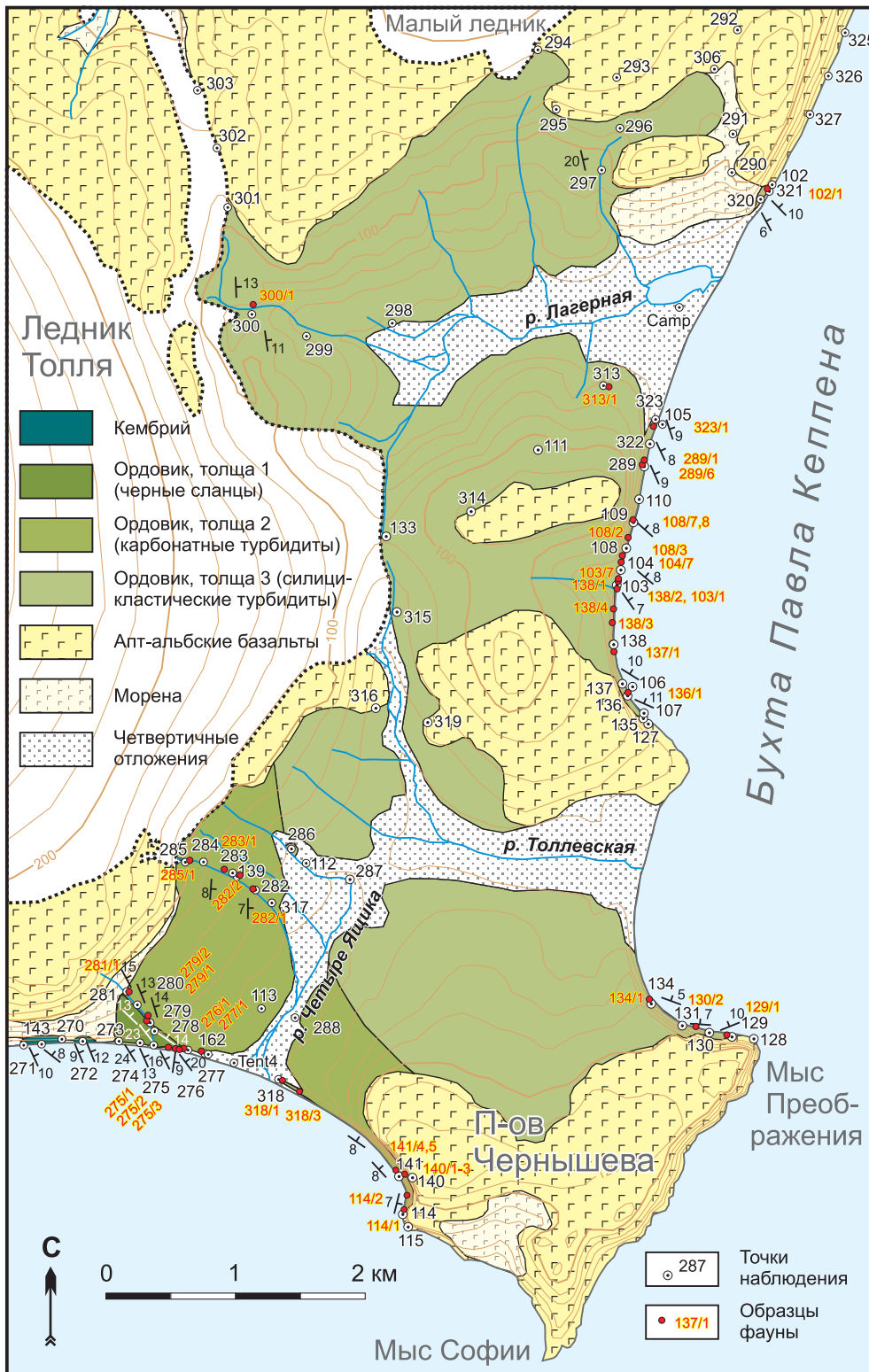


Рис. 3.1. Геологическая карта восточной части о. Беннетта. На этой территории расположены основные обнажения пород ордовика. Граница между второй и третьей толщей проведена на карте без учета рельефа, приблизительно на одной высоте в 40 м.

раст вмещающих отложений, и «немой» интервал разреза должен включать, помимо самых верхов кембрия, также и весь тремадок. Граница систем проведена условно посередине необнаженного участка берега между точками 272 и 273 (см. Рис. 3.1). «Немая» часть разреза ордовика, судя по фрагментарным обнажениям, сложена рыхлыми черными сланцами. Они содержат в средней части пачку (не менее 15 м) с прослоями плитчатых алевролитов. Вблизи подошвы пачки описан пласт (линза?) прочного пористого буроватого алевропесчаника мощностью 30 см, вблизи кровли – линза (25x100 см) известняка. Более высокие, фаунистически оха-

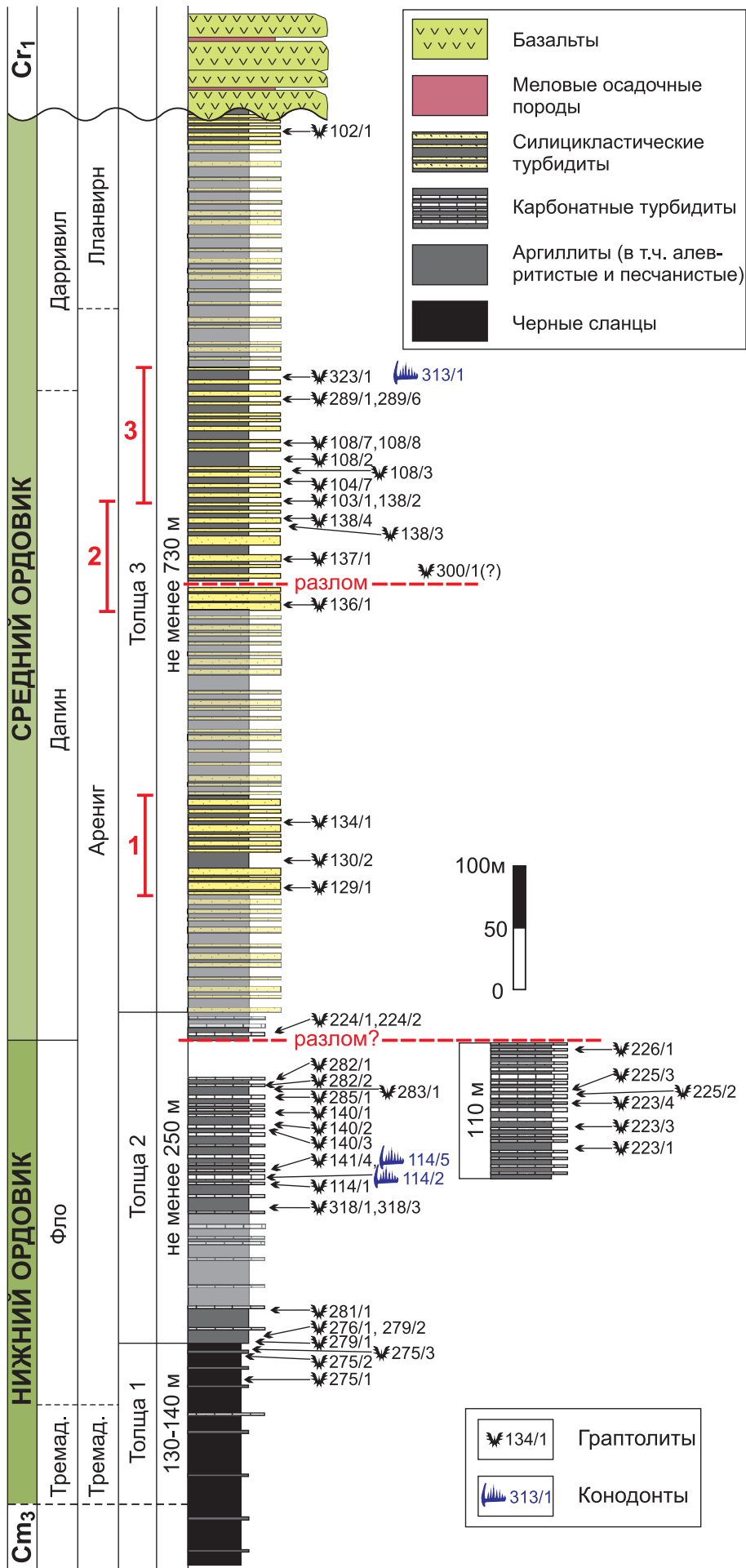


Рис. 3.2. Схематичная стратиграфическая колонка ордовикских отложений острова Беннетта. Полу-прозрачной заливкой показаны части разреза, не обнаженные в клифе. Красные отрезки маркируют фрагменты верхней (третьей) толщи, для которых составлены детальные колонки: 1 – разрез Южного участка, 2 – опорное обнажение, южная часть; 3 – опорное обнажение, северная часть.

рактированные, горизонты черносланцевой толщи ордовика имеют мощность порядка 40 м и представлены серыми и черными, часто оржавленными, листоватыми аргиллитами с неявными тонкими прослоями песчанистых алевролитов (Рис. 3.3). Здесь в трех точках найдены граптолиты. Наиболее низкие по разрезу находки (обр. 275/1, 275/2; 10 и 30 м выше подошвы этого интервала) имеют плохую сохранность. Среди них определены таксоны, характерные для флоского и дапинского ярусов ордовика (список таксонов из этих и всех прочих образцов приведен в Таблице 1). Обр. 275/3, найденный немного выше, вблизи кровли разреза, содержит комплекс граптолитов, позволяющий ограничить возраст вмещающих отложений ранним фло. Общая мощность черносланцевой толщи нижнего ордовика по нашим оценкам составляет 130-140 м.

3.3. Вторая толща ордовика: карбонатные турбидиты (софийская свита, верхи нижнего фло – низы нижнего дапина?)

Вторая толща ордовика описана следующих местах: к западу от устья р. Четыре Ящика (ее нижние горизонты, надстраивающие разрез черносланцевой толщи; участки 1а и 1b на Рис. 3.4), к юго-востоку от устья этой реки в клифе (обнажение 318-114; участок 2 на Рис. 3.4), в каньонообразном русле нижнего правого притока р. Четыре Ящика (видимые в этой части острова верхи разреза толщи; участок 3 на Рис. 3.4), а также на двух участках в северо-западной части острова – «Северная центральная долина» (см. Рис. 2.1) и «Три ручья» (расположен западнее первого). Мы предлагаем эту толщу рассматривать в ранге свиты и называть ее софийской – по названию мыса Софии, к северо-западу от которого расположены основные выходы



Рис. 3.3. Листоватые аргиллиты с тонкими прослоями алевролита. Верхняя часть черносланцевой толщи, нижний фло.

толщи в пределах южного берега острова. Эти обнажения – к западу и востоку от устья р. Четыре Ящика – следует считать фрагментами опорного обнажения свиты.

3.3.1. Разрез южного берега: нижние горизонты второй толщи

Самые нижние горизонты этой толщи представляют собой продолжение вышеописанного разреза. В низком береговом обнажении в 35 м к западу от точки 276 и выше по склону в ручье (т. 279; см. Рис. 3.1) на рыхловатых черных аргиллитах первой толщи ордовика залегают буровато-серые алевропесчаники (Рис. 3.5), обра-

зующие плиты мощностью 0,5-1 см, расслоенные тонкими горизонтами черных сланцев. Эти породы мы отнесли к подошве второй, глинисто-карбонатной, толщи ордовика. Мощность плитчатых алевропесчаников составляет несколько метров, выше они сменяются относительно крепкими серыми аргиллитами и алевролитами практически без черного материала. В них есть прослои алевропесчаника, аналогичного нижележащему, чуть выше по разрезу появляются редкие прослои микритового известняка. Мощность нижней части софийской свиты, обнажен-

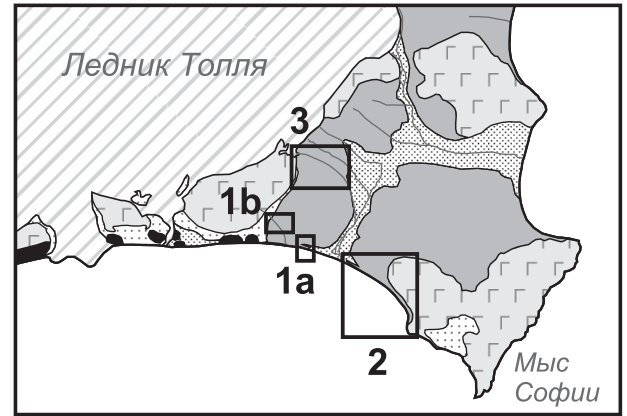


Рис. 3.4. Схема расположения обнажений второй толщи ордовика в восточной части острова. 1 – нижние горизонты толщи (а – в береговом обрывчике, b – выше по склону в ручье); 2 – обнажение 318-114 («Четыре Ящика»); 3 – подледниковый каньон. Серой заливкой показан ордовик.



Рис. 3.5. Алевропесчаники в низах второй толщи. Нижний флю, зона *approximatus*.

ной к западу от устья р. Четыре ящика, по построению составляет не более 30 м. Вблизи ее основания (обр. 279/2), а также в верхах вышеописанного фрагмента разреза (обр. 281/1), найдены граптолиты, характерные для зоны *approximatus* раннего флю.

3.3.2. Обнажение 318-114 («Четыре ящика»)

Следующие коренные выходы расположены уже восточнее устья реки, в т. 318 и далее на юго-восток до т. 114 (см. Рис. 3.1). Мощность необнаженного фрагмента разреза оценена по построению в 75-85 м. Большая часть обнажения 318-114 представлена обрывом, нижняя часть которого (до 70 м по высоте) сложена породами ордовика (Рис. 3.6). Верхняя часть обрыва сложена нижнемеловыми базальтами и подстилающими их переотложенными туфами (эти более мягкие породы дешифрируются на Рис. 3.6). Самые низкие горизонты этого фрагмента вскрыты в северо-западной части обнажения вблизи т. 318 в пляже (видимые низы) и далее в низком обрывчике, а также на юго-восточном окончании обнажения (т. 114). Основная часть разреза доступна только со льда. Видимые верхи последовательности изучены по промоине в 35-60 м над уровнем моря.

Нижние 20-25 м разреза, вскрытого в обнажении 318-114, представлены неслоистыми и грубослоистыми нерассланцованными аргиллитами-алевролитами с редкими прослоями известняков. Вся вышележащая часть второй толщи ордовика представляет собой карбонатный флиш – ритмичное чередование темно-серых аргиллитов и светлых, желтоватых с поверхности тонкообломочных известняков. В среднем мощность карбонатной части ритмов колеблется в пределах первых сантиметров – 15 см, мощность существенно глинистой части – до 20 см. Обычно четкие резкие границы присутствуют только на подошве известняков, которые выше градационно переходят в аргиллит (Рис. 3.7). Строение ритма снизу вверх может быть описано



Рис. 3.6. Общий вид обнажения 318-114, сложенного карбонатными турбидитами софийской свиты. Слева северо-запад, справа юго-восток (см. Рис. 3.1). Ордовикские породы перекрыты нижнемеловыми осадками и базальтами. Это обнажение было изучено в начале лета, до того, как море вскрылось.

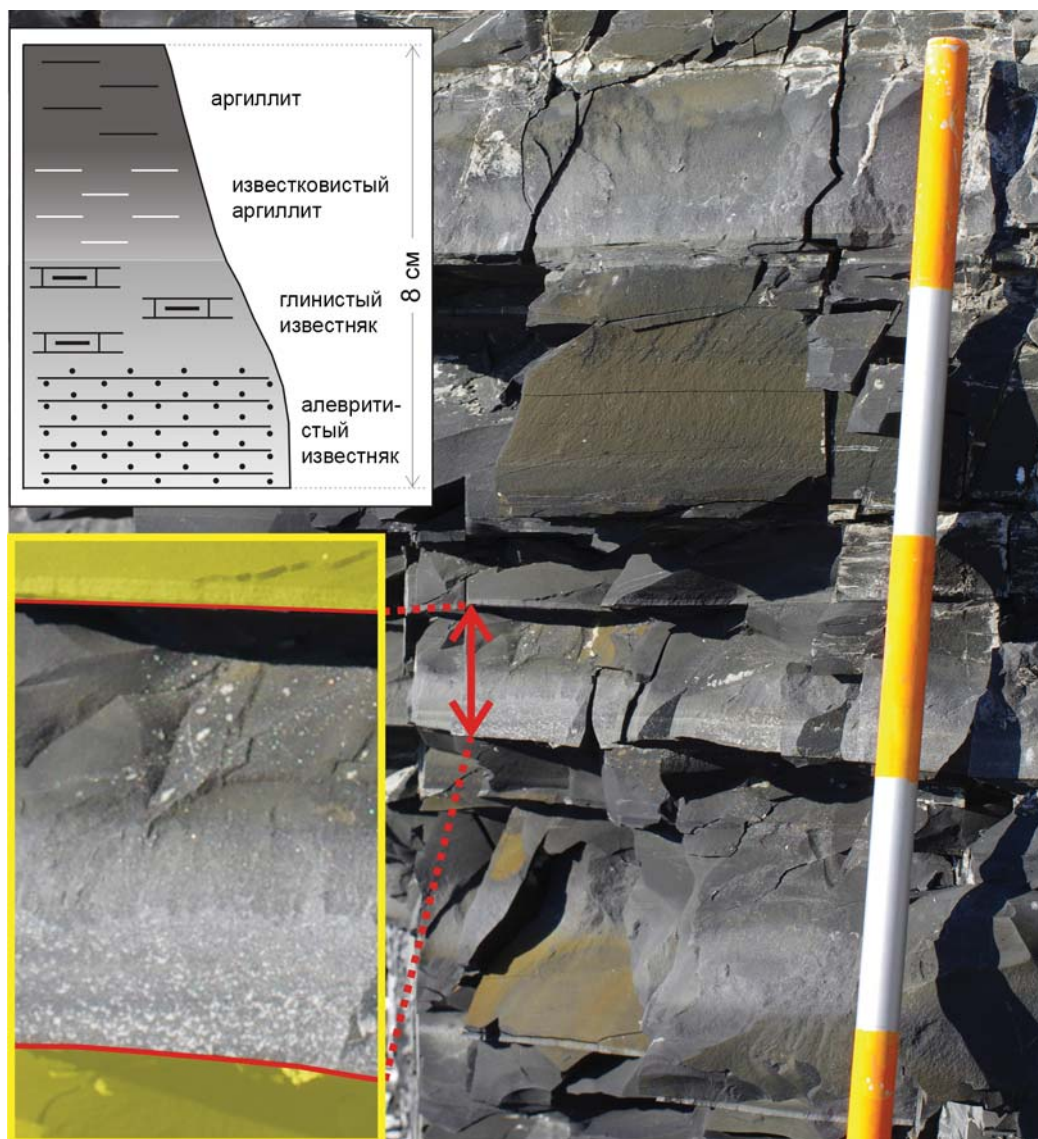


Рис. 3.7. Строение типичного ритма в толще карбонатных турбидитов. Каждый покрашенный фрагмент мерной рейки соответствует 10 см. Слева внизу показан увеличенный фрагмент фотографии, демонстрирующий градиционный переход от алевритистого известняка в основании ритма к аргиллиту в его кровле. Слева вверху – прорисовка этой увеличенной фотографии.

следующим образом: горизонтальнослоистый песчаный известняк (калькаренит или кальцисиллит), глинистый известняк, известковистый аргиллит, аргиллит. Но некоторые элементы ритма могут отсутствовать. Под микроскопом четко видно (Рис. 3.8), что нижние более грубые части ритмов сложены обломочной породой – алевролитом или песчаным алевролитом. В них обычно присутствуют мелкие (как правило, до 0,05-0,1 мм) силикатные зерна, иногда в значительном количестве (до 40-50% в некоторых слоях). Они представлены, в основном, кварцем и редко – плагиоклазом и светлой слюдой; имеют разную степень окатанности (преобладают полуокатанные зерна, но встречаются и угловатые). Карбонат присутствует не только в обломочной части, но и в виде цемента (иногда их трудно разграничить). Аргиллиты также могут содержать силикатные обломки алевритовой размерности. В некоторых шлифах алевролитов обнаружены фрагменты мелких раковин (остракоды?). Кроме того, в алевролитах опознаются обломки кремней и кварцитов; некоторые литокласты напоминают кислые магматические породы. Есть изотропный рудный минерал.

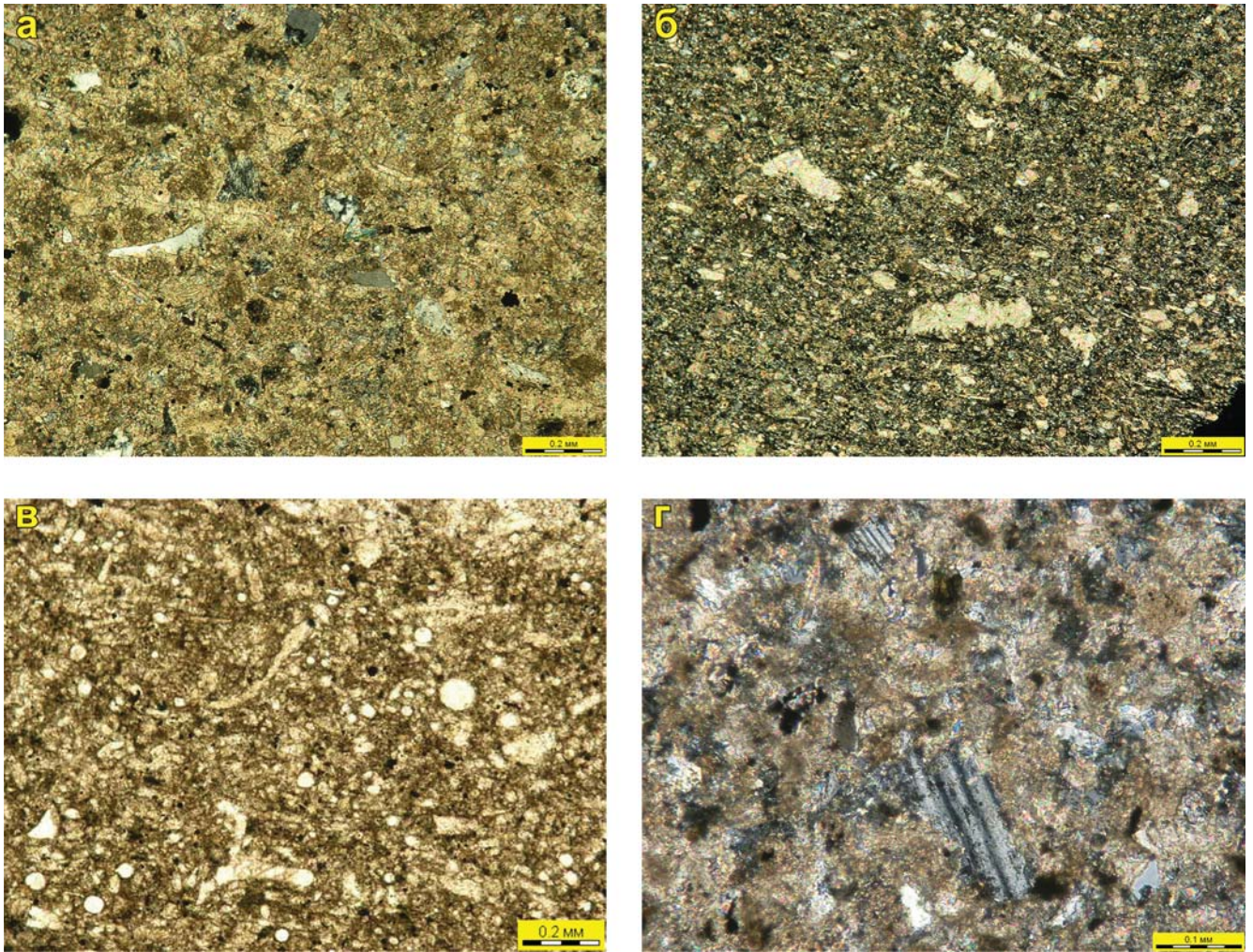


Рис. 3.8. Микрофотографии пород из разреза карбонатных турбидитов ордовика: а – карбонатный алевролит с силикатными зернами, границы карбонатных обломков плохо различимы на фоне карбонатного цемента (николи X); б – песчаный алевролит с крупными карбонатными и мелкими силикатными (преимущественно кварцевыми) зернами (николи X); в – карбонатный алевролит с биогенными обломками (николи //); г – зерна плагиоклаза в карбонатном алевролите (николи X).

Нередко карбонатные прослои имеют четкие как подошву, так и кровлю (Рис. 3.9); это особо подчеркивается в том случае, если породы перекристаллизованы. При этом наблюдается последовательность из двух элементов: известняк (карбонатный алевролит) и аргиллит. Некоторые карбонатные прослои имеют конкрециевидный облик. В обломочных известняках иногда заметны косая слоистость и знаки ряби течений, в том числе оползшие, структуры амальгамации, конволютная слоистость, борозды на подошве. Примерно в 30 м выше подошвы описываемого фрагмента разреза отмечен маркирующий неровный пласт серого известняка мощностью 25-30 см с текстурами подводного оползания (см. Рис. 3.9).

В разрезе можно выделить существенно карбонатные и существенно глинистые пачки мощностью 1-3 м (Рис. 3.10) В первых преобладают карбонатные алевролиты, во вторых они образуют маломощные довольно редкие прослои в аргиллитах. Верхняя половина разреза издавна выглядит отличной от сероцветного глинисто-карбонатного флиша, слагающего нижнюю часть обрыва: в ее строении выделяются контрастные пачки желтых, коричневых, бледно-зеленых пород, переслаивающиеся с темно-серыми и черными горизонтами. Состав этих пес-трых пород был для нас неясен «дистанционно», поэтому для их изучения мы поднялись к кон-



Рис. 3.9. Карбонатные алевролиты (светло-серые) с резкими подошвами и кровлями, переслаивающиеся с темно-серыми аргиллитами. В нижней части фотографии (под мерной рейкой) виден маркирующий пласт серого известняка с подводно-оползневыми текстурами. Высота мерной рейки 2 м.

такту палеозоя и базальтов в юго-восточной части обнажения и описывали ордовикский разрез сверху вниз с использованием страховочной веревки. При ближайшем рассмотрении оказалось, что верхняя часть разреза, в целом, не отличается от нижней; а пестрая окраска вызвана изменениями в коре выветривания. Известняки выглядят контрастно на фоне выветрелого цветного разреза: они отчетливо зернистые, образуют массивные светло-серые прослои среди желтоватых и зеленоватых плитчатых алевролитов и листоватых аргиллитов. Среди последних отмечены тонкие (обычно 2-5 см) прослои черных сланцев. Алевролиты могут быть слабоизвестковистыми. Описан пласт алевролита с овальными карбонатными конкрециями. Текстуры в обломочных породах такие же, как и в нижней части обрыва.

Полная мощность разреза в обнажении 318-114 рассчитана по фотографии, сделанной издалека (для средней части обрыва, где породы выходят по простиранию) и дополнена по фотопанораме (для западного и восточного секторов обрыва, где происходит наращивание разреза). Общая мощность видимого разреза карбонатной пачки в этом обнажении составляет 110 м.

В основании рассматриваемого фрагмента второй толщи, из коренных плит в пляже вблизи точки 318, найден богатый комплекс флоских граптолитов (обр. 318/1). В нескольких метрах выше по разрезу обнаружены формы, указывающие на раннефлоский возраст вмещающих отложений (зона *approximatus*; обр. 318/3).

В 26-28 м выше подошвы рассматриваемого фрагмента разреза найдены ранне-среднеордовикские граптолиты (обр. 114/1) в основном плохой сохранности, однако среди них определен вид *Phyllograptus densus* Tornquist, являющийся номинальным для зоны *densus* среднего

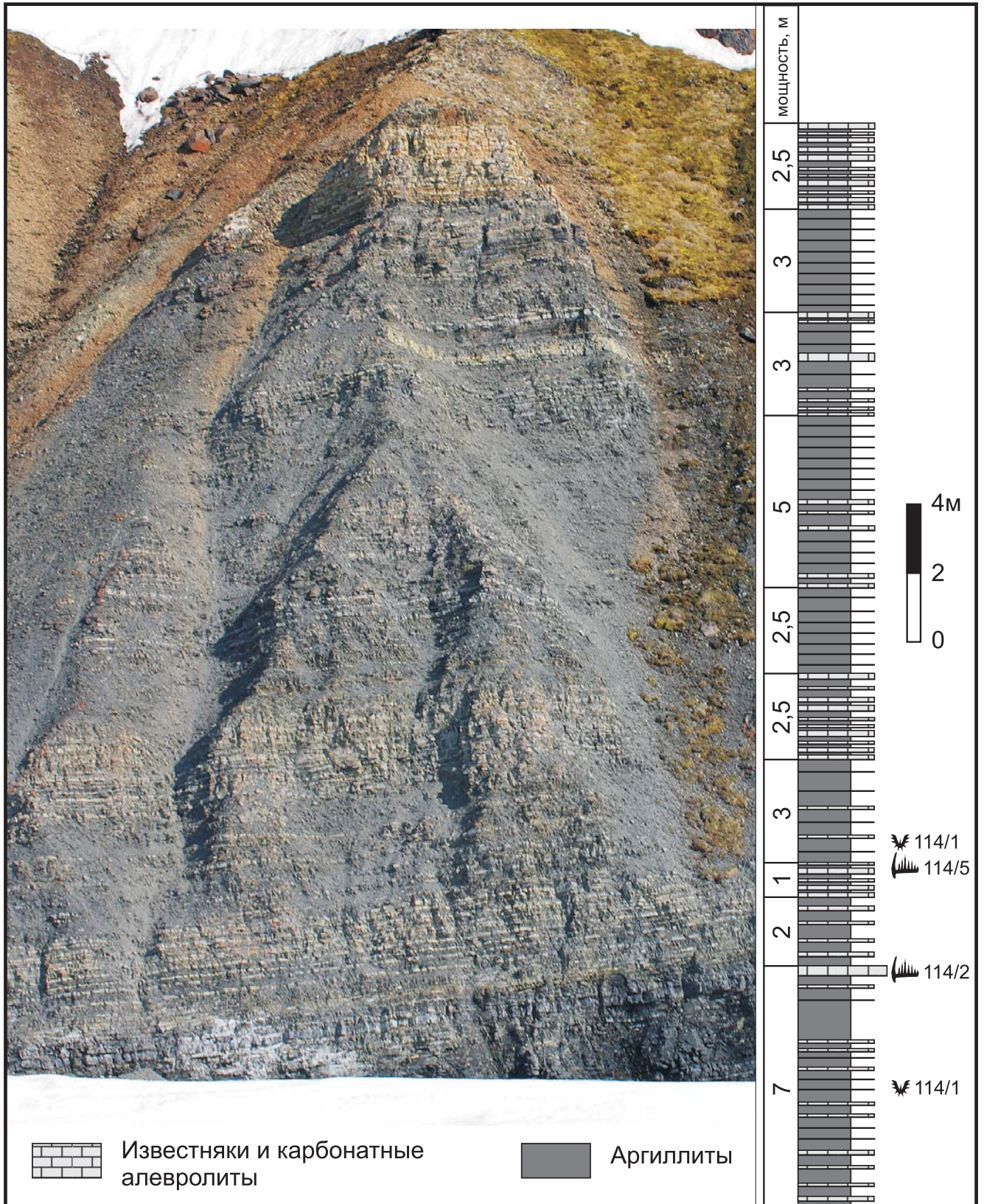


Рис. 3.10. Фотография нижней части толщи карбонатных турбидитов, видимой в юго-восточной части обнажения 318-114 (вблизи точки 114), и литологическая колонка этой части разреза (приблизительно в том же масштабе). Общая мощность фрагмента последовательности 31,5 м; нижние несколько метров видны только на колонке. В разрезе выделяются два типа литологических пачек: в одном преобладают аргиллиты, второй тип содержит многочисленные прослои карбонатных алевролитов. В нижней части фотографии заметен маркирующий пласт серого известняка (см. Рис. 3.9). Черными линиями на колонке обозначены тонкие прослои алевролитов, карбонатных алевролитов и известняков. Справа от колонки вынесены образцы, содержащие граптолитов и конодонтов.

Таблица 1. Списки определений фауны граптолитов и конодонтов (помечены) из разреза ордовика о. Беннетта (определения Н.В.Сенникова - граптолиты, Т.Ю.Толмачевой - конодонты)

Образец #	Присутствующие таксоны	Возраст (век)	Возраст (зона)
Черносланцевая толща			
275/1	<i>Expansograptus</i> cf. <i>suecicus</i> (Tullberg), <i>E.</i> cf. <i>extensus</i> (Hall), <i>Acrograptus cognatus</i> (Harris et Thomas), <i>Pseudisograptus</i> sp., <i>Isograptus</i> sp.	Фло-дапин	
275/2	<i>Eotetrigraptus harti</i> (T.S. Hall), <i>Expansograptus</i> sp.	Фло-дапин	
275/3	<i>Eotetrigraptus aequalis</i> Tzaj, <i>E. quadribrachiatus</i> (Hall), <i>E. harti</i> (T.S. Hall), <i>Expansograptus</i> sp., <i>Goniograptus</i> sp.	Ранний фло	
Карбонатные турбидиты (разрезы южной части о. Беннетта)			
279/1	<i>Eotetrigraptus aequalis</i> Tzaj, <i>E.</i> cf. <i>quadribrachiatus</i> (Hall)	Ранний фло	
279/1a	<i>Eotetrigraptus</i> cf. <i>quadribrachiatus</i> (Hall), <i>E. aequalis</i> Tzaj, <i>E.</i> sp.	Ранний фло	
279/2	<i>Paratetrigraptus approximatus</i> (Nicholson), <i>P. acclinans</i> (Keble), <i>Eotetrigraptus</i> cf. <i>quadribrachiatus</i> (Hall), <i>E. aequalis</i> Tzaj, <i>E.</i> sp., <i>Pseudisograptus</i> sp., <i>Expansograptus</i> sp.	Ранний фло	approximatus
276/1	<i>Expansograptus similis</i> (Hall), <i>E.</i> cf. <i>latus</i> (Hall), <i>E.</i> sp., <i>Phyllograptus</i> sp.	Фло	
281/1	<i>Paratetrigraptus approximatus</i> (Nicholson), <i>Eotetrigraptus quadribrachiatus</i> (Hall), <i>Isograptus</i> sp.	Ранний фло	approximatus
318/1	<i>Eotetrigraptus harti</i> (T.S. Hall), <i>E. aequalis</i> Tzaj, <i>E. quadribrachiatus</i> (Hall), <i>Paratetrigraptus</i> sp., <i>Pseudodichograptus</i> sp., <i>Brachiograptus</i> sp., <i>Pendograptus</i> sp., <i>Phyllograptus</i> sp., <i>Acrograptus cognatus</i> (Harris et Thomas), <i>A. nicholsoni</i> (Lapworth), <i>Expansograptus suecicus</i> (Tullberg)	Фло	
318/3	<i>Paratetrigraptus approximatus</i> (Nicholson), <i>Eotetrigraptus harti</i> (T.S. Hall), <i>Expansograptus latus</i> (Hall), <i>Dichograptus</i> sp.	Ранний фло	approximatus
114/1	<i>Phyllograptus densus</i> Tomquist, <i>P.</i> cf. <i>anna</i> Hall, <i>P.</i> sp., <i>Expansograptus suecicus</i> (Tullberg), <i>E.</i> cf. <i>latus</i> (T.S. Hall), <i>E.</i> cf. <i>extensus</i> (Hall), <i>E.</i> sp., <i>Eotetrigraptus harti</i> (T.S. Hall), <i>Eotetrigraptus</i> sp., <i>Paratetrigraptus</i> sp., <i>Dichograptus</i> sp.	Средний фло	densus
114/2 (конодонты)	<i>Protoprioniodus simplicissimus</i> McTavish, 1973, <i>Paracordylodus gracilis</i> Lindström, 1955, <i>Oepikodus intermedius</i> (Serpagli, 1974), <i>Tripodus</i> sp., <i>Drepanodus</i> sp.	Поздний фло	Oepikodus evae (низ)
141/4	<i>Expansograptus suecicus suecicus</i> (Tullberg), <i>Isograptus</i> sp., <i>Didymograptus</i> cf. <i>indentus</i> (Hall)	Ранний-средний ордовик	
141/5 (конодонты)	<i>Protoprioniodus simplicissimus</i> McTavish, 1973, <i>Paracordylodus gracilis</i> Lindström, 1955, <i>Oepikodus intermedius</i> (Serpagli, 1974), <i>Tripodus</i> sp., <i>Drepanodus</i> sp.	Поздний фло	Oepikodus evae (низ)
140/3	<i>Expansograptus hirundo</i> (Salter), <i>Tetrigraptus bigsbyi latus</i> Hsu, <i>Tetrigraptus</i> (?) sp., <i>Isograptus paraboloides</i> Tzaj, <i>Phyllograptus</i> sp.	Поздний дапин	hirundo
140/2	<i>Didymograptus</i> sp., <i>Expansograptus</i> sp.	Ранний-средний ордовик	
140/1	<i>Didymograptus</i> sp., <i>Isograptus</i> sp., <i>Phyllograptus</i> sp.	Ранний-средний ордовик	
285/1	<i>Tetrigraptus</i> (?) sp., <i>Didymograptus</i> sp.	Ранний-средний ордовик	
283/1	<i>Didymograptus protobifidus</i> Elles, <i>Tetrigraptus bigsbyi</i> (Hall), <i>Expansograptus</i> sp., <i>Phyllograptus</i> sp.	Поздний фло	protobifidus
282/2	<i>Eotetrigraptus harti</i> (T.S. Hall), <i>Didymograptus protobifidus</i> Elles, <i>Expansograptus</i> sp.	Поздний фло	protobifidus
282/1	<i>Didymograptus protobifidus</i> Elles, <i>Isograptus</i> sp.	Поздний фло	protobifidus
Карбонатные турбидиты (разрезы северо-западной части о. Беннетта)			
170/2	<i>Eotetrigraptus harti</i> (T.S. Hall), <i>E.</i> sp., <i>Expansograptus</i> sp.	Фло-дапин	
171/2	<i>Paratetrigraptus acclinans</i> (Keble), <i>P. akzharensis</i> Tzaj	Ранний фло	approximatus
171/3	<i>Pendograptus pendens</i> (Elles), <i>Paratetrigraptus approximatus</i> (Nicholson)	Ранний фло	approximatus
172/1	<i>Eotetrigraptus harti</i> (T.S. Hall), <i>Tetrigraptus bigsbyi</i> (Hall)	Фло-дапин	
259/1	<i>Paratetrigraptus approximatus</i> (Nicholson), <i>P.</i> sp., <i>Eotetrigraptus</i> sp., <i>Clonograptus</i> sp.	Ранний фло	approximatus

Таблица 1. Продолжение

223/1	<i>Didymograptus protobifidus</i> Elles, <i>Pendeograptus</i> sp., <i>Clonograptus</i> sp., <i>Tetragraptus</i> (?) sp., <i>Isograptus</i> sp., <i>Expansograptus extensus</i> (Hall)	Поздний фло	protobifidus
223/3	<i>Isograptus</i> sp., <i>Didymograptus</i> sp., <i>Pendeograptus</i> sp.	Ранний-средний ордовик	
223/4	<i>Phyllograptus typus</i> Hall, <i>Phyllograptus</i> sp., <i>Oncograptus</i> cf. <i>upsilon</i> T.S. Hall, <i>Didymograptus eobifidus</i> Chen et Xia	Фло	
225/2	<i>Didymograptus</i> cf. <i>protobifidus</i> Elles, <i>Didymograptus</i> sp., <i>Expansograptus</i> sp., <i>Tetragraptus</i> sp., <i>Paratetragraptus</i> sp. (определения выполнены по полевым фотографиям)	Фло	
225/3	<i>Eotetragraptus</i> sp., <i>Didymograptus</i> cf. <i>indentus</i> (Hall), <i>D.</i> cf. <i>acutus</i> Ekstrom, <i>Isograptus hemicyclus</i> (Harris), <i>Expansograptus extensus</i> (Hall)	Ранний-средний ордовик	
226/1	<i>Zylograptus</i> sp., <i>Tetragraptus</i> sp., ? <i>Paratetragraptus</i> sp., <i>Phyllograptus</i> cf. <i>anna</i> Hall, <i>Phyllograptus</i> sp., <i>Expansograptus</i> sp., <i>Didymograptus</i> sp. (определения выполнены по полевым фотографиям)	Фло	
224/1	<i>Corymbograptus</i> cf. <i>deflexus</i> (Elles et Wood). Дополнительные определения по полевым фотографиям: <i>Expansograptus</i> sp., <i>Corymbograptus</i> sp., <i>Isograptus</i> sp., <i>Tetragraptus</i> sp., <i>Eotetragraptus</i> sp.	Ранний дапин	<i>gibberulus</i> , подзона <i>deflexus</i>
224/2	<i>Corymbograptus v-fra gonus</i> Obut et Sobolevskaya, <i>Expansograptus latus</i> (T.S. Hall), <i>Didymograptus</i> cf. <i>indentus</i> (Hall)	Средний ордовик	
Силицикластические турбидиты (разрезы по берегу бухты Павла Кеппена)			
129/1	<i>Phyllograptus</i> sp., <i>Isograptus paraboloides</i> Tzaj, <i>Isograptus</i> sp., <i>Expansograptus</i> sp.	Ранний дапин	<i>gibberulus</i> ?
130/2	<i>Tetragraptus</i> (?) sp., <i>Phyllograptus</i> sp., <i>Tristichograptus</i> sp., <i>Isograptus paraboloides</i> Tzaj, <i>Isograptus caduceus</i> (Salter)	Дапин	
130/2a	<i>Isograptus caduceus</i> (Salter), <i>Isograptus</i> sp.	Дапин	
134/1	<i>Paratetragraptus</i> sp., <i>Eotetragraptus</i> sp., <i>Tetragraptus</i> sp., <i>Isograptus</i> sp.	Ранний-средний ордовик	
136/1	<i>Isograptus caduceus</i> (Salter), <i>Zylograptus</i> sp., ? <i>Undulograptus-Glyptograptus</i> sp., <i>Tetragraptus</i> (?) sp., <i>Loganograptus</i> sp.	Дапин-начало дар ривила	
137/1	<i>Isograptus maximo-divergens</i> (Harris), <i>Expansograptus</i> sp., <i>Tetragraptus bigsbyi</i> (Hall), <i>Paraglossograptus</i> sp., <i>Glyptograptus</i> sp.	Ранний дапин	<i>gibberulus</i> , подзона <i>maximo-divergens</i>
138/3	<i>Isograptus gibberulus</i> (Nicholson), <i>Clonograptus</i> sp., <i>Glossograptus</i> sp.	Ранний дапин	<i>gibberulus</i>
138/4	<i>Tristichograptus augustus</i> Mu et Lee	Ранний-средний ордовик	
138/2	<i>Tetragraptus</i> (?) sp., <i>Tristichograptus ensiformis</i> (Hall), <i>Isograptus gibberulus</i> (Nicholson), <i>Isograptus</i> sp., <i>Pseudodichograptus</i> sp., <i>Glossograptus</i> sp., <i>Paraglossograptus</i> sp., <i>Glyptograptus</i> sp.	Дапин – начало дар ривила	
103/1	Переходные формы <i>Undulograptus</i> cf. <i>sinodentatus</i> (Mu et Lee) - <i>Undulograptus</i> cf. <i>austrodentatus</i> (Harris et Keble), <i>Expansograptus</i> sp., <i>Acrograptus</i> sp., <i>Isograptus</i> sp., <i>Glossograptus</i> (?) sp.	Дапин – начало дар ривила	
104/7	<i>Isograptus gibberulus</i> (Nicholson)	Дапин – начало дар ривила	
108/3	<i>Glossograptus</i> sp., <i>Cryptograptus</i> sp.	Ранний-средний ордовик	
108/2	<i>Phyllograptus</i> sp.	Ранний-средний ордовик	
108/7	<i>Tristichograptus ensiformis</i> (Hall), <i>Loganograptus</i> sp., <i>Pseudotrigrigonograptus</i> sp., <i>Tetragraptus</i> (?) sp., <i>Isograptus caduceus nanus</i> Ruedemann, <i>Expansograptus</i> sp., <i>Glyptograptus</i> sp., <i>Acrograptus</i> sp., <i>Cryptograptus</i> sp., <i>Paraglossograptus</i> sp., <i>Glossograptus acanthus</i> Elles et Wood	Поздний дапин	<i>hirundo</i> , подзона <i>caduceus nanus</i>

Таблица 1. Продолжение

108/8	<i>Tetragraptus bigsbyi</i> (Hall), <i>Eotetragraptus harti</i> (T.S. Hall), <i>Eotetragraptus</i> sp., <i>Loganograptus</i> sp., <i>Isograptus shrenki</i> Obut et Sobolevskaya, <i>Glossograptus</i> sp.	Дапин – начало дарривила	
289/6	<i>Glossograptus acanthus</i> Elles et Wood, <i>Expansograptus</i> sp., <i>Tetragraptus</i> (?) sp., <i>Phyllograptus</i> sp., <i>Cryptograptus</i> sp., <i>Corymbograptus</i> cf. <i>deflexus</i> (Elles et Wood), <i>Tristichograptus</i> sp., <i>Didymograptus</i> sp.	Дапин – начало дарривила	
289/1	<i>Isograptus</i> sp., <i>Acrograptus</i> sp., <i>Tristichograptus</i> sp., <i>Glyptograptus</i> sp.	Ранний-средний ордовик	
323/1	<i>Tetragraptus bigsbyi</i> (Hall), <i>Eotetragraptus harti</i> (T.S. Hall), <i>Tristichograptus augustus</i> Mu et Lee, <i>Tristichograptus</i> sp., <i>Pendeograptus pendus</i> (Elles), <i>Bryograptus</i> sp., <i>Phyllograptus</i> sp., <i>Acrograptus cognatus</i> (Harris et Thomas), <i>Acrograptus</i> sp., <i>Isograptus gibberulus</i> (Nicholson), <i>Isograptus</i> cf. <i>forcipiformis</i> (Ruedemann), <i>Isograptus reduncus</i> Tzaj, <i>Isograptus caduceus nanus</i> Ruedemann, <i>Tetragraptus</i> (?) sp., <i>Didymograptus</i> cf. <i>indentus</i> (Hall), <i>Expansograptus</i> sp., <i>Cryptograptus</i> sp., <i>Glossograptus</i> sp.	Дапин – начало дарривила	
102/1	<i>Paratetragraptus</i> sp., <i>Tristichograptus</i> sp., <i>Acrograptus</i> sp., <i>Pseudophyllograptus angustifolius tenuis</i> (Monsen), <i>Pseudophyllograptus angustifolius elongatus</i> Bulman, <i>Phyllograptus ilicifolius</i> Hall, <i>Phyllograptus</i> sp., <i>Corymbograptus</i> cf. <i>deflexus</i> (Elles et Wood), <i>Expansograptus suecicus</i> (Tullberg), <i>Expansograptus</i> sp., <i>Isograptus</i> cf. <i>forcipifonus</i> (Ruedemann), <i>Isograptus hemicyclus</i> (Harris), <i>Pseudobryograptus</i> sp., <i>Hollograptus</i> sp., <i>Goniograptus</i> sp., <i>Glyptograptus</i> sp., <i>Cryptograptus</i> sp., <i>Glossograptus</i> sp., <i>Paraglossograptus</i> sp., <i>Brachiograptus</i> sp.	Дапин – начало дарривила	
Силицикластические турбидиты (локальные обнажения в долине р. Лагерной)			
300/1	<i>Isograptus gibberulus</i> (Nicholson), <i>Isograptus paraboloides</i> Tzaj, <i>Isograptus</i> sp., <i>Tetragraptus</i> (?) sp., <i>Eotetragraptus</i> sp., <i>Expansograptus suecicus</i> (Tullberg), <i>Phyllograptus</i> sp., <i>Loganograptus</i> sp., <i>Dichograptus</i> sp., <i>Pendograptus</i> sp.	Ранний дапин	<i>gibberulus</i>
313/1 (конодонты)	<i>Paroistodus horridus</i> (Barnes et Poplawski, 1973), <i>Periodon macrodentata</i> (Graves et Ellison, 1941), <i>Spinodus spinatus</i> (Hadding, 1913), <i>Polonodus</i> sp., <i>Ansella</i> sp., <i>Scolopodus</i> sp., <i>Tripodus</i> sp., <i>Costiconus</i> sp.	Ранний дарривил	
Силицикластические турбидиты (северо-западный берег)			
249/1	<i>Isograptus maximo-divergens</i> (Harris), <i>Expansograptus extensus</i> (Hall), <i>Isograptus</i> sp., <i>Phyllograptus typus</i> Hall, <i>Corymbograptus deflexus</i> (Elles et Wood)	Ранний дапин	<i>gibberulus</i> , подзона <i>maximo-divergens</i>

флю. В нескольких метрах выше из маркирующего пласта известняка выделены конодонты (обр. 114/2; Таблица 1). Комплекс характеризует возраст вмещающих отложений уже как верхняя часть флоского века (низы зоны *Oerikodus evae*). В 4-5? м выше (корреляция не уверенная) из алевролитистого известняка выделен аналогичный комплекс конодонтов (обр. 141/5), а также обнаружены немногочисленные граптолиты раннего-среднего ордовика (обр. 141/4; см. Рис. 3.9). В верхней части разреза (примерно в 28,5, 35 и 38 м ниже видимой кровли толщи, обр. 140/1, 140/1а и 140/2 соответственно) в выветрелых породах обнаружены граптолиты, определяемые только до рода; все эти рода характерны для раннего-среднего ордовика. Неожиданно в 42,5 м ниже видимой кровли толщи найден комплекс граптолитов (обр. 140/3), содержащий вид *Expansograptus hirundo* (Salter). Наличие этого вида указывает на принадлежность вмещающих пород к одноименной зоне позднего дапина, что кажется сомнительным.

3.3.3. Подледниковый каньон в долине р. Четыре ящика

В полутора километрах к ССЗ от устья р. Четыре Ящика, в верхнем течении ее самого крупного правого притока (см. Рис. 3.1) задокументировано еще одно обнажение карбонатной

толщи. Ручей, текущий из-под ледника Толля, прорезает на этом участке глубокий (2-4 м) каньон, в стенках которого вскрыты коренные породы ордовика. К концу лета большая часть снега в каньоне сходит, и значительно падает уровень воды; в первой же половине лета ручей представляет собой бурный поток, ревуший и перекатывающий глыбы под мощной наледью. Этот участок – одно из двух мест на острове, где породы ордовика вскрыты за счет подледниковой водной эрозии (второй участок – в верховьях р. Лагерной, см. ниже).

Обнаженный в каньоне фрагмент разреза, вероятно, соответствует более высоким горизонтам карбонатной толщи, относительно видимых в обнажении 318-114, либо перекрывается с самой верхней частью последовательности в этом обрыве. Ручей течет почти вкрест простирания пород (они здесь падают на восток), однако уклон русла очень близок к углу падения (7-8 градусов), поэтому мощность вскрытого по ручью разреза невелика. Она рассчитана графически и составляет 15-20 м. Движение вверх по течению совпадает с движением вниз по разрезу. Хорошо обнажен участок от отметки 120 м вверх по течению от точки 282 до точки 284 (собственно каньон, см. Рис. 3.1). Это одно из лучших обнажений толщи, в котором наиболее отчетливо видны текстуры пород. Вблизи т. 284 ручей уходит под нетающую наледь, и далее близкоренные высыпки и редкие коренные выходы следятся по бортам. Последнее палеозойское обнажение описано в точке 285, здесь породы окрашены в коре выветривания. Выше русло ручья завалено мореной. Ниже по течению ручья, между точками 282 и 317, наблюдаются эпизодические подмывы коренных пород ордовика.



Рис. 3.11. Общий вид ордовикского разреза в Подледниковом каньоне (долина р. Четыре Ящика). Верхняя часть толщи карбонатных турбидитов, верхний флю.

Породы, слагающие каньон, представлены чередованием серых неслоистых и косослоистых тонкозернистых известняков и глинистых известняков, выделяющихся охристой окраской на выветрелой поверхности, со сравнительно крепкими более темными неправильноплитчатыми аргиллитами-алевролитами (Рис. 3.11). В нижней части разреза есть прослои листоватых рыхлых сланцев. Карбонатные горизонты имеют мощность от первых миллиметров до 20 см, бывают конкрециевидными; иногда демонстрируют конволютную слоистость (Рис. 3.12А) и рябь течений. Встречены текстуры, которые, по-видимому, первоначально представляли собой «нормальные» валики ряби, погрузившиеся в подстилающий ил. Намыв материала течением в это время продолжался, на что указывает постепенная смена косых и оползших косых слойков горизонтальнослоистым интервалом в верхней части слоя (Рис. 3.12В). В некоторых случаях заметно, что течения были двунаправленными (см. Рис. 3.12В). Кроме того, в породах, слагающих каньон, наблюдалась относительно пологая косо-волнистая слоистость, имеющая сходство со штормовой (*hummocky cross-stratification*) (Рис. 3.12С, 3.13).

В четырех точках в пределах каньона обнаружены граптолиты. Три из них (282/1, 282/2 и 283/1) содержат вид *Didymograptus protobifidus* Elles, номинальный для зоны **protobifidus** позднего флю. В нижней по разрезу точке (обр. 285/1) найденные граптолиты имеют плохую сохранность и указывают на ранне-среднеордовикский возраст вмещающих отложений.

3.3.4. Карбонатная толща на северо-западе острова: участок Три ручья

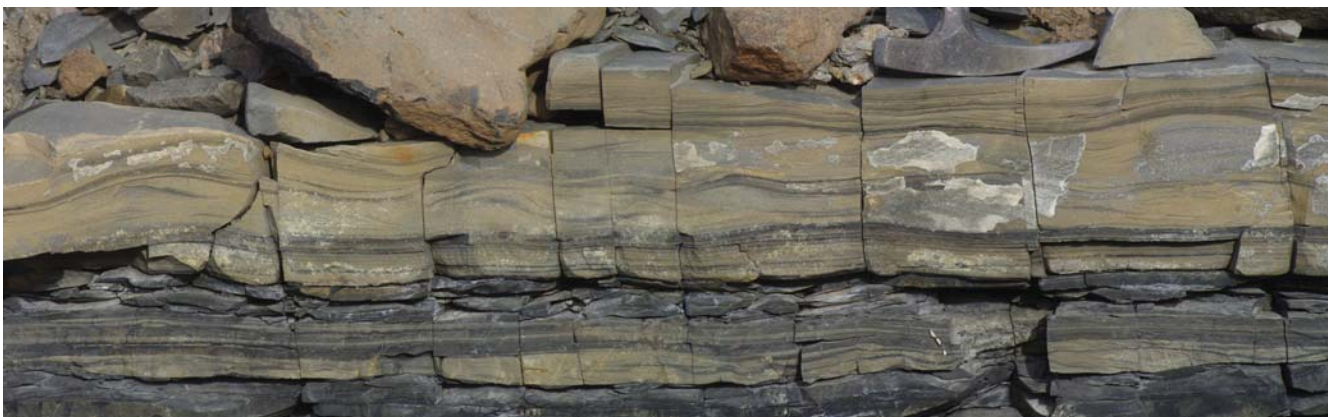


Рис. 3.13. Текстуры, напоминающие штормовую косою слоистость (HCS-like structures), демонстрирующие небольшие бугры (*hummocks*) и ложбины (*swales*), в карбонатных алевролитах Подледникового каньона. В левой части фотографии заметны подводно-оползневые деформации.

В клифе северо-западного берега о. Беннетта, к северу от западного ледникового купола Де Лонга (см. Рис. 3.1) обнажен значительный по мощности и впечатляющий фрагмент разреза ордовика (Рис. 3.14, 3.15). Этот участок является труднодоступным при отсутствии припая. В его пределах выделяются три глубокие промоины, ориентированные приблизительно с юга на север и теоретически позволяющие спуститься с базальтового плато к берегу моря. Из-за этих промоин участок и получил свое название. На местности они представляют собой узкие крутые глубоко врезанные долины-ущелья, в верхней части заполненные снежниками или, как в случае самой западной, выводным языком ледника Де Лонга. К сожалению, долины эти – висячие, и две из них заканчиваются водопадами на высоте 50-70 метров над уровнем моря. Спуск



Рис. 3.12. Некоторые текстуры в карбонатных турбидитах, вскрытых в Подледниковом каньоне (долина р. Четыре Ящика). А: Конволютная слоистость в обломочном известняке. В: «Перевернутая рябь», интерпретированная как результат проваливания валиков ряби течения в подстилающий субстрат при продолжающемся намыве материала. Направление течения для этого слоя – справа налево. В верхней части кадра в маломощном прослое карбонатного алевролита (следующий по разрезу за слоем с «перевернутой рябью») заметны косые слойки, ориентированные в противоположном направлении. С: Ундулирующая косо-волнистая слоистость в известковистом алевролите, имеющая сходство с hummocky cross-stratification. В нижней половине слоя виден намек на взбирающуюся рябь. Эти текстуры, вероятно, формировались при воздействии combined-flow (см. Fig. 3b в работе Dumas, Arnott, 2006).

возможен только по восточной долине, которая хорошо проработана и заканчивается всего лишь десятиметровым обрывом, прикрытым нетающим снежником.

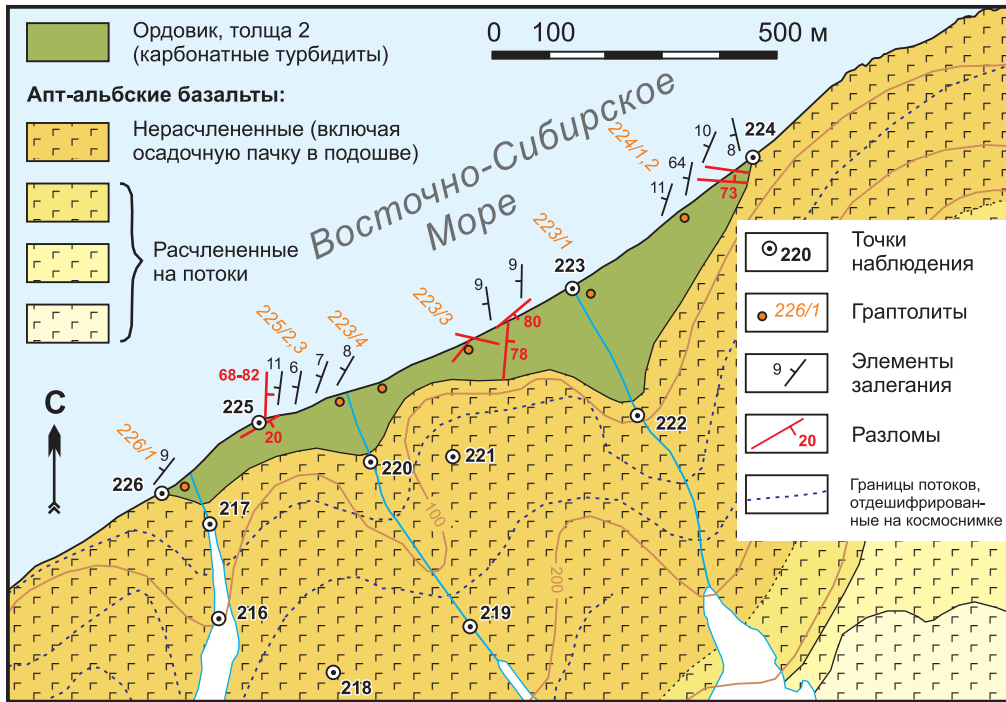


Рис. 3.14. Геологическая карта участка Три ручья, содержащего наилучшее обнажения пород ордовика в северо-западной части о. Беннетта. Ледники и снежники закраснены белым.



Рис. 3.15. Общий вид обнажения карбонатной толщи на северо-западном берегу о. Беннетта (участок Три ручья). Ордовикский флиш перекрыт нижнемеловыми базальтами, контакт с которыми расположен на высоте около 50 м (в правой части кадра) и спускается к морю в восточной конце обнажения (на фото слева). Общая высота обрыва 300-350 м.

Породы ордовика слагают нижнюю часть клифа до высоты 50-80 м и протягиваются на 1,2 км вдоль берега. В восточной части выхода близ контакта с базальтами ордовикские отложения прокрашены в коре выветривания и сильно дислоцированы; на многих отрезках на протяжении примерно 300 м они перекрыты осыпями. Западнее разрез ордовика является непрерывным, только на одном участке берега (между т. 225 и 226) перекрыт мощным коллювием. Разрез доступен с пляжа, который протягивается на всю длину обнажения. Породы залегают моноклинально с падением на З-ЗСЗ под углом 6-11 градусов. На отрезке длиной 210 м от точки 223 к западу, а также близ точки 225, последовательность нарушена несколькими сбросами, однако все они малоамплитудны. Общая мощность вскрытого на этом участке разреза рассчитана графически (для отрезка берега от т. 226 до +90 м к востоку от т. 223) и составляет не менее 110 м.

Карбонатный флиш на участке «Три ручья» выглядит более контрастным, чем на южном берегу острова; седиментационные текстуры лучше проявлены (Рис. 3.16). В целом, в нижней половине разреза переслаивание тонкое (мощность слоев от первых см до 10-15 см, редко больше; Рис. 3.17А), выше становится более грубым с преобладанием обломочных карбонатных пород (значительная их часть имеет мощность 10-20 см и более; Рис. 3.17В). Вблизи видимой кровли разреза мощности слоев снова уменьшаются. Светлые элементы разреза представлены карбонатными алевролитами и мелкозернистыми песчаниками. Они обычно выдержаны по мощности, но часть слоев имеет пережимы и вздутия (см. Рис. 3.17А, левая часть



Рис. 3.16. Контрастное переслаивание карбонатных песчаников и алевролитов (светло-серые) со слабоизветсковистыми аргиллитами и алевролитами (темно-серые). Слой, на кровле которого стоит молоток, демонстрирует косо-волнистую слоистость (HCS-like).

кадра). В таком случае возможны разные варианты геометрии: иногда пласт имеет ровную подошву и пологоволнистую кровлю, напоминая по форме HCS с расстоянием между буграми около 0,5-1 м; но чаще пласты имеют волнистые как кровлю, так и подошву, что обуславливает

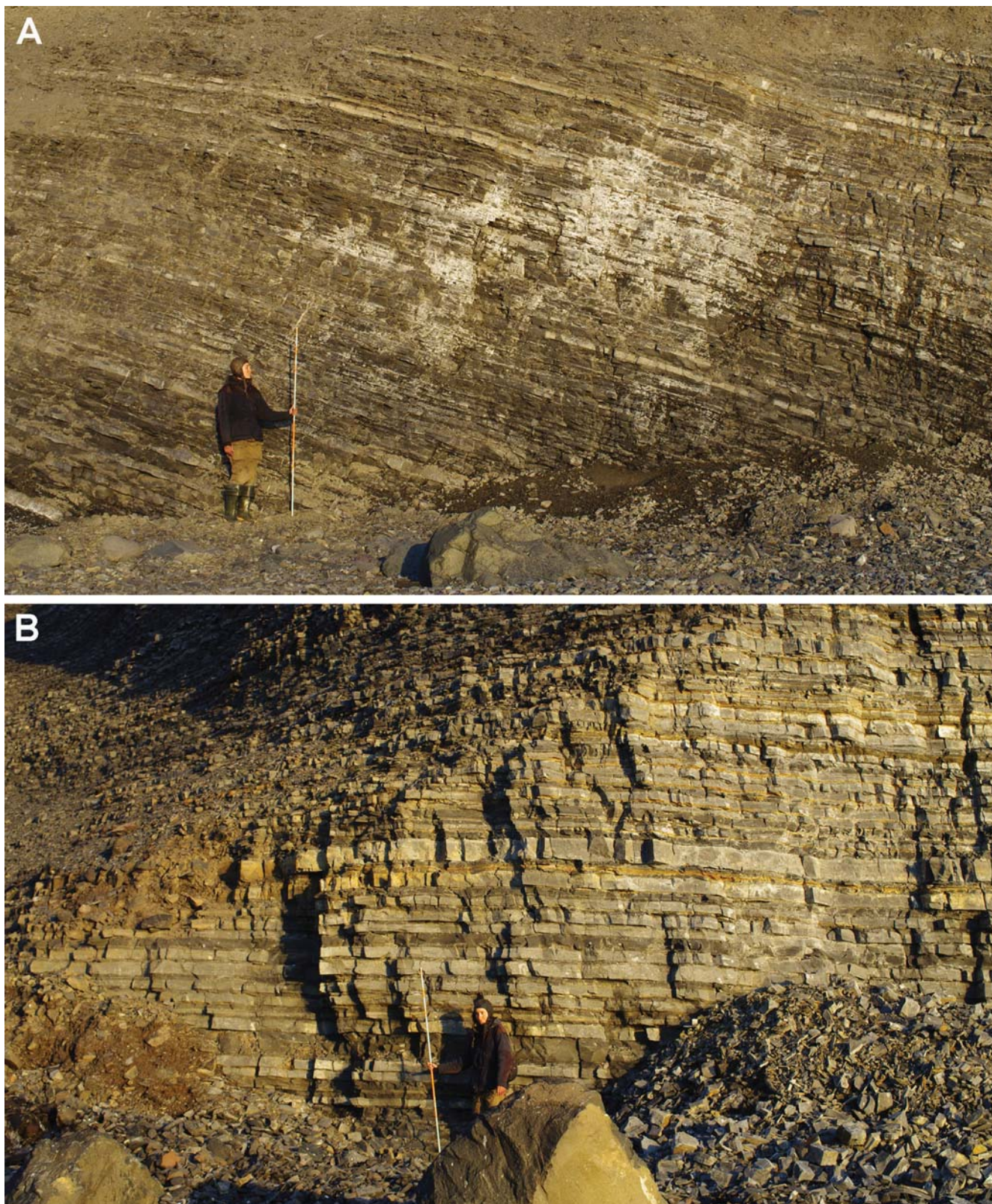


Рис. 3.17. Характер ритмичности во флишевой толще участка Три ручья: тонкое переслаивание в нижней видимой части разреза (А) и более грубое, с преобладанием обломочных карбонатных пород (светлые прослои) – в верхней половине разреза (В). На фотографиях показаны крайние случаи, в целом нижняя и верхняя части разреза менее контрастны по строению. На рисунке А в левой нижней части кадра заметна линзовидная форма некоторых карбонатных прослоев. Высота мерной рейки 2 м.

их линзовидную форму (выглядят как цепочка соединяющихся линз.). Один тип может на протяжении переходить в другой. В карбонатных породах присутствует горизонтальная и близгоризонтальная пологоизогнутая слоистость, косая слоистость (ориентирована по-разному, бывает косо-волнистой и деформированной в нелитифицированном состоянии, как на предыдущем участке; Рис. 3.18), конволютная слоистость (Рис. 3.19А), «нормальные» и оползшие знаки ряби течений (см. Рис. 3.18В), редко - взбирающаяся рябь (Рис. 3.19В). В некоторых слоях заметны трудноидентифицируемые подошвенные знаки (неправильные знаки нагрузки и *flute casts*), прямая градация материала. Более темные элементы разреза представлены аргиллитами (обычно известковистыми) с раковистым изломом, а также слабокарбонатными алевролитами. В них иногда заметны закатыши карбонатного песчаника (Рис. 3.19С).

Разрез ордовика, изученный на участке «Три ручья», по-видимому, соответствует верхней части карбонатной толщи. В нем на разных уровнях найдены граптолиты флоского возраста (обр. 223/1, 223/4, 225/2, 226/1), причем серия образцов 223/1, отобранных в нижней части последовательности, содержит вид *Didymograptus protobifidus* Elles, номинальный для зоны ***protobifidus*** позднего флю. Этот вид обнаружен также в разрезе Подледникового каньона в восточной части острова, описанном выше, где он принадлежит заведомо верхам толщи. Однако в восточной части обнажения «Три ручья» в двух точках (обр. 224/1 и 224/2) присутствует иной комплекс граптолитов, который с большой долей вероятности указывает на среднеордовикский возраст вмещающих отложений, а именно на их принадлежность к подзоне ***deflexus*** зоны ***gibberulus*** раннего дапина. Указанные образцы происходят из плохообнаженной части разреза, и мы не исключаем, что под одной из осыпей оказался скрыт крупноамплитудный разлом, и что в восточной части обнажения наблюдается фрагмент самой верхней части карбонатной толщи, нигде более на острове не вскрытой.



Рис. 3.18. **А:** Полого изгибающаяся косая слоистость (HCS-like) в карбонатном алевролите. В кровле пласта – маломощный выклинивающийся горизонт с рябью течения. Небольшие валики на подошве этого и нижележащего пласта предположительно являются знаками нагрузки. Желтым прямоугольником показан контур рисунка В. **В:** Увеличенный фрагмент предыдущего кадра. Видна слабо ассиметричная округлая форма валика ряби и пологий наклон слойков, обычно характерные для *combined-flow deposits* (He et al., 2011; Basilici et al., 2012). Текстуры, показанные на рисунках А и В, формировались под преобладающим воздействием однонаправленного течения, но вероятно испытали слабое влияние волн (*oscillatory flow*). Предположения о природе волнового процесса см. в тексте.

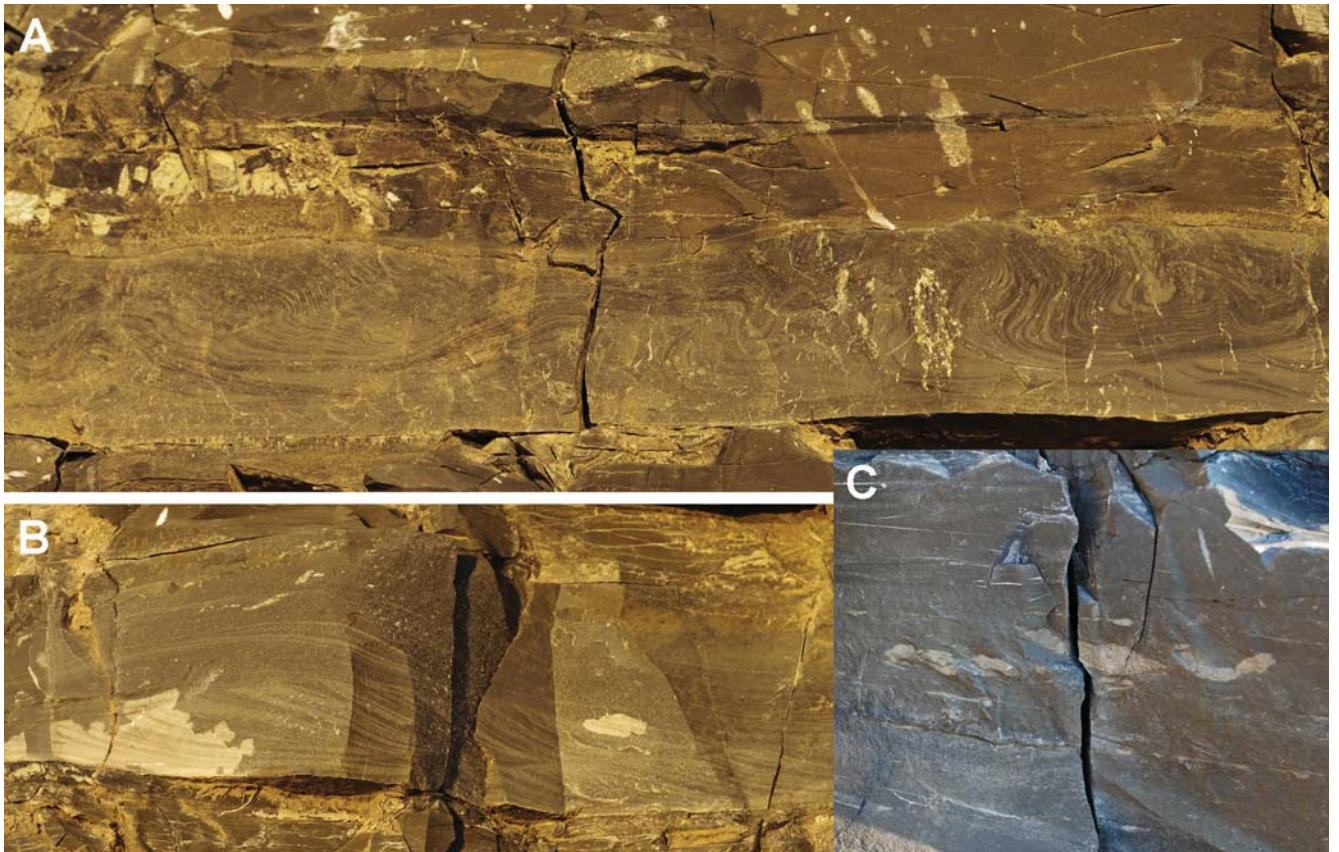


Рис. 3.19. Текстуры в карбонатном флише на участке Три ручья. **А:** Пласт карбонатного алевролита с конволютивной слоистостью и эрозионной кровлей. В верхней части фотографии заметна небольшая линза алевролита, которая предположительно представляет собой провалившийся в глину валик ряби течения. Такая интерпретация подтверждается тем, что на простирании (за пределами кадра) на этом уровне прослеживается цепочка маломощных линз, имеющих сходную форму. Высота кадра 12 см. **В:** Взбирающаяся рябь в подошве карбонатного алевролита. Высота кадра 15 см. **С:** Закатыши карбонатного песчаника в темно-сером глинистом алевропесчанике. Высота кадра 17 см.

3.3.5. Карбонатная толща на северо-западе острова: Северная центральная долина

От седловины между ледниками Толля и восточным Де Лонга на юг и на северо-запад текут две реки, образующие широкие долины. Мы их назвали Южной центральной и Северной центральной долинами (см. Рис. 3.1). В нижнем течении северной реки долина расширяется примерно до 1 км, сливаясь в западной части с другой долиной, заполненной выводным ледником. Ледник не доходит до моря, и в бортах ручья, стекающего с него, обнажены породы ордовика (Рис. 3.20, 3.21). Фрагмент близлежащего склона также сложен палеозойскими отложениями, в основном представленными осыпями. Эти выходы ордовика ранее описаны не были. Практически непрерывные обнажения высотой до 0,7 м прослеживаются в бортах ручья на 300 м (между точ-

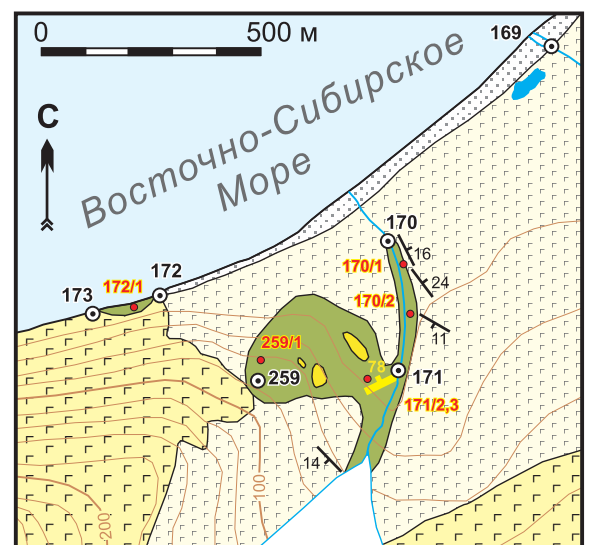


Рис. 3.20. Геологическая карта участка Северная центральная долина. Условные обозначения см. на Рис. 3.1. Меловые долеритовые интрузии показаны ярко-желтым. Белым закрашен ледник.



Рис. 3.21. Коренное обнажение карбонатного флиша в борту ручья, текущего с ледника. Северная центральная долина. Выходы пород ордовика обнаружены на этом участке впервые.

ками 170 и 171); выше по течению ручья сильно присыпан мореной, но эпизодические коренные выходы и высыпки пород ордовика тянутся вплоть до границы ледникового языка. Кроме того, локальные выходы присутствуют в нижней части склона вблизи точки 171, в 10-20 м от ручья.

Породы ордовика в пределах северной центральной долины напоминают карбонатный флиш к востоку от р. Четыре ящика. Однако здесь переслаивание более тонкое, чем в других разрезах (сантиметры), в массивных прослоях известковистых алевролитов иногда присутствуют мелкие конкреции пирита (0,5-1 см). Слоистость в породах представлена косой, конволютной и горизонтальной. Всего по ручью вскрывается не менее 20 м разреза; оценить же суммарную мощность ордовика на всем участке непросто, т.к. залегание меняется на коротком расстоянии, а о характере залегания на склоне можно только догадываться, т.к. коренных скальных выходов там нет. Кроме того, палеозойские отложения нарушены дайками и штоками нижнемеловых долеритов. На склоне осыпь пород ордовика прослеживается до высоты 80 м (точка 259), где на них ложатся базальты. Поэтому можно предполагать, что общая видимая мощность ордовика на участке составляет несколько десятков метров. На склоне породы окрашены в красные и зеленые тона, что связано с изменениями в коре выветривания, а кроме того с близостью интрузий. Состав пород в осыпи тот же: известняки с косой и конволютной слоистостью, аргиллиты и известковистые аргиллиты.

К западу от описанных выше выходов, в нижней части берегового обрыва между точками 172 и 173 также обнажен небольшой фрагмент разреза ордовика (несколько метров). Породы здесь также покрашены в коре выветривания. Выше залегают базальты.

В двух точках в пределах этого участка найдены граптолиты, характерные для зоны *approximatus* раннего флю (обр. 171/2, 171/3, 259/1; см. Таблицу 1). Мы предполагаем, что вскрытый в Северной центральной долине фрагмент разреза относится к нижней части карбонатной толщи ордовика. Возможно, на южном берегу о. Беннетта этот уровень попадает в мощный необнаженный интервал в устье р. Четыре Ящика.

3.3.6. Обобщение по толще карбонатных турбидитов: мощность, возраст, обстановка осадконакопления

Разрез второй толщи ордовика о. Беннетта демонстрирует постепенный переход от черносланцевой седиментации к заполнению прогиба турбидитами. Во время накопления этой толщи (конец раннего флю – ранний дапин?) продолжалось его углубление. По-видимому, карбонатная кластика поступала из мелководной зоны бассейна. Седиментологические данные по более высоким горизонтам разреза (см. ниже) свидетельствуют, что обломочный материал транспортировался с севера – северо-востока. По аналогии с ордовикскими разрезами о. Котельный, расположенного южнее, можно предполагать, что и к северо-востоку от о. Беннетта условия были сходными, и там также существовала карбонатная платформа (рампы?). Силикатная кластика могла поступать из прибрежной зоны либо непосредственно с суши.

Карбонатный флиш, который слагает большую часть софийской свиты, образован за счет осадочного материала, который был перемещен вниз по склону низкоплотностными турбидитными потоками и был переработан придонными течениями. Ритмы обычно демонстрируют последовательность стандартных членов в интервале Tb-Te (Lowe, 1982), но часто элементы Tb и Tc отсутствуют, иногда набор стандартных членов ритма еще более редуцирован. Наблюдались амальгамированные ритмы и подошвенные знаки, но в целом они встречаются редко и не характерны для толщи. Мелкомасштабные текстуры подводного оползания и конволюты – одни из наиболее ярких черт второй толщи, хотя они также встречаются сравнительно редко; лучше всего они сохранились в верхней части толщи. Такие явления деформации полужидкого осадка вероятно вызваны несколькими причинами, среди которых главными являлись высокая скорость осадконакопления, вызывающая инверсию плотности (в том случае, если песок перекрывал полужидкий ил), явления ликвификации и выдавливания жидкой фазы (water-escape processes); шеаринг и волочение, вызванные перетеканием осадка (Stow, 2012). Эти деформационные текстуры ассоциируют с рябью течения: мы наблюдали реликты такой ряби в деформированных пластах и валики ряби, погружившиеся в подстилающий осадок (см. Рис. 3.12B, 3.19A.). Кроме того, неявная косая слоистость и валики ряби могут встречаться вблизи подошвы некоторых конволютных пластов. Возможно, это является косвенным признаком, указывающим на зарождение складок оползания на валиках ряби, что предполагал Кюинен (Kuiper, 1953; цитируется в: McClelland et al., 2011). Конволюты в изученных разрезах имеют тенденцию к запрокидыванию, согласному с направлением течений.

Статистических замеров ориентировки ряби течения в толще карбонатных турбидитов мы не проводили, так как выяснилось, что рябь ориентирована в разных направлениях, и что для выявления преобладающих направлений требуется очень большое число замеров. В карбонатных турбидитах рябь не отслаивается, и достоверные измерения направлений косых слойков возможны только, если они вскрываются в двух плоскостях, что встречается сравнительно редко.

Текстуры, напоминающие мелкомасштабные штормовые (HCS), иногда наблюдались в Подледниковом каньоне и на Трех ручьях (см. Рис. 3.12С, 3.13, 3.18А). Эти наблюдения не противоречат интерпретации отложений как турбидитов. Такие же текстуры детально описаны в верхнемеловых карбонатных турбидитах западных Пиренеев (Mulder et al., 2009). Эти авторы связывают HCS-подобные слои с возникновением стоячих волн, вызванных нестабильностью Кельвина-Гельмгольца на границе раздела сред в кровле турбидитного потока. В изученных нами карбонатных турбидитах о. Беннетта встречались только некоторые элементы текстур, похожих на HCS, и то редко. Более или менее отчетливые «бугры» (hummocks) и «ложбины» (swales) представлены на Рис. 3.18А. В других случаях наблюдалась ундуляция эрозионных поверхностей и слоистости, но общий тренд был однонаправленным (Рис. 3.12С, 3.13). Поэтому не исключено, что подобные текстуры, (как и некоторые знаки ряби (combined-flow-like), Рис. 3.18В) могли сформироваться под влиянием однонаправленных течений, имеющих осцилляционный компонент. Последний может появиться благодаря упомянутым выше стоячим волнам. Деформации неконсолидированного осадка могут представлять собой дополнительный процесс, который повлиял на финальную геометрию HCS-подобных текстур. Например, некоторые черты на Рис. 3.13 имеют сходство с конволютной слоистостью и могли образоваться во время синседиментационных деформаций.

Общая мощность второй толщи ордовика на о. Беннетта в разрезах юго-восточной части острова составляет не менее 220 м. Из них на собственно карбонатные турбидиты приходится только верхние 90 м видимой мощности (в низах этой пачки присутствует среднефлосская фауна, а в 10-15 м выше подошвы – позднефлосская). Не исключено, что и ниже в разрезе есть отдельные пачки турбидитов, попавшие в необнаженный интервал (район устья р. Четыре Ящика; см. предыдущий подраздел). На северо-западе острова наиболее значительный фрагмент разреза второй толщи представлен нацело карбонатным флишем, имеет мощность не менее 110 м и возраст не древнее позднего фло. Исходя из этого, суммарная мощность второй толщи ордовика составляет не менее 250 м. Находка нижнедапинских граптолитов в восточной деформированной части участка Три ручья позволяет предполагать, что эта оценка может быть увеличена еще на несколько десятков метров.

3.4. Третья толща ордовика: силицикластические турбидиты (преображенская свита, дапин – нижний дарривил)

Восточную часть о. Беннетта слагают силицикластические турбидиты, принадлежащие третьей толще ордовика. Это самые молодые палеозойские отложения, вскрытые на острове. Они выделены нами в преображенскую свиту. Основные обнажения приурочены к береговым обрывам бухты Павла Кеппена между мысом Преображения и рекой Лагерной (см. Рис. 3.1). Склоны долин рек Лагерной и Толлевской сложены делювием ордовикских пород, коренные выходы здесь редки. Поскольку на всех участках восточного берега обнажены фрагменты разреза единой толщи силицикластических турбидитов, перед описанием участков дана общая характеристика толщи.

Преображенская свита сложена следующими типами пород, которые переслаиваются в разных соотношениях: светло-серые разномасштабные песчаники с преобладанием кварца, содержащие карбонатные зерна и биокласты (см. раздел 3.4.7); темно-серые плохосортирован-

ные глинистые песчаники (диамиктиты); темно-серые до черных аргиллиты, иногда песчанистые. Песчаники обоих типов слагают обособленные пласты мощностью обычно в несколько дециметров, иногда до 2 м, либо участвуют в строении пакетов тонкого переслаивания с глинистыми сланцами («черные интервалы» или интервалы тонкого переслаивания в дальнейшем описании). Мощность таких пакетов от нескольких сантиметров до 10 м. Они преимущественно сложены аргиллитами и диамиктами с незначительной долей светло-серых песчаников; индивидуальные прослои имеют мощность от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров. Некоторые пачки в разрезе толщи сложены преимущественно светлыми кварцевыми песчаниками с незначительными по мощности прослоями аргиллитов и диамиктитов. Такие пачки могут иметь мощность до 15 м, пласты песчаника в их составе бывают амальгамированы.

Породы этой свиты, особенно пласты светлого песчаника, демонстрируют обширный набор седиментационных текстур, которые традиционно рассматриваются как типичные для турбидитов. Среди них нормальная градационная слоистость, текстуры обезвоживания осадка, разнообразные подошвенные знаки (*flute and groove casts*, *load marks*), *rip-up* класты и др. Полный набор текстур индивидуального седиментационного ритма состоит из следующих членов (снизу вверх): неслоистая массивная нижняя часть, горизонтальная слоистость, косая слоистость или взбирающаяся рябь, деформированная косая слоистость, конволютная слоистость (Рис. 3.22, 3.23). Некоторые члены этой последовательности могут отсутствовать. Обычными являются внутрислоевые складки подводного оползания, иногда захватывающие несколько



Рис. 3.22. Практически полная стандартная последовательность седиментационных текстур в одном из градационных пластов светлого песчаника третьей толщи ордовика (преображенская свита). Снизу вверх: массивная, более крупнозернистая, нижняя часть с неявной грубой слоистостью; горизонтальнослоистый элемент; оползшая косая слоистость, переходящая вверх в конволютную.



Рис. 3.23. Неполная последовательность текстур в песчанике: нижня горизонтальнослоистая часть, перекрытая хорошо развитым элементом со взбирающей рябью.

слоев (Рис. 3.24). Некоторые прослои диамиктита содержат деформированные фрагменты разреза пачек тонкого переслаивания.

Разрез силицикластиченских турбидитов выглядит довольно монотонным и не демонстрирует значительных изменений в составе пород. Некоторые части разреза, суммарной мощностью около 400 м не обнажены в клифе и наблюдалась только в развалах делювия на склонах возвышенностей. Граница между карбонатными и силицикластическими турбидитами проведена по смене состава делювия и подтверждена в единственном обнажении: в точке 286 в верхнем течении р. Четыре Ящика (см. Рис. 3.1) наблюдался развал обломков массивных светлых безкарбонатных песчаников, сланцев и темных песчаников. Эти породы, по-видимому, принадлежат самым низам третьей толщи ордовика. Далее на значительном протяжении коренных выходов не обнаружено; осыпи сложены перечисленными породами. Первое хорошее обнажение («Южное») силицикластических турбидитов расположено в клифе между мысом Преображения и устьем Толлевской речки (участок 1 на Рис. 3.25). Мощность подстилающей, плохообнаженной, части толщи составляет около 95 м. Эта оценка является приблизительной и получена путем геометрического построения.

Севернее устья Толлевской речки, за небольшим мысом, сложенным базальтами, расположено опорное обнажение третьей толщи ордовика. Для удобства описания оно условно разделено на две части: южную и северную (см. участки 2 и 3 на Рис. 3.25). Видимые верхи разреза ордовика описаны в клифе к северо-востоку от устья р. Лагерной (участок 4 на Рис. 3.25).



Рис. 3.24. Пласт песчаника с внутрислоевыми складками подводного оползания и крупными знаками нагрузки на подошве.

Кроме перечисленных, на острове присутствуют также локальные выходы силицикlastических турбидитов: два участка в его восточной части (бассейн р. Лагерной, участки 5 и 6 на Рис. 3.25) и небольшое обнажение на западе (самое западное обнажение ордовика на Рис. 3.1). Все перечисленные обнажения охарактеризованы ниже.

3.4.1. Южное обнажение

К югу от устья Толлевской речки породы ордовика слагают клиф на полную высоту (до 70-80 м), ближе к мысу Преображения по неровной наклонной границе перекрываются базальтами (Рис. 3.26). На самом мысу базальтовые колонны стометровой высоты уходят в море. Видимые в этом разрезе низы ордовика видны в точке 129 (см. Рис. 3.1). Здесь, вблизи контакта с базальтами, они прокрашены в желтые, зеленоватые и красноватые тона. От точ-

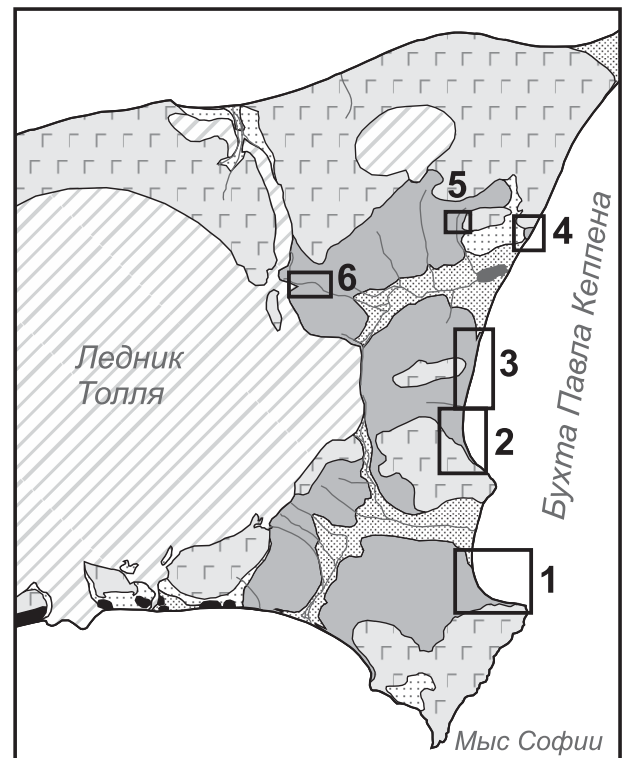


Рис. 3.25. Схема расположения обнажений третьей толщи ордовика в восточной части острова. 1 – Южное обнажение; 2 – опорное обнажение, южный сегмент; 3 – опорное обнажение, северный сегмент; 4 – обнажение верхних горизонтов ордовика; 5 – локальные выходы вблизи точки 297; 6 – участок у подножья ледника Толля (т. 299-300). Серой заливкой показан ордовик.

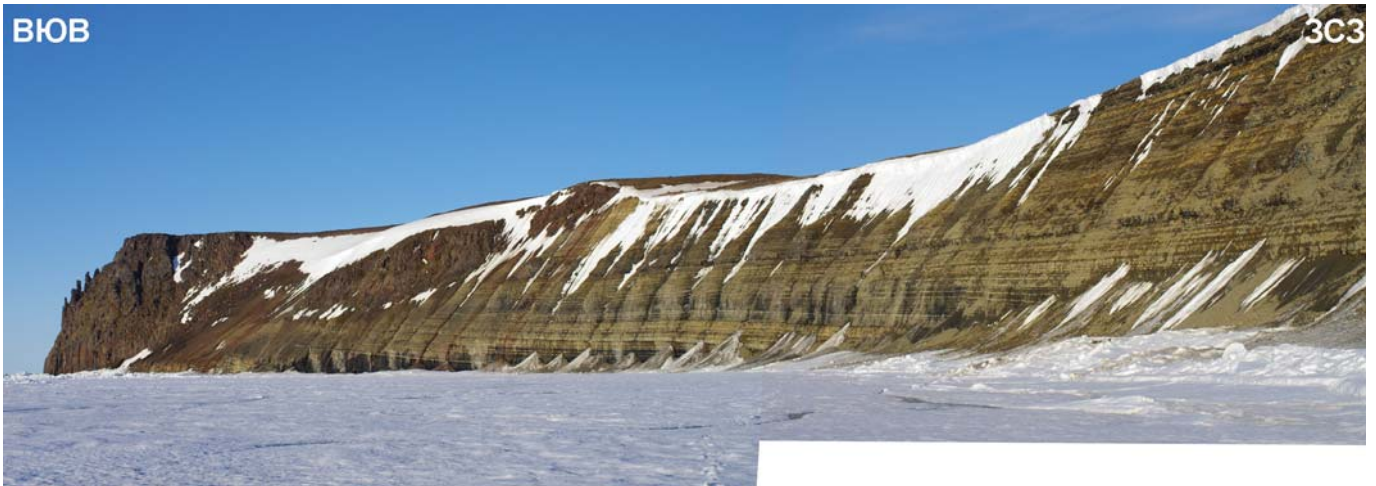


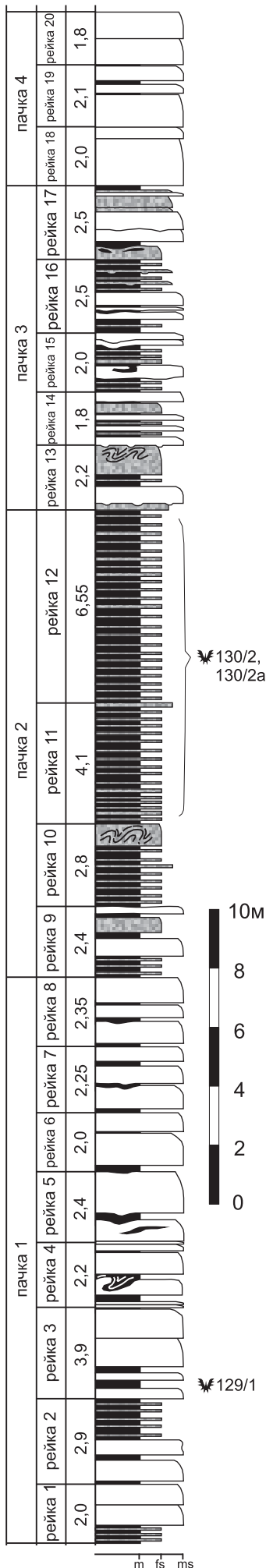
Рис. 3.26. Нижняя видимая в клифе часть преображенной свиты. Слева – мыс Преображения.

ки 130 на северо-запад окраска пород нормальная. На участке обнажено около 80 м разреза, из них 52 м промерено рейкой (Рис. 3.27), а вышележащие горизонты описаны по фотографиям. Как видно на Рис. 3.27, в разрезе по соотношению песчаников, аргиллитов и диамиктитов четко выделяется несколько пачек. Аналогичные литологические пачки характерны для всего разреза силицикластических турбидитов, и ниже дана их краткая характеристика.

Пачка 1. Нижние 19 м разреза представлены песчаниковой пачкой: мощными пластами светлых песчаников (до 1,2 м), разделенных тонкими прослоями аргиллита или маломощными интервалами переслаивания (Рис. 3.28). Два более заметных таких интервала (до 1,5 м) описаны вблизи видимого основания пачки. Некоторые пласты песчаника имеют переменную мощность, встречаются амальгамированные пласты, которые на простирации могут распадаться на два или три, разделенные аргиллитом. Горизонты аргиллита также обычно имеют переменную мощность вследствие эрозии в подошве вышележащего песчаника, знаков нагрузки, или вследствие оползания и отжимания полужидкого ила. В центральной части некоторых пластов песчаника встречаются карбонатные конкрециевидные горизонты, неявная горизонтальная слоистость. На одном уровне («рейка 4» на Рис. 3.27) описаны вергентные складки подводного оползания в интервале тонкого переслаивания, частично захватывающие подстилающий песчаник (Рис. 3.29).

Пачка 2. Выше на отрезке мощностью 2,4 м («рейка 9» на Рис. 3.27) светлые песчаники перестают доминировать, и далее залегает «черный интервал», максимальный по мощности во всем разрезе преображенной свиты (13,5 м, Рис. 3.30). В двух метрах от его подошвы отмечен слой диамиктита мощностью 0,7 м, смятый в складки подводного оползания (Рис. 3.31). Аналогичные складки почти всегда ориентированы сходным образом: пласты оползли с ССВ на ЮЮЗ или с СВ на ЮЗ.

Пачка 3. Над «черным интервалом» залегает маркирующий «сдвоенный» пласт песчаника (темный, по резкой границе перекрытый светлым; на подошве светлого песчаника – крупные знаки нагрузки) мощностью 0,8 м. С него начинается одиннадцатиметровый интервал разреза, в строении которого участвуют как самостоятельные пласты светлых и темных песчаников (мощность первые дециметры, редко до метра), так и пачки тонкого переслаивания песчаников и аргиллитов (см. Рис. 3.27, 3.30). Интервал богат седиментационными текстурами, при-



сухими турбидитам (разные типы слоистости, подошвенные знаки (Рис. 3.32), аргиллитовые класты в песчаниках, следы оползания и пр.). На одном уровне (верхи «рейки 15» на Рис. 3.27) сдвоенный пласт светлого песчаника демонстрирует небольшой подводный канал.

Пачка 4. Выше залегает вторая песчаниковая пачка («рейка 18 – рейка 20» на Рис. 3.27) ее мощность 5,9 м. Некоторые пласты песчаника амальгамированы. Мощность индивидуальных слоев до 1,8 м.

В нижней части пачки 1 (обр. 129/1, см. Таблицу 1 и Рис. 3.27) обнаружены граптолиты раннего дапина (зона *gibberulus?*). Немногочисленные дапинские граптолиты также отобраны из разных горизонтов пачки 2 (130/2, 130/2a).

Мощность вышележащего разреза рассчитана по фотографиям и составляет около 30 м. Строение его напоминает третью пачку. В разрезе намечается цикличность: в нижней части каждого цикла (мощность циклов примерно 1,5-6 м) количество и мощность прослоев массивных светлых песчаников невелики, в верхней части их становится больше. Вблизи основания этого тридцатиметрового интервала найдены граптолиты (обр. 134/1) плохой сохранности, характерные для раннего-среднего ордовика. Интересно отметить, что как в этом, так и в других разрезах силицикластических турбидитов ордовика, граптолитовая фауна обычно встречается в наиболее темных, «халвистых» прослоях аргиллита.

3.4.2. Опорное обнажение (южный сегмент)

Между северным окончанием предыдущего обнажения и южным окончанием опорного разреза выходы пород ордовика отсутствуют. Необнаженный интервал разреза имеет мощность не менее 150 м (рассчитано по построению при угле падения пород, равном 5 градусов). Описываемый участок расположен между точкой 135 на северной стороне мыса, сложенного базальтами (выдается в море к северу от Толлевской речки), и точкой 103, маркирующей крупную промоину в береговом обрыве (см. Рис. 3.1). Эта промоина условно делит опорное обнажение на два сегмента: южный и северный. В пределах южного сегмента, рассмотренного в данном разделе, вскрыто не менее 87 м разреза (Рис. 3.33).

Рис. 3.27. Литологическая колонка фрагмента разреза силицикластических турбидитов, обнаженного вблизи мыса Преображения (Южное обнажение). Разрез при полевом описании был разделен на небольшие отрезки – «рейки», которые показаны на колонке и сопровождаются указанием мощности (в метрах). Гранулометрическая шкала под колонкой включает следующие подразделения: m – аргиллит-глинистый алевролит (mudstone), fs – мелкозернистый песчаник (fine-grained sandstone), ms – среднезернистый песчаник (medium-grained sandstone). Справа от колонки вынесены номера образцов, содержащих граптолиты. Условные обозначения см. на Рис. 3.33.



Рис. 3.28. Нижняя песчаниковая пачка в основании разреза Южного обнажения третьей толщи ордовика. Видны неровные, волнистые границы слоев. В некоторых песчаниках заметны выщелоченные карбонатные конкреционные горизонты (например, верхний мощный пласт). Высота мерной рейки 2 м.



Рис. 3.29. Вергентные складки подводного оползания в нижней части разреза мыса Преображения. Направление оползания – слева направо.

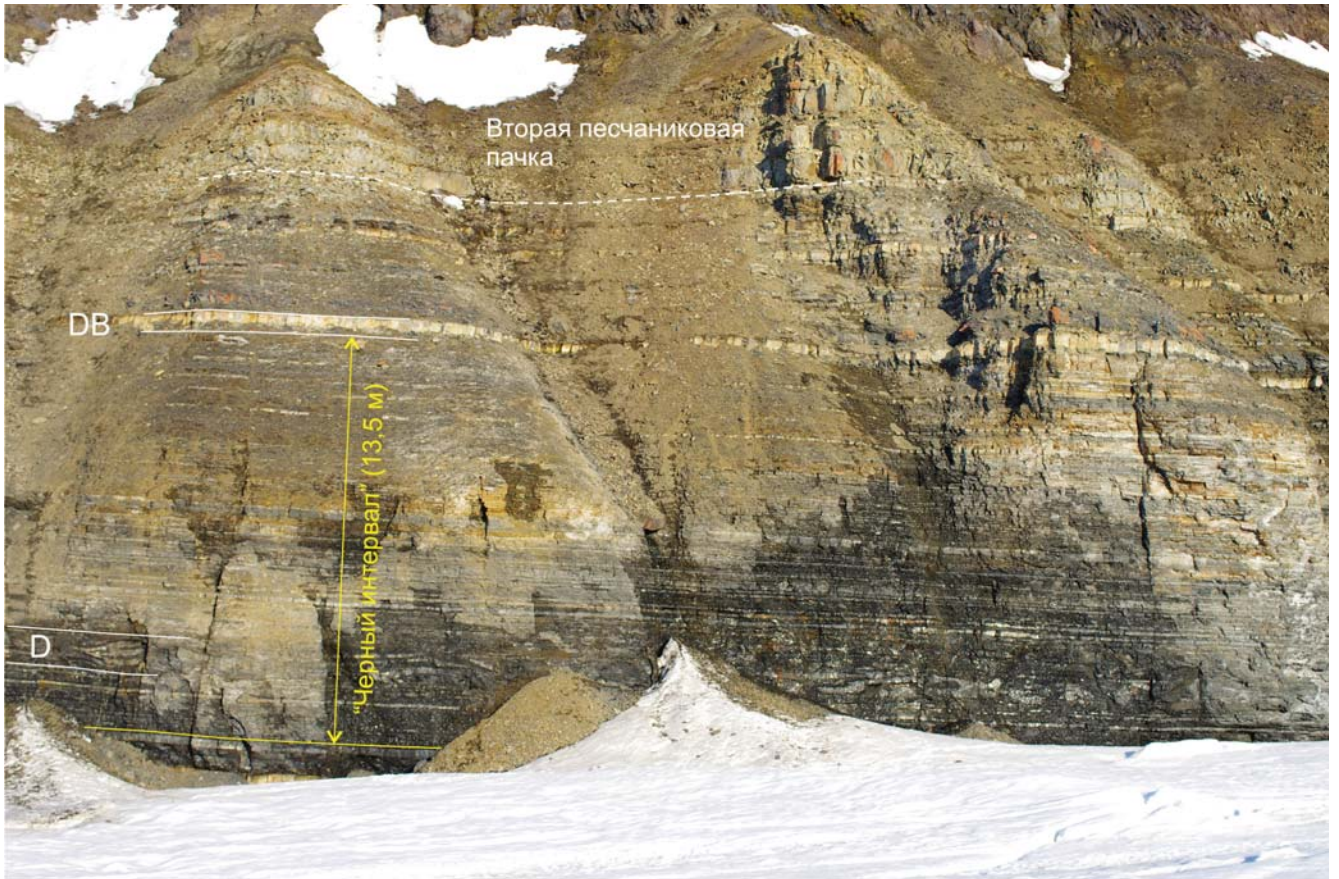


Рис. 3.30. Мощный интервал тонкого переслаивания, сложенный аргиллитами и диамиктитами с подводно-оползевыми текстурами. Наиболее впечатляющие складки оползания описаны в мощном (0,7 м) пласте диамиктита (D; см Фиг. 3.31). Над этим «черным интервалом» залегают заметный «двойной» пласт (DB): диамиктит, по резкой границе перекрытый светло-серым песчаником. В верхней части фотографии видна вторая песчаниковая пачка разреза Южного обнажения. Мощности пачек искажены, так как кадр сделан снизу вверх.



Рис. 3.31. Складка подводного оползания в диамиктите. Направление оползания справа налево. Длинные закрашенные отрезки мерной рейки соответствуют 50 см, короткие – 10 см.

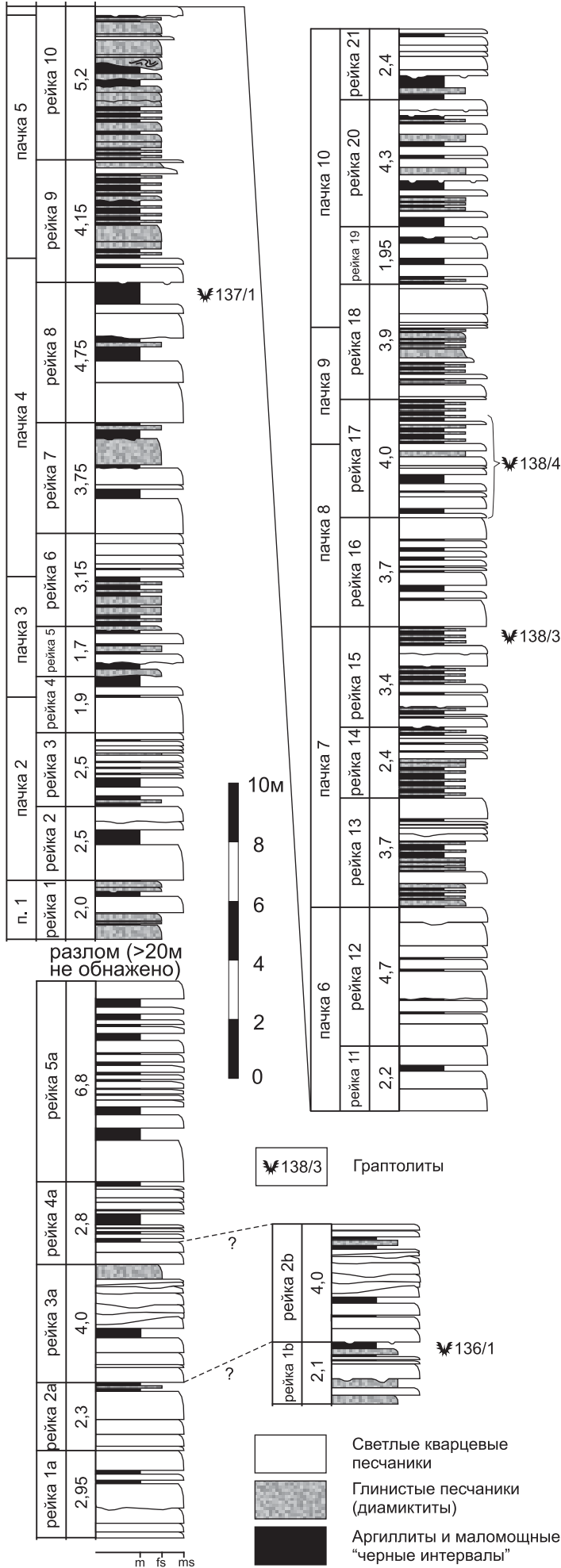


Рис. 3.32. Подошвенные знаки в песчанике пачки 3 разреза мыса Преображения.

Видимые на участке низы последовательности (около 19 м) обнажены между точками 135 и 136. Далее следует интервал берега, нарушенный серией сбросов ЮЮЗ падения. Между ними корреляция затруднена, местами видно, что происходит повторение части разреза. Корреляция полностью теряется в точке 137, где породы нарушены крупноамплитудным сбросом (последним в серии). Судя по тому, что последовательность пород, видимая к югу от разлома, не повторяется в его северном крыле, неосмотренным остался фрагмент разреза мощностью не менее 20 м. Далее к северу (до точки 103) обнажено еще 68 м разреза.

Нижние 9 м последовательности к югу от зоны деформаций представлены песчаниковой пачкой. В ней индивидуальные пласты светлых песчаников линзовидны, с неровными границами, как и ниже по разрезу в аналогичных пачках, но обычно маломощны (<0,5 м, редко до 1,5 м). Они образуют пакеты мощностью 1,5 - 2,5 м, состоящие из серий амальгамированных пластов или пластов, разделенных маломощными аргиллитами. Такие пакеты, в свою очередь, разделены более мощными прослоями аргиллита или «черными интервалами». Выше залегает заметный пласт диамиктита (0,4 м). Над ним (9,5 м) светлые песчаники переслаиваются с аргиллитами в более равном соотношении. В рассмотренной части разреза между точками 135 и 136 седиментационные текстуры сохранились плохо, породы прокрашены в коре выветривания. Иногда в песчаниках заметны выщелоченные карбонатные конкреции, горизонтальная слоистость, в верхней части слоев - косая или косо-волнистая. В некоторых пластах встречены не очень ясные подошвенные знаки, в т.ч. вергентные (flutes).

На отрезке между точками 136 и 137 описан фрагмент разреза, который интересен тем, что здесь присутствует «сдвоенный» пласт, представленный диамиктитом, перекрытым свет-



лым песчаником. Граница между ними резкая, со знаками нагрузки. Подобный пласт был описан на мысу Преображения, его аналоги встречаются также и выше в разрезе (там же иногда наблюдаются «сдвоенные» пласты, где, наоборот, снизу – светлый, сверху – темный песчаник). Кроме того, в упомянутом фрагменте встречены первые в опорном обнажении граптолиты (обр. 136/1, см. Таблицу 1). Они имеют достаточно широкое стратиграфическое распространение (дапин – начало дарривила).

Вышележащие горизонты разреза обнажены к северу от сброса в точке 137 в непрерывной моноклинали. Здесь выделено 10 пачек (см. Рис. 3.33). Нижние два метра последовательности сложены преимущественно диамиктитами (пачка 1).

Пачка 2. Песчаниковая пачка (6 м). В кровле и подошве – пласты по 1,2 м, в промежутке они маломощные и чередуются с аргиллитами (до 0,5 м), небольшими интервалами переслаивания и диамиктитами.

Пачка 3. «Черный интервал» (4,1 м) с преобладанием диамиктитов (Рис. 3.34), в нижней половине – заметные пласты светлых песчаников.

Пачка 4. Песчаниковая пачка (10,8 м) с пластами до 1,3 м. В средней части – пласт диамиктита (0,9 м) с неровной кровлей (неровности заполнены аргиллитом; «рейка 7» на Рис. 3.33 и 3.34; Рис. 3.35); в верхней части – два мощных слоя аргиллита (до 0,7 м).

Пачка 5. «Черный интервал» (8,2 м), в его составе также преобладают диамиктиты. В отличие от большинства подобных интервалов,

Рис. 3.33. Литологическая колонка южного фрагмента (между точками 135 и 103) опорного разреза силиклатических турбидитов преобразенской свиты. «Черные интервалы» – интервалы тонкого переслаивания аргиллитов и песчаников (см. текст). Прочие пояснения см. на Рис. 3.27.



Рис. 3.34. Фрагмент разреза турбидитов в южном сегменте опорного обнажения (на фотографии виден фрагмент из средней части вскрытой здесь последовательности). В нижней части обрыва виден «черный интервал», перекрытый песчаниковой пачкой мощностью 10,8 м (пачка 4 в тексте). Литологическая колонка слегка искажена для соответствия фотографии и показана вне масштаба. Высота мерной рейки (обведена желтым) 2 м.



Рис. 3.35. Два мощных пласта кварцевого песчаника (нижняя половина «рейка 8» на предыдущем изображении), разделенные очень тонким горизонтом аргиллита. Заметны выщелоченные карбонатные конкреции, в нижнем пласте – горизонтальная слоистость. В основании обрыва виден темный диамиктит с неровной кровлей, частично перемещенный с перекрывающим аргиллитом. В верхней части фотографии заметна серия линзовидных, частично амальгамированных (справа), пластов песчаника. Высота мерной рейки 2 м.



в этом отрезки тонкого переслаивания составляют менее половины мощности, в основном мощности прослоев темных песчаников измеряются дециметрами (до 0,5 м; Рис. 3.36). В верхней половине некоторые уровни построены линзовидно, заметны складки оползания. В пачке присутствуют несколько маломощных светлых песчаников.

Пачка 6. Песчаниковая пачка (7,2 м), в которой светлые песчаники (мощностью до 0,8 м) разделены тонкими прослоями аргиллитов (Рис. 3.37; см. Рис. 3.33). Песчаники неслоистые либо горизонтальнослоистые (обычно не на полную мощность слоя), присутствуют признаки обезвоживания (dewatering sheets) и амальгамации, почти во всех слоях видны по-

Рис. 3.36. «Черный интервал», сложенный преимущественно диамиктитами (пачка 5) и верхи подстилающей песчаниковой пачки 4. Рейка стоит на подошве аргиллитового интервала в верхах пачки 4, где найдены граптолиты 137/1.



Рис. 3.37. Песчаниковая пачка (пачка 6) в опорном разрезе преобразованной свиты (южный сегмент опорного обнажения). В этой пачке на многих пластах встречены подошвенные знаки (см. следующую иллюстрацию).

дошвенные знаки при взгляде снизу вверх (Рис. 3.38).

Пачка 7. Эта часть разреза (9,5 м) сложена светлыми песчаниками, чередующимися с аргиллитами и «черными интервалами». В ее кровле обнаружены граптолиты (обр. 138/3) зоны *gibberulus* раннего дапина. Пачка (как и вышележащие) богата различными седиментационными текстурами, характерными для комплекса.

Пачка 8. Песчаниковая пачка (6,2 м) с достаточно мощными прослоями аргиллитов и интервалов тонкого переслаивания.

Пачка 9 (3,9 м). Преобладают «черные интервалы», но есть и заметные светлые песчаники.

Пачка 10. Похожа на пачку 7 (Рис. 3.39). Мощность 10 м.

В верхней части пачки 4 найдены граптолиты (обр. 137/1), характерные для подзоны *maximo-divergens* зоны *gibberulus* раннего дапина. Кроме того, из разных горизонтов интервала «рейка 17» (см. Рис. 3.33; верхи пачки 8 – низы пачки 9) собраны граптолиты раннего-среднего ордовика (обр. 138/4).

3.4.3. Опорное обнажение (северный сегмент)

К северу от точки 103 (промоина в обрыве) продолжается непрерывный разрез ордовика. При полевом описании в нем выделены слои 1-20 и выше более обобщенные интервалы: «рейка 0» – «рейка 39», которые объединены в 12 литологических пачек (Рис. 3.40). Слой 1 залегает над «рейкой 21» предыдущего участка. Общая мощность разреза на северном участке опорного обнажения 110 м.



Рис. 3.38. Следы вымывания (flute casts) на подошве мощного пласта песчаника. Направление палеотечения справа налево.



Рис. 3.39. Верхняя часть разреза (пачка 10) в южном сегменте опорного обнажения. Этот фрагмент разреза сложен довольно маломощными светлыми песчаниками, переслаивающимися с аргиллитами, диамиктитами и «черными интервалами». Литологическая колонка немного деформирована для соответствия фотографии. Высота мерной рейки (обведена) 2 м.

В строении нижних 7,2 м разреза (**пачка 1**; слои 1-14 на Рис. 3.40) к северу от промоины преобладают «черные интервалы». На этом отрезке присутствуют несколько заметных пластов светлых песчаников и три сближенных 30-сантиметровых пласта диамиктита в средней части. Вблизи основания разреза обнаружены многочисленные граптолиты дапинского – раннедарривилского возраста (обр. 138/2, 103/1, см. Таблицу 1).

Пачка 2. Сложена, в основном, песчаниками, как светлыми, так и темными, с текстурами оползания (5,6 м).

Пачка 3. Чередование светлых песчаников и «черных интервалов» примерно в равном соотношении (4,7 м). В кровле пачки найдены граптолиты (обр. 104/7), стратиграфический диапазон распространения которых аналогичен таковому для форм из обр. 138/2 и 103/1.

Пачка 4. Песчаниковая пачка (6,6 м), основание которой сложено мощным диамиктитом с текстурами оползания (2,3 м, Рис. 3.41), расщепляющимся на простирании на несколько пластов.

Пачка 5. Чередование светлых и темных песчаников и «черных интервалов» (4,8 м); в верхней части есть линзовидный пласт диамиктита (0,6 м) со складками оползания. В нижней части пачки обнаружены ранне-среднеордовикские граптолиты (обр. 108/3).

Пачка 6. Сложена черными интервалами переслаивания с мощными заметными пластами темных и единичными – светлых песчаников (последние – в средней и верхней части). Подошва пачки на уровне пляжа видна в точке 108, кровля – в точке 109 (см. Рис. 3.1). В средней

части (обр. 108/2) и вблизи кровли (обр. 108/7, 108/8) найдены граптолиты, в последнем случае многочисленны. Комплекс характеризует возраст вмещающих отложений как поздний дапин (зона *hirundo*, подзона *caduceus nanus*). Часто пласты кварцевых песчаников в этой части разреза и выше демонстрируют прямую градацию материала и последовательность текстур, характерных для турбидитов.

Пачка 7. Следующий отрезок мощностью 14,3 м сложен достаточно мощными (до 0,9 м) темными песчаниками, более редкими и обычно менее мощными светлыми песчаниками и ин-

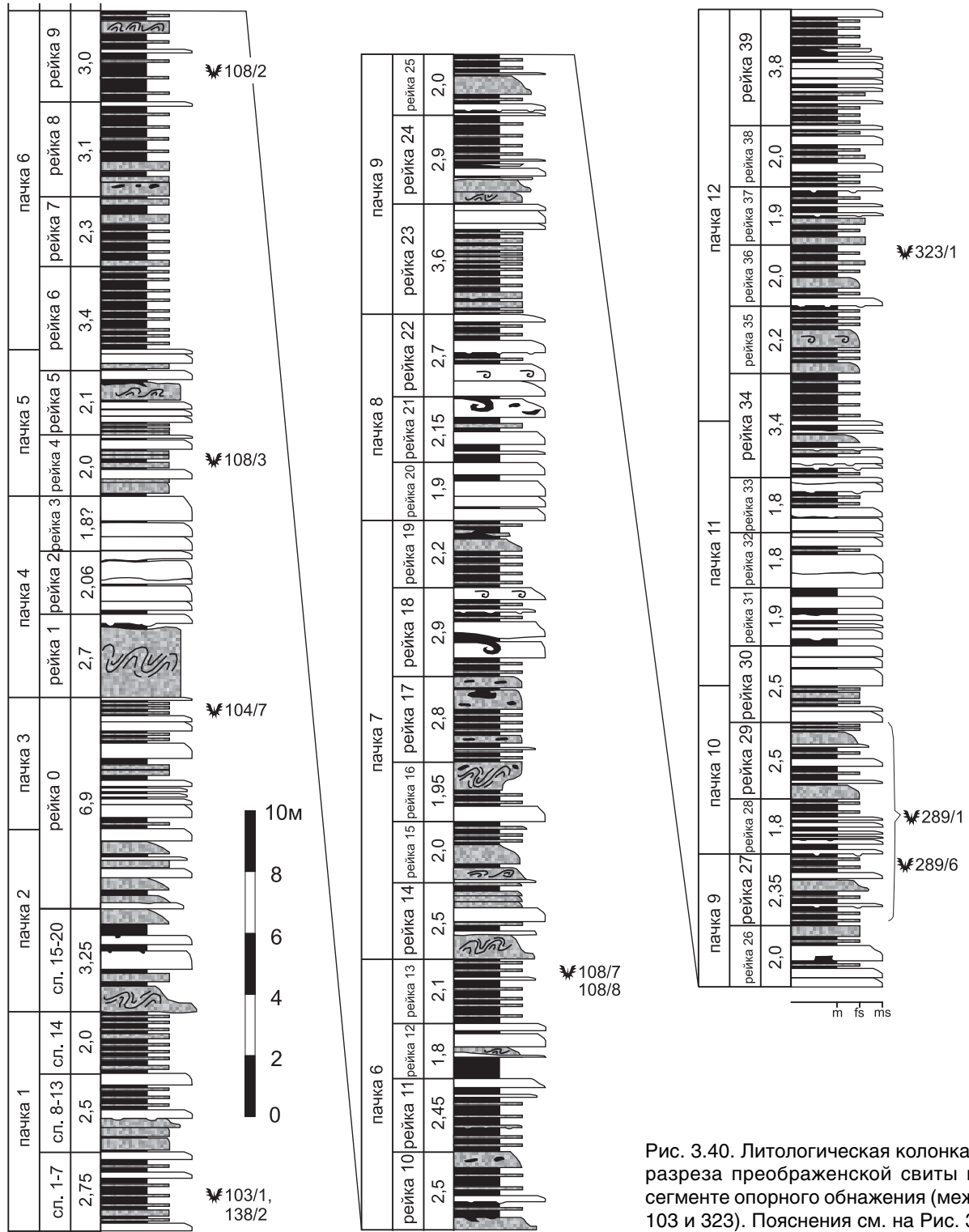


Рис. 3.40. Литологическая колонка фрагмента разреза преобразенской свиты в северном сегменте опорного обнажения (между точками 103 и 323). Пояснения см. на Рис. 3.33.



Рис. 3.41. Фрагмент опорного разреза силицикlastических турбидитов (70 м к северу от точки 104, см. Рис. 3.1). В основании обрыва залегает мощный (2,3 м) пласт диамиктита. В средней части фотографии видна песчаниковая пачка, содержащая в нижней половине линзовидный пласт. Эта пачка перекрыта переслаиванием светлых песчаников и «черных интервалов», в последних присутствуют довольно мощные диамиктиты. Видимая на этой фотографии часть разреза соответствует интервалу «рейка 1» - средняя часть «рейки 2» на Рис. 3.39.

тервалами тонкого переслаивания (до 1 м). Диамиктиты содержат текстуры подводного оползания, аргиллитовые класты и обрывки интервалов тонкого переслаивания (Рис. 3.42).

Пачка 8. Песчаниковая пачка: светлые песчаники с довольно мощными прослоями аргиллитов и «черных интервалов» (6,7 м).

Пачка 9. Состоит из «черных интервалов» (до 2,8 м) с существенной долей диамиктитов, разделенных заметными мощными пластами или сериями пластов песчаников (светлых и темных; до 2 м). Вверх по разрезу в пределах этого фрагмента мощности «черных интервалов» уменьшаются. Мощность пачки 12,8 м.

Пачка 10. Светлые песчаники (10-30 см) переслаиваются с аргиллитами, диамиктитами (40-50 см) и небольшими «черными интервалами». Общая мощность 5,5 м. В верхней части «рейки 27» (обр. 289/6) и в интервале «рейка 27-29» (обр. 289/1, из осыпи) найдены граптолиты дапинского-раннедарривильского возраста.

Пачка 11. Песчаниковая пачка (6,7 м), в которой снизу вверх постепенно мощность песчаников уменьшается, появляются заметные пласты диамиктита. Для пачки характерны четкие текстуры обезвоживания (среди прочих), хорошо заметные в некоторых пластах (Рис. 3.43).

Заканчивает видимый в пределах опорного обнажения разрез **пачка 12** мощностью 13,5 м, которая начинается с «черного интервала», в нем в 1,7 – 6,7 м выше подошвы присутствуют мощные горизонты диамиктита. Выше появляются прослои светлых песчаников, количество

которых постепенно увеличивается к кровле. В средней части пачки обнаружен богатый комплекс граптолитов (обр. 323/1), характерный для дапина – начала дарривила. В кровле некоторых диамиктитов присутствуют маломощные косослоистые горизонты светлого песка, иногда оползшие. Они могут быть генетически связаны с диамиктитом: если основная часть пласта



Рис. 3.42. Фрагменты слоистого разреза в диамиктите. Высота кадра около 1,5 м.



Рис. 3.43. Плоскости обезвоживания (dewatering sheets) в светло-сером кварцевом песчанике.

представляет собой перемешанную песчано-глинистую массу, сползавшую по склону в виде единого тела, то верхний горизонт мог формироваться при перемыве отмученного материала из верхней части этого «облака». Диамиктиты иногда содержат закатыши такого песчаника.

Турбидиты ордовика в северной части опорного разреза содержат разнообразные седиментационные текстуры, как правило, не упомянутые выше при описании участка, т.к. они присутствуют на всех интервалах. Основные их разновидности кратко охарактеризованы в начале раздела. На южном склоне долины р. Лагерной из песчанистого известняка (конкреция в песчанике) отобрана проба, из которой выделены многочисленные конодонты раннего дарривила (обр. 313/1). Этот уровень примерно соответствует обр. 323/1 опорного обнажения, либо немного выше.

3.4.4. Верхние горизонты ордовика

Верхи видимого на острове разреза ордовика обнажены к северо-востоку от устья р. Лагерной на небольшом участке клифа между точками 320 и 102 (см. Рис. 3.1). Между северным окончанием опорного разреза и этим фрагментом почти на 2 км тянется широкий пляж, приуроченный к устью реки, и коренные выходы ордовика отсутствуют. По построению мощность необнаженной части толщи составляет 180 м. Судя по обломкам пород на склонах долины р. Лагерной, этот необнаженный фрагмент сложен такими же турбидитами, как и в обрывах севернее и южнее устья реки.

Около т. 320 в низком обрывчике виден небольшой фрагмент разреза (2,3 м), далее не обнажено примерно 10 м, и основной разрез выходит между точками 321 и 102 (10-15 м по



Рис. 3.44. Верхи видимого на о. Беннетта разреза ордовика (близ точки 102). Породы прокрашены в коре выветривания, брекчированы в зоне разлома, по которому они граничат с осадками и базальтами нижнего мела.

мощности, Рис. 3.44). Строение верхних горизонтов ордовика сходно с таковым в опорном разрезе: их слагают светлые песчаники, переслаивающиеся с аргиллитами, темными глинистыми песчаниками-диамиктитами и «черными интервалами». Однако в отличие от основной части опорного разреза, здесь прослой светлых песчаников обычно маломощные (7-15 см), но частые. Текстуры сохранились плохо, присутствует горизонтальная, косая и конволютная слоистость в светлых песчаниках. В точке 102 турбидиты ордовика граничат по разлому с меловыми породами (рыхлой осадочной пачкой и базальтами). Верхние горизонты разреза прокрашены в коре выветривания и нарушены из-за близости разлома. В этой части разреза собрана большая коллекция граптолитов (обр. 102/1, см. Таблицу 1), которые, однако, имеют плохую сохранность и не позволяют определить возраст вмещающих отложений точнее, чем дапин – начало дарривила.

3.4.5. Локальные обнажения в бассейне р. Лагерной

Кроме четырех отрезков клифа восточного берега, рассмотренных выше, коренные обнажения ордовикских пород обнаружены также на двух участках во внутренней части острова в долине реки Лагерной. Один из них расположен вблизи точки 297 (см. Рис. 3.1). Здесь в русле временного потока высоко на склоне левого борта долины р. Лагерной (между горизонталями 80 и 100 м) отпрепарированы плиты выветрелых песчаников, которые залегают неожиданно круто (20 градусов) и падают на ВСВ. На большей части опорного обнажения моноклираль загружается на северо-восток с углами 7-10 градусов. Возможно, отличия в залегании части разреза, вскрытой возле точки 297, вызваны деформациями из-за близкорасположенного разлома (серии разломов), связанными с вулкано-тектоническими просадками. Плиты песчаников прослеживаются вниз по ручью примерно на 70 м, но видимая мощность незначительна.

Второй участок приурочен к верховьям реки Лагерной и подножью ледника Толля (точки 299, 300 на Рис. 3.1). Участок очень интересен и необычен для острова: на достаточно большой площади (600 м вдоль русла реки и на соседнем с юга склоне) ордовикские отложения слагают небольшие гряды, квесты, представляющие собой эрозионные останцы, и разделяющие их каньончики (Рис. 3.45). Высота таких останцов не превышает трех-четырёх метров; коренные выходы обильно присыпаны мореной. Вероятно, такой рельеф сформирован подледниковыми потоками талой воды, во времена, когда ледник имел большую площадь.

На этой территории обнажен фрагмент разреза третьей толщи ордовика. Видимая мощность невелика (расчет не производился), т.к. падение пород (на восток под углом 11-13 градусов) примерно совпадает с наклоном склона. Состав отложений и седиментационные текстуры аналогичны таковым в береговых обрывах. По структурным соображениям, вскрытый в верховьях р. Лагерной фрагмент разреза соответствует нижней-средней части разреза силициклас-тических турбидитов. Это подтверждают результаты изучения граптолитов, найденных в районе точки 300 (обр. 300/1). Комплекс характеризует вмещающие отложения как нижнедапинские (зона *gibberulus*).

3.4.6. Силициклас-тические турбидиты на западе острова

Участок расположен в наиболее труднодоступной части острова, на северо-западном берегу в 1,5 км к СВ от мыса Эммы. Он доступен или с припая, который в этой части острова исчезает очень рано, или сверху – с четырехсотметрового плато, круто обрывающегося к морю.



Рис. 3.45. Обнажения турбидитов ордовика в верховьях р. Лагерной: квестообразные останцы у подножья ледника Толля, сформированные за счет подледниковой (?) водной эрозии.

Мы посетили участок с целью изучения описанных геологами НИИГА угленосных отложений нижнего мела. Присутствие ордовикских отложений здесь установлено впервые; они принадлежат самому западному выходу палеозоя в пределах острова. В августе, когда мы работали в западной части острова, для нас был доступен только второй путь: спуск с плато. Расстояние от временного лагеря до начала спуска составляет чуть более 6 км (по прямой) и преодолевается достаточно быстро; основную трудность составляет сам спуск, т.к. на 1,1 км (от начала до конца спуска) перепад высот составляет 365 м, и некоторые отрезки, приуроченные к базальтовым уступам, очень круты. Такие отрезки пути покрыты нетающими снежниками и поэтому преодолемы.

Породы ордовика эпизодически обнажаются в нижней части клифа между точками 247 и 249 (Рис. 3.46). Общую мощность на этом участке оценить трудно, но, по-видимому, она невелика – породы лежат очень полого и вскрыты близко к простираению, только в крайнем юго-западном выходе они под углом 8 градусов загружаются на запад. Максимальная видимая мощность в локальном обнажении достигает 15 м (в 185 м к юго-западу от точки 248). Отложения ордовика изменены в коре выветривания и перекрыты рыхлыми меловыми угленосными осадками мощностью от 0,5 м до нескольких метров.

Породы ордовика на участке представлены неравномерно переслаивающимися сланцами и песчаниками. Мощность последних достигает 1 м в видимых верхах разреза (Рис. 3.47). Седиментологические особенности в породах не сохранились из-за переработки в коре выветривания. Структурные построения позволяют коррелировать западное обнажение ордовика с

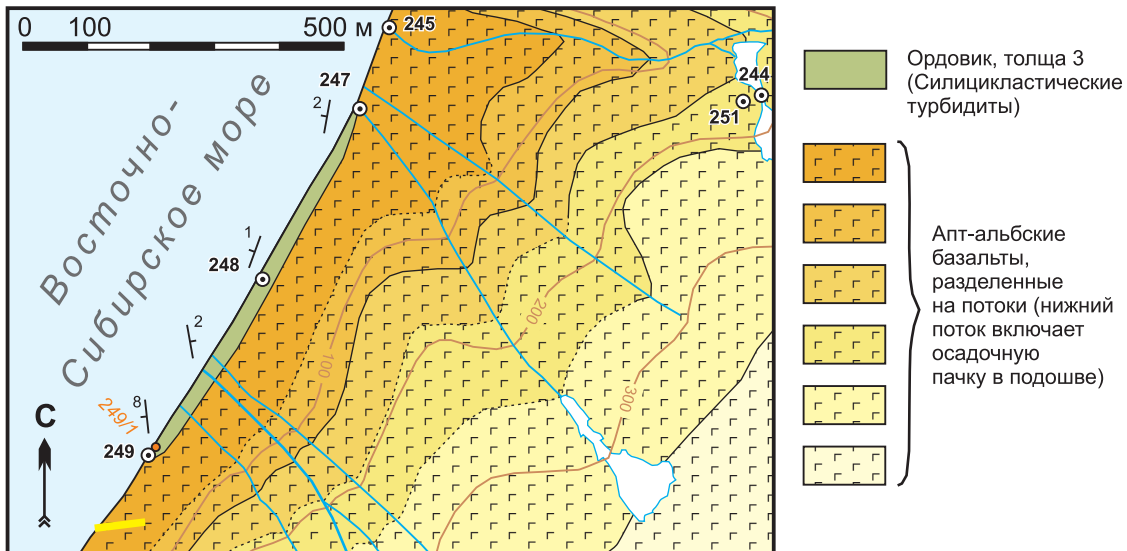


Рис. 3.46. Геологическая карта наиболее западного участка в пределах о. Беннетта, где обнажены породы ордовика. Условные обозначения см. на Рис. 3.14. Дайка меловых долеритов показана ярко-желтым. Белым закрасены снежники.

нижней частью толщи силицикластических турбидитов на востоке острова (уровень разреза мыса Преображения или ниже). В точке 249 в сланцах найдены граптолиты (обр. 249/1) раннего дапина. Однако комплекс характерен для подзоны *maximo-divergens* зоны *gibberulus*, поэтому, возможно, этот фрагмент разреза отвечает более высоким горизонтам толщи. Граптолиты, уверенно отнесенные к одноименной подзоне на востоке, обнаружены только на южном сегменте опорного обнажения (т.е. существенно выше по разрезу, чем слои мыса Преображения).



Рис. 3.47. Среднеордовикские песчаники и сланцы, перекрытые меловыми базальтами (близ точки 249). Самое западное на острове обнажение ордовика.

3.4.7. Петрография песчаников и диамиктитов из разреза силицикlastических турбидитов

Светлые песчаники из разреза третьей толщи ордовика характеризуются плохой сортировкой (Рис. 3.48а,б). Обычно в породах присутствует глинисто-алевритовый матрикс, который может сочетаться с пятнистым карбонатным цементом. Количество матрикса оценить сложно,

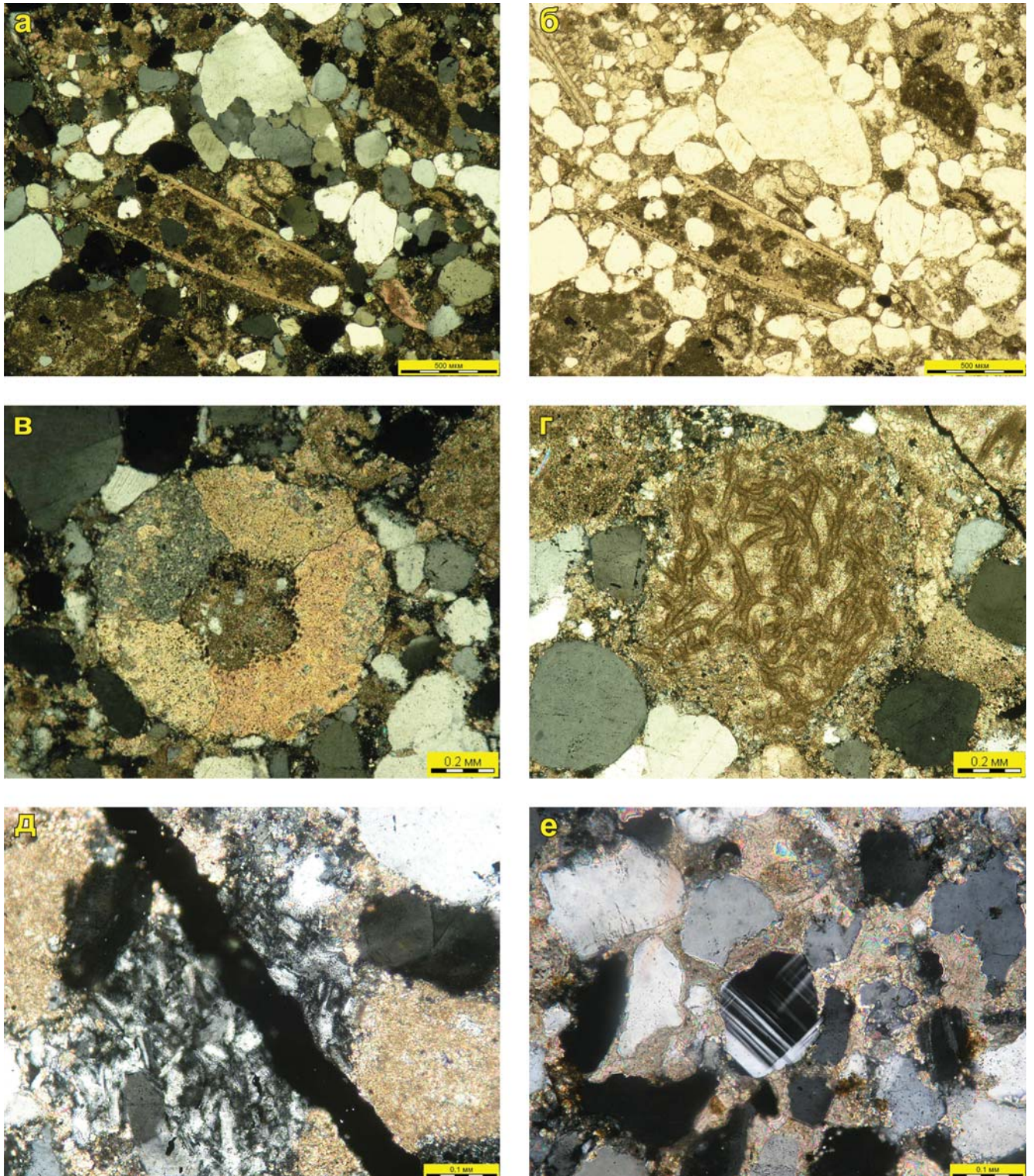


Рис. 3.48. Микрофотографии песчаников из толщи силицикlastических турбидитов ордовика: а, б – видна плохая сортировка, обилие карбонатного материала (цемент и обломки), в центре поля зрения – крупное зерно кварцита и обломок фауны с карбонатным скелетом (а – николи X, б – николи //); в – членик криноидеи в песчанике (николи X); г – крупный карбонатный обломок с биогенной текстурой (николи X); д – обломок микродиорита, рассеченный трещиной (николи X); е – зерно свежего микроклина в песчанике с вторичным карбонатным цементом (николи X).

поскольку в песчаниках распространены различные по гранулометрии зерна – от алеврита (и мельче) до крупного песка и даже гравия (в наиболее крупнозернистых породах: кварц – до 1 мм, карбонат – до 2-2,5 мм), и визуально провести границу матрикса не удастся. Иногда зерна алевритовой и песчаной размерности сцементированы карбонатом, который образует сплошной цемент (открытый поровый, см. Рис. 3.48а). Цемент такого типа приурочен преимущественно к диагенетическим карбонатным конкрециям, описанным выше. На локальных участках между зернами кварца наблюдаются коррозионные контакты, как в нижнекембрийских песчаниках. В нижней части разреза встречены достаточно хорошо сортированные (мелкозернистые) породы.

В составе песчаников преобладают зерна кварца, в том числе поликристаллического (обломки кремней и кварцитов), однако в существенном количестве присутствуют карбонатные класты. В некоторых породах общее содержание карбоната (включая и обломки, и цемент) достигает 50%. Часть карбонатных обломков имеет явно биогенное происхождение (фрагменты раковин, членики криноидей и др., Рис. 3.48в,г); нередко присутствуют класты известняков с силикатной примесью (зерна кварца, очень редко – полевых шпатов, алевритовой и мелкопесчаной размерности), напоминающие породы второй толщи ордовика. В некоторых шлифах различимы обломки полевых шпатов: калиевых (в том числе микроклина, Рис. 3.48е) и/или плагиоклаза. Их общее количество не превышает первые проценты.

Зерна разной степени окатанности: преобладают полуокатанные и окатанные; крупные зерна кварца обычно хорошо окатаны; среди мелкой фракции встречаются и угловатые обломки.

Кроме карбонатных литокластов и поликварца (кремней и кварцитов), в песчаниках, а также в диамиктитах, наблюдаются редкие обломки магматических пород, среди которых различимы базальты, фельзиты, микродиориты и др. (Рис. 3.48д, Рис. 3.49). Также присутствуют крупные окатанные обломки фосфорита (?).

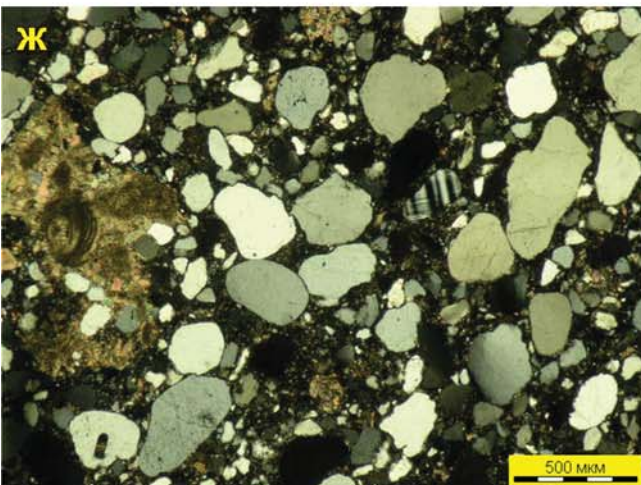
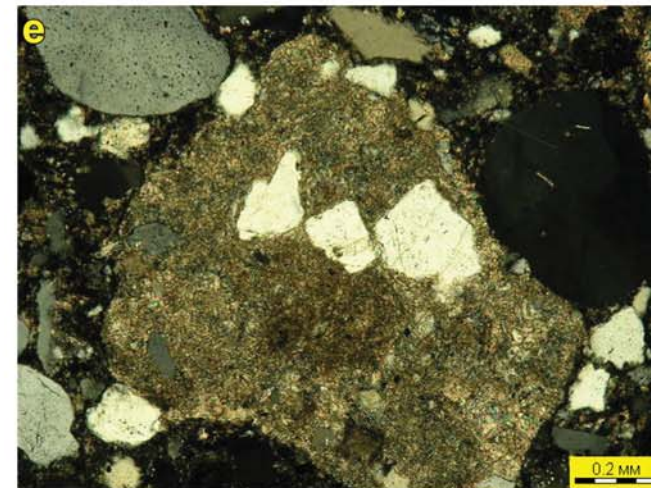
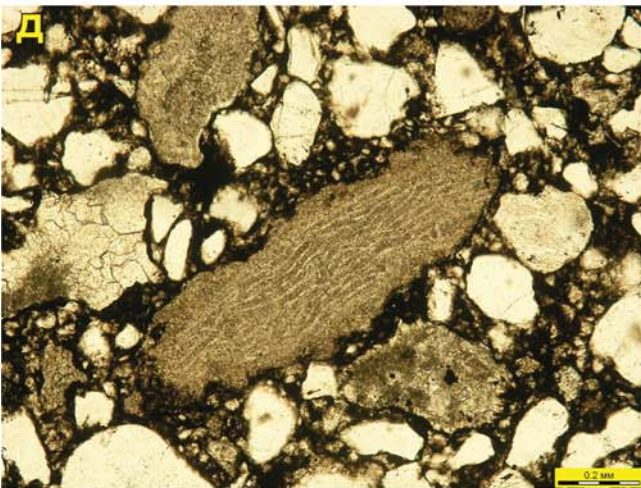
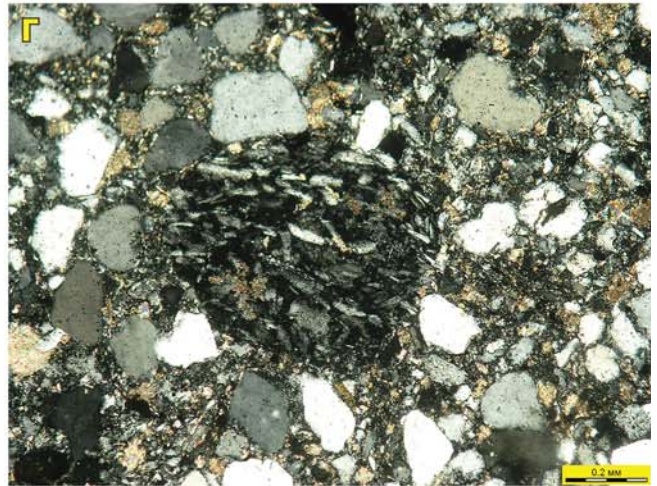
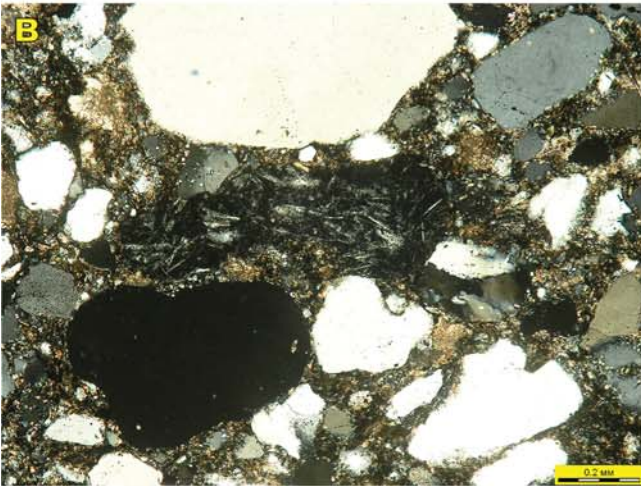
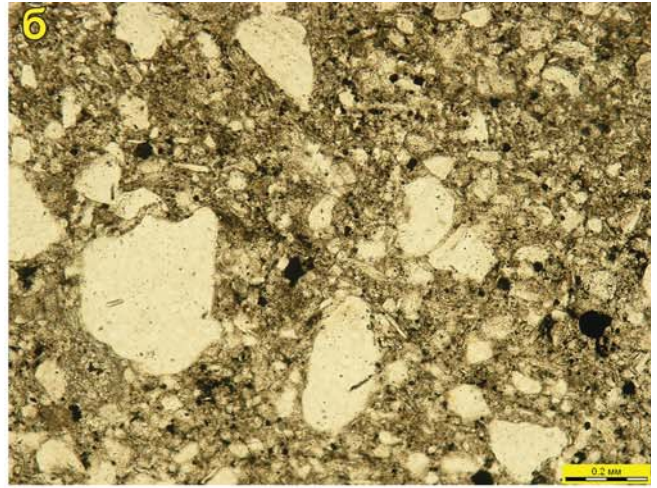
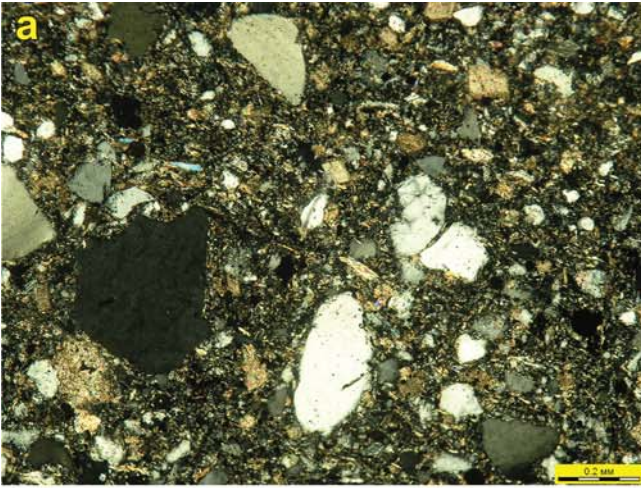
Акцессорные минералы представлены цирконом, турмалином, рудным.

Диамиктиты отличаются от светлых песчаников, главным образом, количеством глинисто-алевритового матрикса, который нередко содержит черное органическое вещество: в некоторых диамиктитах зерна песчаной размерности составляют менее 40% от общего объема породы (см. Рис. 3.49а,б). Иногда в основной массе довольно много мелких удлиненных зерен, по-видимому, полевых шпатов, и мелких листочков белой слюды. Карбонатный цемент встречается только в виде пятен, замещающих глинистые минералы(?). В остальном состав диамиктитов аналогичен составу песчаников.

В песчаниках и диамиктитах встречены зерна кварца с вростками турмалина, а также с игольчатыми кристаллами рутила(?).

Рис. 3.49. Микрофотографии диамиктитов из толщи силицикластических турбидитов ордовика:

а, б – общий вид породы, видно обилие глинисто-алевритового матрикса, содержащего листочки белой слюды и удлиненные обломки полевых шпатов(?), и крайне плохая сортировка зерен (а – николи X, б – николи //); в, г – обломки базальтоидов (николи X); д – карбонатный обломок с биогенной текстурой, вмещающая порода пропитана черным органическим веществом (николи //); е – литокласт известняка, содержащего зерна кварца песчаной размерности (николи X); ж – общий вид плохосортированного диамиктита, крупные зерна кварца окатаны, слева заметен обломок карбонатной породы с кварцевыми зернами (как на предыдущей фотографии), в правой части кадра – зерно микроклина (николи X); з – зерно поликристаллического кварца, вероятно, представляющее собой обломок кремня-микр кварцита (николи X).



В целом, светлоокрашенные песчаники из разреза силицикластических турбидитов можно отнести к сублитоаренитам (Pettijohn et al., 1987). В некоторых случаях, когда в породе очень много обломков пород (в первую очередь, карбонатных), песчаники соответствуют литоаренитам. Диамиктиты же отвечают лититовым грауваккам.

В тяжелой фракции песчаников из толщи силицикластических турбидитов преобладает циркон, как и в песчаниках кембрия, что указывает на зрелость осадка. Циркон почти весь очень хорошо окатан, причем в большинстве случаев поверхность зерен матированная с шагренью, что обычно рассматривается как признак эолового переноса. Наряду с окатанными, редко встречаются эвгедральные кристаллы, но в целом их меньше, чем в кембрийских песчаниках. Второй по распространенности силикатный минерал тяжелой фракции – хорошо окатанный турмалин (шерл) грязно-зеленого или зеленовато-бурого цвета. Также присутствует существенное количество апатита, есть фосфатные зерна. Отмечен биотит, хлорит, мусковит, ильменорутил(?). В одной пробе встречены единичные зерна граната и эпидота, но в целом оба минерала совершенно нехарактерны для тяжелой фракции ордовикских песчаников. Судя по такому набору минералов тяжелой фракции, осадок подвергался весьма длительной переработке и транспортировке и представляет собой «зрелую» кластику. Но, возможно, существовал также относительно близкий источник кластики гранитного состава, о чем можно судить по присутствию слюд, обломков неокатанного апатита и эвгедрального циркона. Этот источник содержал также зеленкаменно измененные породы, о чем свидетельствуют редкие чешуйки хлорита.

3.4.8. Заключение по третьей толще: мощность, возраст, обстановка осадконакопления

Разрез третьей толщи ордовика сложен отложениями мутьевых и дебрисных потоков, подводных течений, фоновыми осадками. В целом, такой комплекс принято называть турбидитами, и мы следуем данной терминологии в описании толщи. Ее формирование происходило на подводном склоне активно прогибавшегося бассейна, по-видимому, на достаточно большой глубине (сотни метров?). Фауна представлена граптолитами и конодонтами, фрагменты бентосных форм встречаются только в виде довольно редких обломков в песчаниках и, очевидно, принесены с мелководья. Возраст третьей толщи отвечает дапину – раннему дарривилу. Это подтверждается также недавно опубликованными данными: во время геологической экскурсии 2011 г. в верхней части разреза (по-видимому, отвечающей верхним горизонтом опорного обнажения в нашем описании) обнаружен комплекс граптолитов раннего дарривила (Верниковский и др., 2013). Общая мощность третьей толщи ордовика составляет по нашим оценкам не менее 730 м, строение ее монотонно. При этом, более половины мощности (в сумме около 400 м) приходится на необнаженные интервалы.

Для определения направления транспорта обломочного материала проводились статистические замеры ориентировки директивных седиментационных текстур, в большом количестве присутствующих в силицикластических турбидитах ордовика. Среди них: оползшие знаки нагрузки и борозды на подошвах песчаников, вергентные складки подводного оползания, косяя слоистость. Эти данные указывают на то, что поступление кластики в ордовикский бассейн происходило с севера – северо-востока на юг – юго-запад (в современных координатах).

В верхней толще ордовика преобладает силикатная кластика, которая ниже по разрезу играет резко подчиненное значение. По-видимому, ее источником служила суша, сформировавшаяся в начале дапина к северо-востоку от современного острова Беннетта.

3.5. Сопоставление с другими регионами Восточной Арктики

Ордовикский осадочный бассейн, представленный в отложениях о. Беннетта, наследует кембрийский бассейн, который представлял собой продолжение Сибирской палеоплатформы (см. Главу 2). Этот вывод основан на сходстве фауны, содержащей преимущественно эндемичные сибирские виды; литологическом сходстве некоторых уровней последовательности; и на синхронности геолого-исторических событий, которые отражены в литостратиграфическом расчленении разреза. Представляется логичным обсудить, как этот вывод подтверждается данными по ордовикской части разреза острова Беннетта. К сожалению, ордовикская фауна не дает столь же уверенных указаний на связь именно с Сибирским бассейном, так как представлена космополитными группами — граптолитами и конодонтами. Что касается возможных аналогий в строении разрезов, то у нас есть следующие возможности для сопоставления: 1) о. Котельный, расположенный в 250 км от о. Беннетта, где также обнажены нижне-среднеордовикские породы; 2) Южная и Центральная зоны Таймыра, которые входили в ордовике в состав Сибирского континента (напр. Верниковский, 1996); 3) собственно Сибирская платформа. Кроме того, в данном разделе приведено сравнение разрезов ордовика о. Беннетта и северо-запада Аляски, а в конце — сведения об одновозрастных породах на Северном Таймыре и Северной Земле, относимых к Карскому террейну.

3.5.1. Остров Котельный

Ближайшая к о. Беннетта территория, где обнажены породы раннего-среднего ордовика, это о. Котельный (Рис. 3.50) — самый крупный из островов Новосибирского архипелага. Ордовик является наиболее древним подразделением, обнаженным на острове, и слагает нижнюю часть мощной последовательности мелководных карбонатных пород, охватывающей также силур и нижний-средний девон (см. Рис. 1.4). Интервал от верхней(?) части нижнего до нижней половины среднего ордовика (айанская свита, до 650 м; Косыко и др., 1985; Рис. 3.51) сложен



Рис. 3.50. Расположение разрезов, рассмотренных в тексте. 1 — северо-восток о. Котельный, 2 — о. Беннетта, 3 — Южно-Таймырская зона (восток), 4 — Центрально-Таймырская зона (восток), 5 — Сибирская платформа, район Норильска; 6 — Сибирская платформа, р. Амбардах. Звездочкой показана Усть-Оленекская скважина. Сокращения: ЮТ, ЦТ, СТ — Южная, Центральная и Северная фациальные зоны Таймыра.

доломитами, а также водорослевыми и, в меньшей степени, биокластическими известняками. Карбонатные породы содержат силикатную кластику алевритовой размерности. Характерны знаки волновой ряби, трещины усыхания, тонкая горизонтальная и косая слоистость (Косько и др., 1985). Недавно в средней(?) части свиты были выявлены первые конодонты тремадокско-раннефлоского возраста (Верниковский и др., 2013). Айанская свита перекрыта отложениями малодинринг-айанской свиты (290-620 м), которая относится к верхней части среднего ордовика – карадокскому ярусу верхнего ордовика. В ее строении участвуют сероцветные известняки, в том числе глинистые, с подчиненным количеством аргиллитов и многочисленной бентосной фауной в некоторых разрезах. Известняки варьируют от тонкозернистых и пелитоморфных до среднезернистых и биокластических.

Разрез ордовика – среднего девона на о. Котельном интерпретирован А.М.С. Шенгером и Б.А. Натальным (Sengor, Natal'in, 1996) как отложения «Новосибирской карбонатной платформы», другие фрагменты которой обнажены на северо-востоке Чукотки и на севере Аляски. Однако, по-видимому, эта платформа не была изолирована, как предполагали цитируемые исследователи, но представляла собой продолжение Сибирской (см. Главу 4). На это указывает существенное сходство литологии и фауны между ордовикско-силурийскими и ранне-среднедевонскими отложениями острова Котельный и Южного Таймыра (Данукалова и др., 2015; Нехо-

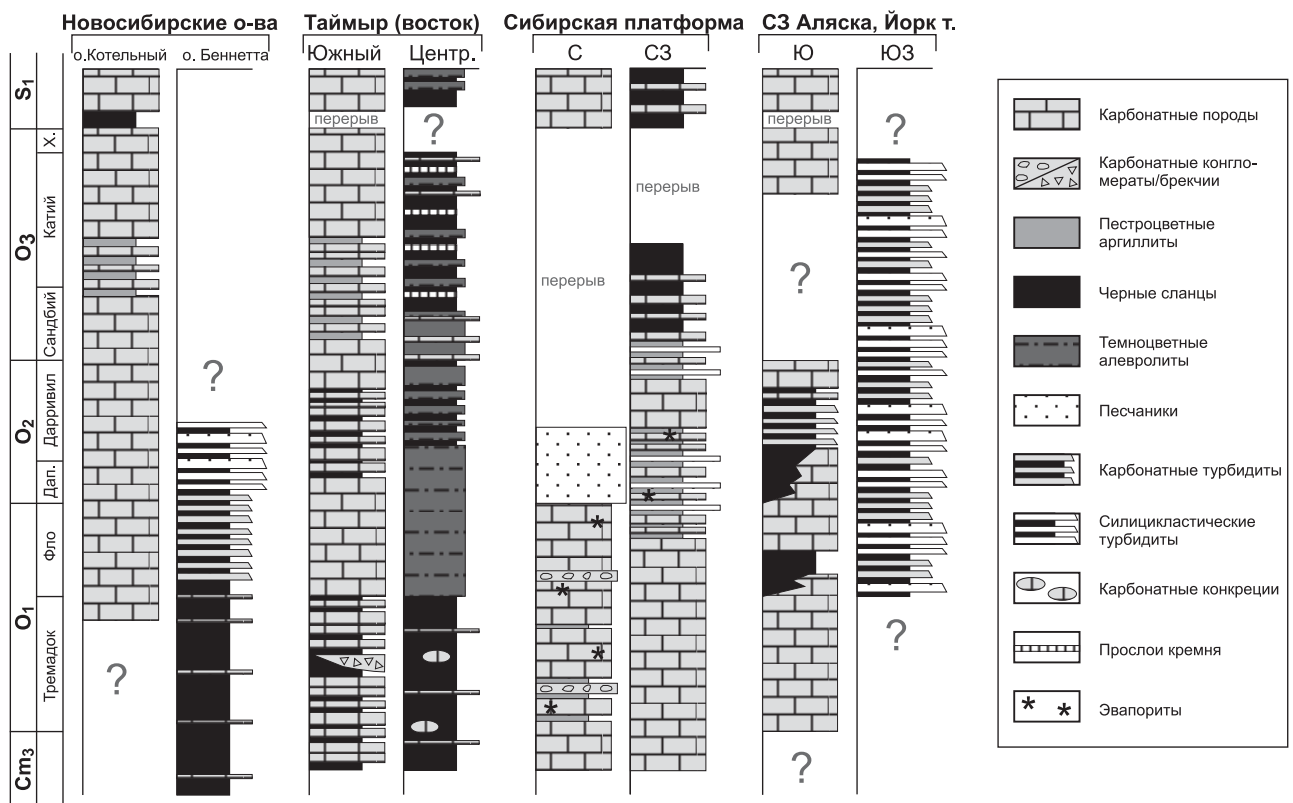


Рис. 3.51. Схематические фациальные колонки (без учета мощностей) ордовикских отложений Новосибирских островов (северо-восточная часть о. Котельный и о. Беннетта), восточной части Таймыра (Южная и Центральная зоны), Сибирской платформы (северная часть, р. Амбардах, и северо-западная часть, район г. Норильск), северо-западной Аляски (п-ов Сьюард, терреин Йорк: южная часть – последовательность Йорк (York succession), юго-западная часть – глубоководные возрастные аналоги?). Возраст верхней части турбидитовой толщи на северо-западе террейна Йорк плохо обоснован (по единственной находке конодонтов середины раннего – позднего ордовика). Расположение разрезов см. на Рис. 3.50 и 3.54. При составлении колонок использованы следующие данные: Косько и др., 1985 (о. Котельный); Соболевская, 2011 и Постановление..., 2014 (Таймыр); Каныгин и др., 2007, Постановление..., 2014 (Сибирская платформа); Dumoulin et al., 2014 (Аляска). Сокращения: Йорк т. – терреин Йорк (York terrane); Дап. – дапин, Х. – хирнант.

рошева, 1977; Черкесова, 1975), который в раннем палеозое уже входил в состав Сибирского континента (напр., Богданов и др., 1998; см. ниже). Комплексы фауны в ранне-среднепалеозойских разрезах севера Сибири и о. Котельный также близки, хотя присутствуют некоторые литологические различия. Последние могут быть связаны с тем, что северная часть Сибири располагалась в другой зоне палеобассейна – ближе к суше.

По нашему мнению, черные сланцы и турбидиты ордовика, описанные на о. Беннетта (Рис. 3.51), сформировались в относительно глубоководном прогибе в пределах «Новосибирской карбонатной платформы». Транспорт кластики с севера – северо-востока, выявленный в силицикластических турбидитах, указывает на существование некой суши в этом направлении от о. Беннетта. Снос обломочного материала со стороны, противоположной Сибири, не означает, что территория острова принадлежала какому-то иному террейну. Мы не наблюдали никаких признаков возможной океанической природы беннеттинского бассейна. Ордовикские отложения о. Беннетта слагают единую непрерывную последовательность с породами кембрия, которые образовались на Сибирском шельфе (см. Главу 2). Детритовые цирконы из нижнекембрийских и среднеордовикских песчаников демонстрируют почти идентичное распределение возрастов (Кузьмичев, Данукалова, Хориган, неопубликованные данные; см. Главу 5), что подразумевает постоянство источника сноса. Следовательно, неизвестная суша в кембрии уже существовала к С-СВ от о. Беннетта, в дальней северо-восточной части Сибирского палеоконтинента, практически полностью залитого мелководным морем и представлявшего собой гигантскую карбонатную платформу. Эта платформа поставляла в ордовикский беннеттинский бассейн карбонатную кластику, которая преобладает в отложениях софийской свиты и присутствует в значительном количестве в силицикластических турбидитах преображенской свиты.

3.5.2. Южный и Центральный Таймыр

Таймырский полуостров принято разделять на три тектонические зоны, протягивающиеся в СВ-ЮЗ направлении (напр. Беззубцев, 1986; см. Рис. 3.50). Южная и Центральная зоны разграничены Пясино-Фаддевским надвигом. Обе эти зоны, по мнению большинства геологов, считаются частью Сибирского континента, по крайней мере, с венда (напр., Верниковский и др., 1996; Богданов и др., 1995). Северный Таймыр, отделенный Главным Таймырским и Диабазовым надвигами от Центральной зоны, вместе с архипелагом Северная Земля относят к Карскому террейну, который, по распространенному мнению, столкнулся с Сибирью в позднем палеозое (напр., Nikishin et al., 2015). Породы ордовика демонстрируют переход от мелководных карбонатных фаций на Южном Таймыре к более глубоководным граптолитовым сланцам и алевролитам в Центрально-Таймырской зоне (см. Рис. 3.51) и интерпретированы как отложения вендской – среднепалеозойской пассивной окраины Сибири (Верниковский и др., 1996; Богданов и др., 1995). Карбонатные породы на Южном Таймыре также содержат прослои черных сланцев и алевролитов на некоторых уровнях в отдельных разрезах; песчаники отмечены только в западной части этой зоны вблизи основания разреза (позднекембрийская-тремадокская широкинская свита, Соболевская, 2011).

Если карбонатная последовательность Южно-Таймырской зоны имеет много общего с разрезами о. Котельный (см. выше), то породы нижнего палеозоя Центрального Таймыра демонстрируют некоторые аналогии с о. Беннетта (см. Рис. 3.51). В обоих регионах верхнекемб-

рийские-нижнеордовикские (тремадокские) черные сланцы, содержащие прослои и конкреции известняков, перекрывают среднекембрийскую (майскую) пестроцветную глинисто-карбонатную толщу (см. Главу 2). В западном направлении на Таймыре количество карбонатных прослоев в сланцах возрастает. Интересно, что на крайнем западе Центрального Таймыра известняки в верхах кембрия – низах ордовика преобладают и считаются мелководными (верхнее течение р. Ленивая, см. Соболевская, 2011; Шануренко и др., 2000). Тем не менее, в северном направлении в пределах этой территории они быстро сменяются по латерали глубоководными отложениями, включающими переслаивание сланцев и известняков в нижней части. В верхней части это переслаивание, судя по описанию Р.Ф. Соболевской (2011, стр. 19), может быть интерпретировано как карбонатные турбидиты.

Более высокие горизонты разреза ордовика в Центрально-Таймырской зоне отличаются от таковых о. Беннетта. Интервал арениг-лланвирн (=фло-дарривил) сложен темно-серыми до черных сланцами и алевролитами, иногда в переслаивании, с подчиненным количеством известняков и кремней и имеет общую мощность в 100-130 м. Это контрастирует с мощной (>980 м) толщей турбидитов верхнего фло – нижнего дарривила на о. Беннетта. Однако здесь нужно заметить, что по опубликованным описаниям геологов зачастую трудно составить представление о реальном характере того или иного разреза, о седиментологических особенностях пород и их фациальной характеристике. Иллюстрацией этой проблеме может служить тот факт, что на фотографиях (если таковые имеются) разрезы иногда выглядят не совсем так, как представляется по описанию. В частности, судя по фотографиям, любезно предоставленным А.А. Багаевой (ВСЕГЕИ), разрезы ордовика Центрального Таймыра демонстрируют много общих черт с таковыми о. Беннетта. Так, в позднекембрийской-раннеордовикской грустнинской свите присутствуют фации, которые чрезвычайно напоминают карбонатный флиш (Рис. 3.52). Схожие породы, как выяснилось, присутствуют и на уровне фло в нижней части весеннинской толщи (Рис. 3.53). Такие ритмичные пачки по внешнему облику близки отложениям софийской свиты о. Беннетта. Однако нельзя отрицать, что силицикластические турбидиты с многочисленными пластами песчаников, слагающие дапин и часть дарривила на о. Беннетта, не имеют явных фациальных аналогов на Центральном Таймыре. Это может объясняться тем, что территория о. Беннетта располагалась вблизи суши – источника силикатной кластики, и не противо-



Рис. 3.52. Переслаивание глинистых сланцев, серых и темно-серых глинистых известняков и серых алевритистых косослоистых известняков грустнинской свиты в долине р. Коралловой (приток р. Траутфеттер). Фото А.А. Багаевой.



Рис. 3.53. Серые горизонтально- и косослоистые алевритистые известняки с прослоями черных глинистых сланцев весеннинской толщи (зона *Tetrograptus approximatus*), р. Коралловая (фото А.А. Багаевой).

речит идее, согласно которой ранне-среднеордовикские отложения обеих территорий накопились в пределах единого бассейна.

3.5.3. Сибирская платформа

На Сибирской платформе ордовикские отложения распространены практически повсеместно и известны в естественных обнажениях и скважинах. На крайнем северо-востоке платформы этот интервал выпадает из разреза. Описание смены фаций по латерали и во времени на огромной территории не входит в задачи данной работы. В целом, можно сказать, что в северо-западной части Сибирской платформы (в раннем ордовике также в восточной) накапливались более мористые отложения (Каныгин и др., 2007). Рассмотрим кратко строение нижне-среднеордовикских разрезов в северо-западной зоне сибирского бассейна.

На крайнем северо-западе (район Норильска; Рис. 3.50, 3.51) ордовик, как и верхи кембрия, представлен преимущественно известняками, глинистыми известняками и доломитами, образовавшимися на глубинах в первые десятки метров (Каныгин и др., 2007). Интервал верхнего фло – нижнего дарривила сложен пестроцветной толщей (100-200 м), в которой кроме карбонатных пород, заметную часть слагают алевролиты, встречены прослойки эвапоритов, а в средней части присутствуют прослои песчаников. Похожая, но более глинистая, толща (40 м) слагает также самые верхи дарривила и низы сандбия. Общая мощность нижне-среднеордовикских отложений здесь составляет порядка 800 м.

К северо-востоку от Норильского района (река Амбардах; см. Рис. 3.50, 3.51) верхи кембрия – тремадок представлены известняками, глинистыми известняками, аргиллитами и гипсами; фло – глинистыми доломитами и известняками. Нижний ордовик имеет мощность около 250 м и содержит пласты и линзы карбонатных конгломератов. Выше залегают прибрежно-морские кварцевые песчаники дапина – нижнего дарривила (до 50 м), на размытой поверхности которых лежат нижнесилурийские известняки. Северо-восточнее глубина размыва быстро увеличивается, и примерно в 80 км к СВ (среднее течение р. Маймеча) разрез ордовика заканчивается верхами нижнего отдела (Каныгин и др., 2007; Постановление..., 2014).

Далее к востоку – северо-востоку в пределах Сибирской платформы ордовикские отложения отсутствуют, но они известны в Усть-Оленекской скважине на побережье моря Лаптевых (см. Рис. 3.50). Здесь на карбонатных отложениях венда? залегают мелководные известняки и доломиты среднего ордовика – нижнего силура. В верхнем ордовике отмечены прослои алевролит-глинистых пород (Граусман, 1994).

Таким образом, в пределах северной части Сибирской платформы нижнеордовикские отложения демонстрируют переход с запада на восток от фаций открытого шельфа к более приближенным к берегу (возможно, лагунным), а среднеордовикские – от лагунных к прибрежно-морским. Интересно, что в первой половине среднего ордовика, также как и на о. Беннетта, на Сибирской платформе значительно увеличилось поступление песчаного материала в бассейн. Здесь это, вероятно, связано с общей регрессией и гумидизацией климата (Каныгин и др., 2007). В целом же, ордовикские отложения севера Сибири в фациальном плане близки такому острову Котельный, различия связаны с близостью первого региона к суше.

3.5.4. Северная Аляска и Чукотка

Латеральный переход от мелководно-морских платформенных карбонатных пород к сравнительно глубоководным турбидитам, схожий с таковым на Новосибирских островах, задокументирован для ордовикских отложений полуострова Сьюард (северо-запад Аляски) Дж. Думолин с коллегами (Dumoulin et al., 2014). Рассматриваемые разрезы расположены в пределах террейна Йорк (Рис. 3.54). Карбонатные породы слагают так называемую «последовательность Йорк» (York succession; см. Рис. 3.51) и представлены преимущественно мелководными, в том числе крайне мелководными, фациями. Нижняя часть последовательности имеет тремадокский-дарривилский возраст; верхняя часть относится к верхнему ордовика, силуру и девону(?). Во второй половине раннего ордовика (ранний фло?) и в течение среднего ордовика зафиксированы эпизоды трансгрессии, выраженные в локальном проникновении более глубоководных фаций на карбонатную платформу. К примеру, вблизи границы нижнего и среднего ордовика в разрезе появляются черные граптолитовые сланцы, которые выше постепенно переходят в карбонатные турбидиты. Относительно мелководная обстановка возобновилась к концу среднего ордовика. Цитируемые авторы объясняют это появление глубоководных фаций развитием внутриплатформенных бассейнов (intraplatform basins). Иная турбидитовая толща в пределах террейна Йорк обнажена к западу – северо-западу от выходов последовательности Йорк (см. Рис. 3.54). Нижнюю часть толщи слагают силицикластические турбидиты неопротерозоя-низов кембрия, которые рассматриваются в качестве возможного «фундамента» для отложений карбонатной платформы. Верхняя часть толщи отличается: она менее деформирована, содержит

многочисленную карбонатную кластику и карбонатные прослои и предположительно относится к ордовику (см. Рис. 3.52). К сожалению, ее возраст слабо обоснован (на основании единственной находки конодонтов середины раннего – позднего ордовика). Эта часть толщи смешанных карбонатно-силицикластических турбидитов интерпретирована как бассейновые (offshore) аналоги последовательности Йорк. Силикатная кластика в них поступала предположительно при размыве пород фундамента (Dumoulin et al., 2014).

Ордовикские преимущественно карбонатные породы последовательности Йорк слагают часть кембрийской-средне-девонской Северо-Аляскинской карбонатной платформы (А.М.С. Шенгер и Б.А. Натальин (Sengor, Natal'in, 1996) считают ее частью Новосибирской карбонатной платформы). Другие фрагменты Северо-Аляскинской платформы обнажены в восточной части п-ова Сьюард (протолиты метаморфического комплекса Ном, Nome Complex), в пределах хребта Брукса и в других частях Аляски (террейны Фаравел и Уайт Маунтинс, Farewell and White Mountains terranes). Ордовик считается периодом, когда наблюдалось максимальное сходство литологии и фауны между этими территориями, а также между ними и Чукоткой и «около-Сибирскими террейнами» (peri-Siberian terranes), к которым относят Котельный и Омuleвский «террейны»; причем конодонтовые комплексы Аляски в это время демонстрируют смешанный сибирско-лаврентийский сигнал (Dumoulin et al., 2014, и ссылки в этой работе). Некоторые геологи, как упоминалось ранее, включают в состав Аляскинской карбонатной платформы также и северо-восток Чукотки (Natal'in et al., 1999; Орадовская, Обут, 1977; Sengor, Natal'in, 1996). Считается, что отложения этой платформы и одновозрастные турбидиты являются компонентами неопротерозойской-девонской пассивной окраины террейна Арктическая Аляска – Чукотка (не включая в его состав субтеррейн Северный Склон (North Slope), см. Strauss et al., 2013), который, по мнению аляскинских геологов, демонстрирует родство с тиманидами (Till et al., 2014b) и располагался в течении ордовика между Лаврентией, Сибирью и Балтикой, причем его западная (в современных координатах) часть находилась близко к Сибири (Dumoulin et al., 2014).

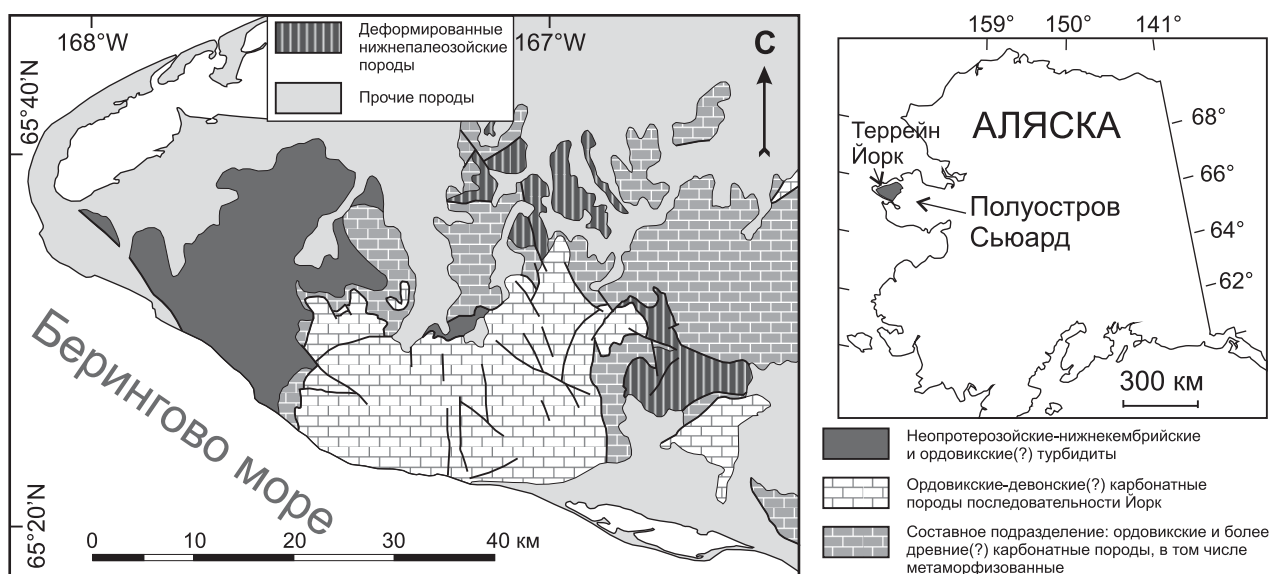


Рис. 3.54. Упрощенная геологическая карта западной и центральной частей террейна Йорк и географическое положение этого террейна в пределах Аляски (модифицировано из: Dumoulin et al., 2002, 2014). Большая часть отложений, показанных как «составное подразделение» (composite map unit), определено являются ордовикскими и формировались как часть последовательности Йорк (Dumoulin et al., 2014).

3.5.5. Северный Таймыр и Северная Земля

Значительную часть Северо-Таймырской зоны и остров Большевик из архипелага Северная Земля (см. Рис. 3.50) слагает мощная толща метаморфизованного флишоида, возраст которого считался позднепротерозойским-кембрийским на Таймыре (Беззубцев и др., 1986) и позднепротерозойским на Большевике (Северная Земля. Геологическое..., 2000). Толща представлена ритмичным переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов в различном соотношении. На некоторых интервалах породы известковистые. Присутствуют карбонатные конкреции, редкие горизонты конгломератов и гравелитов. По данным микропалеонтологического анализа и датирования детритовых цирконов недавно установлено, что значительная часть флишоида имеет раннепалеозойский возраст: нижнекембрийский-нижнеордовикский на о. Большевик и кембрийский (некоторые разрезы могут быть моложе) на Таймыре (Качурина и др., 2012; Lorenz et al., 2008). Ордовикские детритовые цирконы (несколько зерен) также были обнаружены в одном образце из флишоидной толщи на юге Северо-Таймырской зоны (средний возраст 450 млн. лет по трем зернам, Pease, Scott, 2009). Таким образом, толща в этом районе содержит породы не древнее позднего ордовика.

Нижнепалеозойский флиш на о. Большевике является одновозрастным по отношению к более мелководным, преимущественно силицикластическим, породам, обнаженным северо-западнее (на о. Октябрьской Революции) и содержащим фауну (Северная Земля. Геологическое..., 2000). Такой фациальный переход, вероятно, указывает на углубление кембрийско-ордовикского(?) бассейна в юго-восточном направлении (Lorenz et al., 2008) в пределах Карского террейна. Необходимо заметить, что граница между кембрием и ордовиком на о. Октябрьской Революции в некоторых обнажениях характеризуется угловым несогласием (но местами породы залегают согласно); вышележащие отложения нижнего ордовика содержат вулканиты, которые по некоторым данным интерпретированы как рифтогенные (Северная Земля..., 2000). На о. Большевик только мелководно-морские(?) конгломераты в разрезе флишоида маркируют границу кембрия и ордовика (Качурина и др., 2012).

3.5.6. Возможные корреляции за пределами Новосибирско-Сибирского региона

Приведенные данные указывают, что позднекембрийский-среднеордовикский беннетинский бассейн по-видимому представлял собой глубокий прогиб, сформировавшийся на Сибирском палеошельфе, и что он продолжался на территорию Центрального Таймыра. По обе стороны от прогиба существовала карбонатная платформа, которая к юго-западу распространялась на значительную территорию Сибирской платформы, а на северо-востоке была ограничена некой сушей, существовавшей в относительной близости от современного о. Беннетта. Не исключено, что эта карбонатная платформа соединялась с Северо-Аляскинской. Как показано выше, эти регионы (Новосибирские острова и северо-западная Аляска) имеют много общего в позднекембрийской – ордовикской истории. Латеральный переход от фаций карбонатной платформы к более глубоководным отложениям задокументирован на обеих территориях. На п-ове Сьюард черные сланцы и турбидиты эпизодически замещали мелководные карбонатные породы в раннем и среднем ордовике и, по-видимому, формировались во внутриплатформенных бассейнах. Другая мощная турбидитовая последовательность на Аляске предположительно ордовикского возраста может маркировать склон карбонатной платформы (отложения пассив-

ной окраины; Till et al., 2014b). Мы считаем, что черные сланцы и турбидиты о. Беннетта образовались во внутриплатформенном прогибе, аналогичном аляскинским, а не на континентальном склоне, по следующим соображениям. Разрезы о. Беннетта не могут маркировать ордовикскую пассивную окраину Сибири, поскольку обломочный материал поступал в бассейн с противоположной стороны. Они не могут также принадлежать юго-западной (в современных координатах) пассивной окраине какого-то экзотического террейна, т.к. территория о. Беннетта входила в состав Сибирского палеоконтинента по меньшей мере на протяжении кембрия. Поэтому можно предполагать, что изученные ниже-среднеордовикские отложения указывают на некое рифтогенное событие.

Проявления ордовикского рифтогенеза предполагаются на Арктической Аляске—Чукотке, однако они строго не датированы. А. Тилл с коллегами (Till et al., 2014b) полагают, что рифтогенный базальтоидный магматизм, известный на полуострове Сьюард, относится к ранне-среднему ордовику на основании геологических взаимоотношений, фациальной зональности, определений конодонтовой фауны и результатов датирования детритовых цирконов. Щелочной вулканизм основного состава достоверно установленного ордовикского возраста (the Fossil Creek Volcanics) задокументирован в центральной части Аляски (террейн White Mountains). Этот террейн коррелируется с террейном Фаравел (Till et al., 2014b), который, в свою очередь, имеет много общего с п-овом Сьюард и хребтом Брукса и, вероятно, был частью Арктической Аляски (Dumoulin et al., 2014). Другой арктический регион, где предполагаются свидетельства раннеордовикского рифтогенеза и ассоциирующего магматизма, это о. Октябрьской Революции (Северная..., 2000; Lorenz et al., 2007, 2008, и ссылки в этих работах). Рифтинг в обоих регионах интерпретируются как отражение режима растяжения, возникшего при раскрытии Уральского океана (Lorenz et al., 2008; Pease, Scott, 2009; Till et al., 2014b). Кроме того, возможное подтверждение ордовикского рифтогенного события присутствует в пределах Новосибирских о-вов: на о. Генриетты известны магматические породы ордовикского возраста (Каплан и др., 2001), предположительно имеющие рифтогенную природу (Виноградов и др., 1975; Н.А. Горячев, письменное сообщение; неопубликованные данные А.Б. Кузьмичева и М.К. Данукаловой). Однако другие исследователи интерпретируют генриеттинский магматизм как островодужный (Kos'ko, Korago, 2009; Ershova et al., 2015).

Большинство исследователей считает, что в рассматриваемый интервал времени Северная Земля и Северный Таймыр входили в состав Карского террейна, который отделялся от Сибири океаном (Верниковский, 1996; Nikishin et al., 2015 и др.). Однако существует и другая точка зрения, согласно которой в раннем палеозое эти регионы были соединены (Кабаньков и др., 2003; Проскурнин, устное сообщение; Lorenz et al., 2008). Эта идея подтверждается сходством кембрийских отложений, выделенных в грустнинскую свиту по разные стороны Диабазового надвига, сходством кембрийской фауны Северной Земли с сибирской (Лазаренко, 1982), интерпретацией датировок детритовых цирконов в нижнепалеозойских отложениях этого архипелага (Lorenz et al., 2008) и некоторыми другими соображениями. Если предположить, что такая гипотеза окажется верна, то неопротерозойский-нижнепалеозойский флишоид можно рассматривать как осевую зону бассейна, переход к которому от Сибири маркируется черносланцевой зоной Таймыра; а более северные районы Северной Земли – областью, приближенной к противоположному берегу бассейна. В таком случае, суша к северо-востоку от о. Беннетта

могла соединяться с Карой. На то, что такая ситуация не исключена, указывает распределение возрастов цирконов в песчаниках о. Беннетта (см. Главу 5).

3.6. Выводы

Проведенное впервые детальное изучение разреза ордовика на о. Беннетта позволило выявить три стадии эволюции относительно глубоководного прогиба предположительно рифтогенной природы. В начале позднего кембрия началось углубление шельфового беннетинского бассейна и развитие частично аноксидных условий (см. Главу 2), что привело к накоплению мощной толщи верхнекембрийских-нижнеордовикских (тремадок-нижний фло) черных сланцев (не менее 250 м). Граница систем проведена условно, поскольку значительная часть сланцевого интервала не содержит фауны. Мы предполагаем, что верхние 130-140 м этой толщи принадлежат разрезу ордовика. Позже углубление бассейна продолжалось, и в течение фло – начала дапина прогиб заполнялся карбонатными турбидитами (мощность более 250 м). Карбонатная кластика поступала с карбонатной платформы, которая, вероятно, простиралась как к юго-западу (на территорию о. Котельный, Сибири и Южного Таймыра), так и к северо-востоку от прогиба. В начале среднего ордовика в области сноса, по-видимому, сформировалось относительное поднятие, которое начало продуцировать большой объем силикатной кластики, и на протяжении дапина – раннего дарривила сформировалась мощная (не менее 730 м) толща силицикластических турбидитов. Ориентировка директивных седиментационных текстур в верхней толще ордовика указывает на направление транспорта обломочного материала с севера – северо-востока на юг – юго-запад.

Мы предполагаем, что беннетинский прогиб заложились в пределах северо-восточного продолжения Сибирского палеоконтинента, на простирании Центрально-Таймырской зоны. Различия в среднем ордовике между преимущественно черносланцевой седиментацией в пределах Центрального Таймыра и турбидитовой на территории о. Беннетта объясняется близостью последней к суше, расположенной далее к С-СВ (в современных координатах). При этом, карбонатные турбидиты в конце раннего ордовика формировались в обеих областях. Суша, которая периодически поставляла силикатную кластику в беннетинский бассейн, существовала на северо-восточной окраине Сибирского палеошельфа, по крайней мере, начиная с раннего кембрия.

Поступление кластики в бассейн со стороны, противоположной Сибири, не означает, что о. Беннетта принадлежал иному террейну. Синхронность смен обстановок осадконакопления, сходство в составе фаунистических комплексов и отчасти в литологических особенностях кембрийско-нижнеордовикских пород о. Беннетта, Таймыра и северной части Сибирской платформы указывают на то, что не только кембрийские, но и генетически связанные с ними ордовикские отложения из разреза о. Беннетта формировались в пределах Сибирского шельфа. Переход от мелководно-морской обстановки к черносланцевой, а затем турбидитовой седиментации предположительно указывает на эпизод рифтогенеза, который привел к развитию глубоководного трога. Признаки ранне-среднеордовикского рифтогенного события известны на Северной Аляске, где на территории обширной карбонатной платформы в этот период формировались подобные прогибы.

ГЛАВА 4. Верхний ордовик – силур острова Котельный

Отложения нижнего–среднего палеозоя сравнительно широко распространены в Арктике, и их сравнительный анализ используется для обоснования палеогеографических и палеотектонических реконструкций (Churkin, 1972; Fujita, Newberry, 1982; Dumoulin et al., 2002; Cocks, Torsvik, 2011 и др.). Однако надежность таких сопоставлений ограничивается, наряду с другими факторами, различной степенью изученности осадочных толщ в разных регионах. Основным критерием для межрегиональных корреляций является сходство или различие литологических фаций и комплексов фауны. Его значение особенно возрастает при отсутствии (или низкой надежности) прямых палеомагнитных данных о взаимном расположении континентальных блоков, а также при невозможности использования данных о детритовых цирконах: во многих разрезах ордовика–силура Восточной Арктики, включая изученные нами, полностью отсутствуют силицикластические породы. Недавно крупное исследование, основанное на сравнении лито- и биофаций (в первую очередь, конодонтовых комплексов) кембрия–девона Северной и Центральной Аляски, Северо-Востока России и Арктической Канады, проведено Дж. Думолин (Dumoulin et al., 2000, 2002). Эта работа выявила, в частности, значительное сходство разрезов нижнего палеозоя Аляски и Новосибирских островов (Котельный, Беннетта). Однако недостаток сведений о конодонтах и других группах фауны с архипелага не позволил сделать более обоснованные выводы о палеогеографических связях этих регионов (Dumoulin et al., 2002, p. 309). Ввиду отсутствия надежных палеогеографических критериев многие геологи продолжают включать Новосибирские острова в обособленный террейн, который развивался в палеозое вне связи с Сибирской платформой (см. Главу 1), что, по мнению автора диссертации, ошибочно. Автору удалось частично восполнить недостаток фактических данных. В результате полевых работ, проведенных в центральной части на о. Котельный (Рис. 4.1) получены новые сведения о строении разреза и фаунистических комплексах отложений верхнего ордовика – силура. Это позволило провести обоснованные корреляции с разрезами одновозрастных пород в соседних регионах.

4.1. Общие сведения об ордовикском-среднедевонском комплексе

Изученные отложения слагают часть ордовикско–среднедевонского комплекса общей мощностью до 4,5 - 5 км, представленного на о. Котельном преимущественно карбонатными породами (см. Рис. 1.4). Информация об этом комплексе наиболее полно суммирована в публикации М.К. Косько (1977). В его строении участвуют почти исключительно разнообразные известняки и доломиты, интерпретированные как отложения карбонатной платформы (Sengor, Natal'in, 1996). В целом, для силура и раннего девона выделены две фациальные зоны с переходной полосой между ними: северо-восточная мелководная и юго-западная глубоководная; в

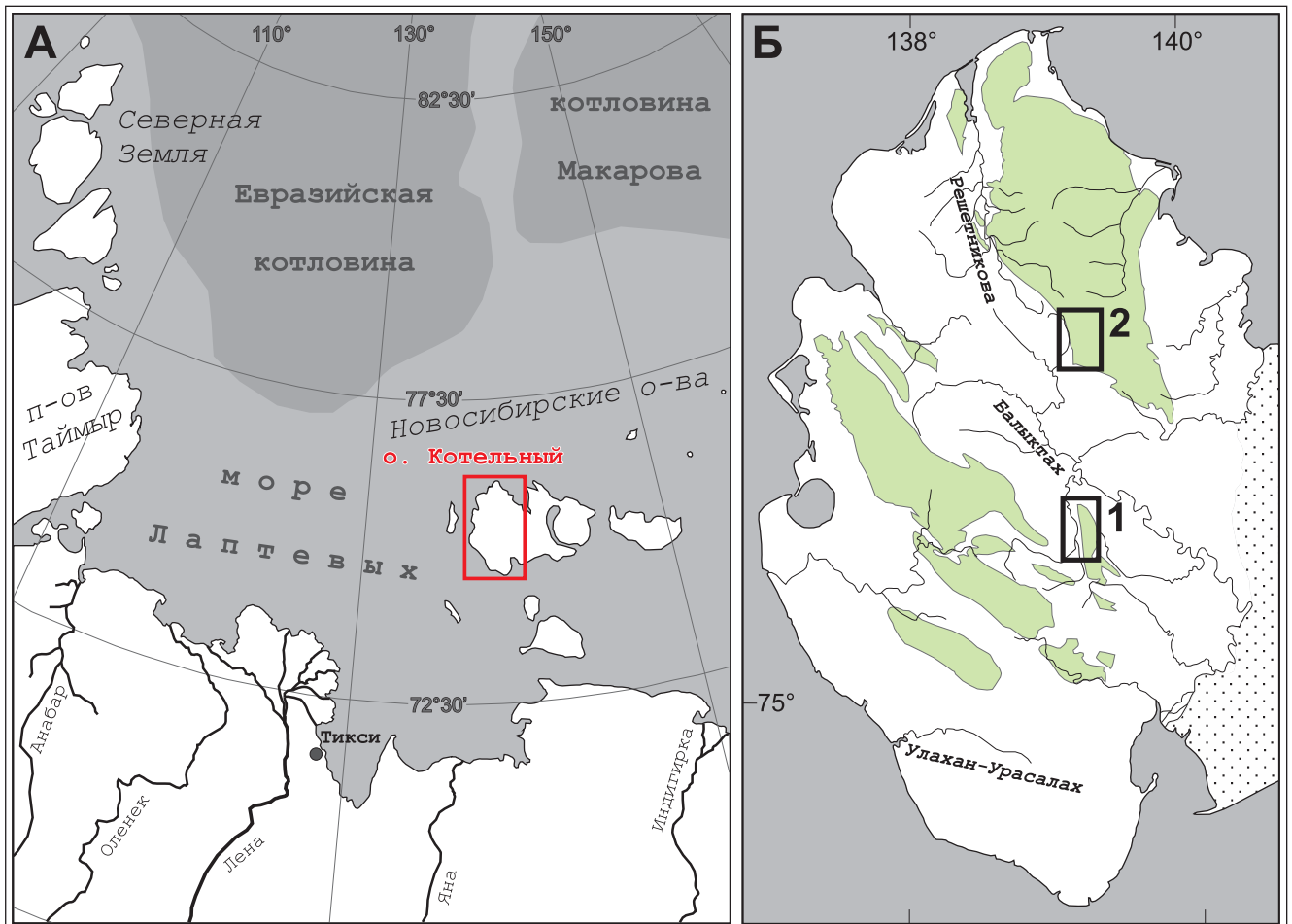


Рис. 4.1. А — Обзорная карта региона, красным прямоугольником показан остров Котельный. Б — Схема расположения участков наблюдений: 1 — Туор-Юрях, 2 — Казарка. Зеленой заливкой показаны выходы ордовикских–силурийских пород на дневную поверхность. Точечным крапом закрашена Земля Бунге.

узком интервале, охватывающем пограничные горизонты силура и девона эта зональность практически нивелируется, и на всей территории о. Котельный реконструировано мелкое море. В позднем ордовике отмечена схожая ситуация, однако анализ комплексов фауны позволил М.К. Косьюко наметить замещение прибрежных фаций открыто-шельфовыми в юго-западном направлении.

Для разных фациальных зон для ордовика и силура разработано различное литостратиграфическое расчленение (Рис. 4.2) (Косьюко и др., 1985). В юго-западной зоне выделяются айанская, малодиринг-айанская, терютехская, урасинская, никольская и эсэлэхская свиты; в переходной и северо-восточной зоне – айанская, малодиринг-айанская, анисинская, мурун-таская, дьахсайарская и эсэлэхская свиты. Никольская и дьахсайарская свиты не являются полными возрастными аналогами. Стратиграфический объем никольской свиты более широк: она включает в себя также отложения нижней части лудловского яруса (Рис. 4.2)

Обоснование возраста раннепалеозойских свит, выделенных при Государственной геологической съемке, основано преимущественно на определении макрофауны, в первую очередь кораллов, брахиопод и для силурийской части разреза – граптолитов (Косьюко и др., 1985). Для силура использованы также определения остракод. Единственная опубликованная информация по раннепалеозойским конодонтам о. Котельного (Соболевская, 1976) представляет собой список видов из одной точки. Эти виды определяют возраст вмещающих отложений как

Система	Отдел	Ярус (по состоянию ОСШ на 2013 г.)	Ярус (Стратиграф. кодекс, 2006 г.)	ЮГО-ЗАПАД	СЕВЕРО-ВОСТОК	
				Свита		
Силурийская	Пржидольский		Пржидол.	Эсэлэхская		
	Лудловский	Лудфордский	Лудловский			
		Горстийский				
	Венлокский	Гомерский	Венлокский	Никольская	Дьахсайарская	
		Шейнвудский				
Лландоверийский	Теличский	Лландоверийский	Урасинская	Мурун-тасская		
	Аэронский					
	Рудданский					
Ордовикская	Верхний	Хирнантский	Ашгиллский	Терютехская	Анисинская	
		Катийский	Карадокский	Малодиринг-айанская		
	Сандбийский					
	Средний	Дарривильский	Лланвирнский	Айанская		
		Дапинский				
	Нижний	Флоский	Аренигский			
Тремадокский						

Рис. 4.2. Схема разделения на свиты ордовикских и силурийских отложений о. Котельный (Косько и др., 1985), сопоставленная с современным ярусным членением. ОСШ – Общая стратиграфическая шкала.

поздний лландовери. Специальных исследований по остракодам ордовика-силура о. Котельный также не проводилось (см. обзор в: Мельникова, Данукалова, 2014).

4.2. Верхний ордовик – силур: строение разрезов, фациальная зональность

Выходы пород ордовика и силура изучены нами на двух участках в центральной части о. Котельный (см. Рис. 4.1). Первый участок охватывает правобережье р. Туор-Юрях в ее среднем течении и относится к юго-западной глубоководной зоне в номенклатуре М.К. Косько (1977). Второй участок расположен в 40 км севернее, в верхнем течении р. Казарка и в бассейне ее левых притоков и принадлежит переходной фациальной зоне. Оба участка находятся в зоне влияния субмеридионального Туор-Юряхского разлома (Косько и др., 1985; Kuzmichev, 2009). Представительные разрезы ордовикских и силурийских отложений расположены к югу и западу от первого участка и к северу от второго (Косько и др., 1985). Тем не менее, было интересно получить новые данные о малоизвестных разрезах, что дало возможность лучше охарактеризовать переходную зону между глубоководными и мелководными фациями.

Изученная территория характеризуется посредственной обнаженностью (Рис. 4.3). Картирование и описание разрезов проводилось по редким коренным выходам, близкоренным развалам щебня и глыб и по смене состава аллювия. Скальные обнажения пород в основном приурочены к долинам рек Туор-Юрях и Казарка, где залегание сильно нарушено в зоне разлома (Рис. 4.4-4.6).

Для извлечения конодонтов было отобрано 40 проб известняков и доломитов, однако только в 18 из них были найдены конодонтовые элементы, дающие значимую информацию о возрасте вмещающих отложений. Из макрофауны были собраны брахиоподы и граптолиты. Обе эти группы, к сожалению, редко встречались в изученных разрезах. Для выделения остракод было отобрано около 25 образцов, из которых только 7 оказались продуктивными. Все образцы, содержащие фауну, вынесены в Таблицу (Табл. 1), показаны на геологических картах участков (напр. Рис. 4.7) и колонках (Рис. 4.8).

4.2.1. Участок Туор-Юрях

На участке Туор-Юрях нами изучены отложения верхнего ордовика и силура (сандбий–пржидоли), которые соответствуют интервалу от верхней части малодиринг-айанской свиты до



Рис. 4.3. Характер обнаженности на одном из левых притоках р. Казарка. Русло ручья завалено щебнем и глыбами массивных известняков дьахсайарской свиты венлока (см. описание участка). Склоны долин обычно либо покрыты осыпями, либо задернованы; скальные обнажения встречаются редко.



Рис. 4.4. Обнажения в зоне Туор-Юряхского разлома преимущественно представлены осыпями, однако встречаются и скальные выходы. Вид на долину р. Казарки вниз по течению. На снимке видна линия главного разлома (на дальнем плане); вдоль основания хребтика, с которого сделан снимок, проходит диагональный разлом. Ближайшая излучина реки – т.н. 884, дальняя – т.н. 883 (см. Рис. 4.14).



Рис. 4.5. Крутопадающие известняки нижнего силура (дыхсайарская свита) в зоне разлома. Левый берег р. Казарка.



Рис. 4.6. Складки с наклонными шарнирами в силурийских отложениях вблизи Туор-Юряхского сдвига.

Таблица 1. Географическая привязка точек, в которых найдена фауна

№ образца	Привязка	Тип фауны
841/3	190 м к З от точки с координатами N 75°18.906', E 139°13.002'	конодонты
842/1	N 75°18.688', E 139°12.273' (из аллювия)	брахиоподы
853/3	170 м к ЮВ от точки с координатами N 75°18.906', E 139°13.002'	конодонты
857/1	420 м к СВ от точки с координатами N 75°17.397', E 139°12.761'	конодонты
858/1	70 м к СЗ от точки с координатами N 75°17.493', E 139°14.890'	брахиоподы
858/2	30 м к СЗ от точки с координатами N 75°17.493', E 139°14.890'	конодонты, остракоды
859/1	N 75°17.763', E 139°15.556'	брахиоподы
859/2	N 75°17.763', E 139°15.556'	конодонты
860/1	110 м к ЮЗ от точки с координатами N 75°18.752', E 139°15.000'	граптолиты
861/1	20 м к Ю от точки с координатами N 75°18.594', E 139°14.193'	брахиоподы
861/3	40 м к В от точки с координатами N 75°18.832', E 139°13.523'	граптолиты
862/3	120 м к В от точки с координатами N 75°19.260', E 139°11.990'	граптолиты
862/4	120 м к В от точки с координатами N 75°19.260', E 139°11.990'	конодонты
865/1	50 м к ССВ от точки с координатами N 75°17.311', E 139°15.342'	остракоды
866/1	N 75°17.311', E 139°15.342'	брахиоподы, трилобит
866/2	N 75°17.311', E 139°15.342'	конодонты, остракоды
868/1	190 м к З от точки с координатами N 75°16.598', E 139°15.816'	конодонты
883/1	230 м к ВСВ от точки с координатами N 75°40.250', E 139°07.600'	конодонты
886/5	N 75°38.096', E 139°09.807'	конодонты
890/2	130 м к З от точки с координатами N 75°37.525', E 139°16.247'	конодонты
892/1	460 м к ССЗ от точки с координатами N 75°37.525', E 139°16.247'	граптолиты
892/2	460 м к ССЗ от точки с координатами N 75°37.525', E 139°16.247'	конодонты
894/2	290 м к ВЮВ от точки с координатами N 75°38.224', E 139°16.605'	конодонты
894/3	290 м к ВЮВ от точки с координатами N 75°38.224', E 139°16.605'	остракоды
894/6	350 м к З от точки с координатами N 75°38.224', E 139°16.605'	конодонты
1307/1	N 75°40.072', E 139°13.828'	брахиоподы
1315/1	N 75°40.562', E 139°15.382'	конодонты
1332/1	60 м к СЗ от точки с координатами N 75°38.719', E 139°22.166'	конодонты
1501/3	380 м к ЮЗ от точки с координатами N 75°36.809', E 139°15.653'	конодонты
1501/5	240 м к ЮЮЗ от точки с координатами N 75°36.809', E 139°15.653'	конодонты
1502/1	280 м к ВЮВ от точки с координатами N 75°36.544', E 139°15.076'	конодонты
1516/1	N 75°42.526', E 139°09.296'	конодонты, остракоды, брахиоподы

эсэлэхской свиты (см. Рис. 4.7; колонка 2 на Рис. 4.8). Разрез почти исключительно представлен карбонатными породами: известняками (преимущественно микритовыми) с бентосной фауной на ряде уровней и, в верхах силура, доломитами. В верхнем ордовике (в малодиринг-айанской свите) и в основании силура присутствуют аргиллиты, во втором случае они содержат граптолиты. Для венлока и лудлова характерны специфические битуминозные плитчатые известняки с тонкой параллельной слоистостью, близ кровли которых найден горизонт с цефалоподами и граптолитами. Примечательно, что похожие породы, известные как “фацция цефалоподовых известняков”, распространены в силурийских отложениях разных регионов мира (например, Gnoli, 2003). Общая мощность изученного на правобережье р. Туор-Юрях разреза превышает 1 км. Описание разреза дано ниже в соответствии с посвитным расчленением, предложенным геологами НИИГА (Косько и др., 1985). Границу урасинской и никольской свит не

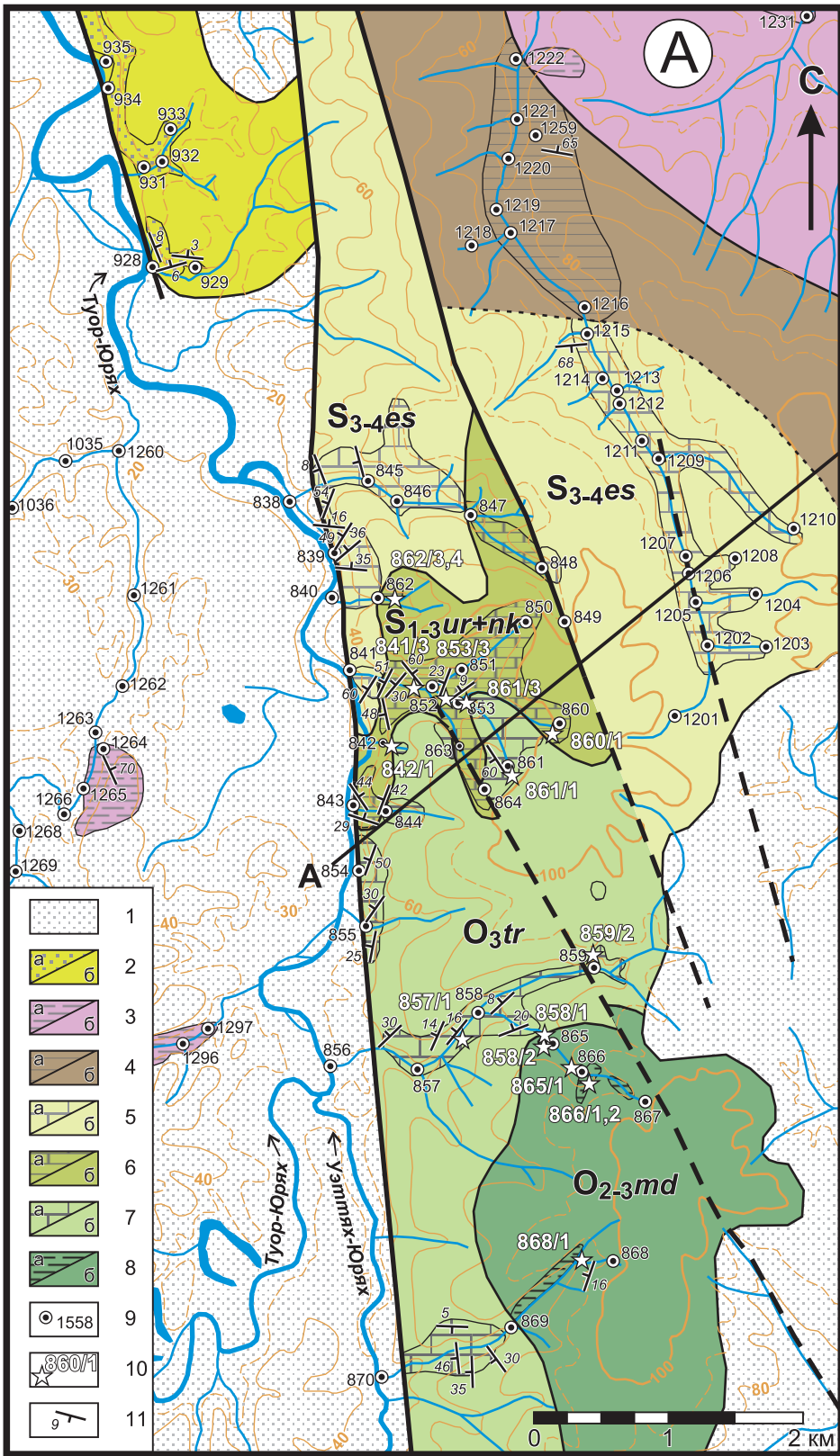
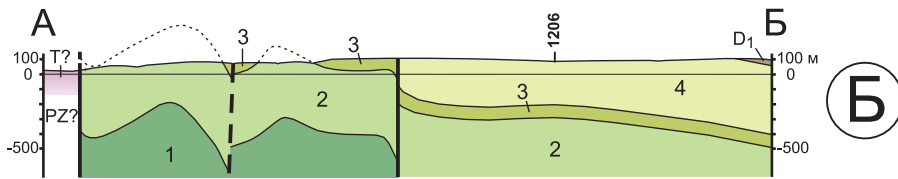


Рис. 4.7. Геологическая карта участка Туор-Юрях (А) и разрез по линии А-Б (Б). Составлено автором по результатам полевых наблюдений.

А: 1 – четвертичные отложения; 2–8 – палеозойские и мезозойские отложения достоверные (а) и предполагаемые (б): 2 – нижний мел, 3 – триас, 4 – нижний девон, 5 – пржидоли(?), 6 – лландовери-лудлов, 7 – верхний ордовик (верхний катий-хирнант), 8 – верхний ордовик (сандбий-нижний катий); 9 – точки наблюдения и их номера; 10 – точки находок фауны и номера соответствующих образцов; 11 – элементы залегания. Индексами обозначены следующие подразделения: $O_{2-3}md$ – малодиринг-айанская свита, O_{3tr} – терютехская свита, $S_{1-3}ur+nk$ – урасинская и николевская свиты нерасчлененные, $S_{3-4}es$ – эсэлэхская свита.

На разрезе (Б) цифрами обозначены следующие картируемые подразделения (свиты): 1 – малодиринг_айанская, 2 – терютехская, 3 – урасинская + николевская, 4 – эсэлэхская.



удалось проследить на площади из-за плохой обнаженности, поэтому на карте (см. Рис. 4.7) они показаны нерасчлененными. Аналогично, малодиринг-айанская свита разделена на несколько литологических пачек, которые присутствуют в описании разреза, но закартированы совместно. Мощности пачек и свит рассчитаны путем графического построения.

Верхний ордовик. Малодиринг-айанская свита. Отложения свиты обнажены в верховьях двух ручьев (в виде глыбовых развалов и единичных коренных подмывов в русле и высыпок на склонах) на юге изученного участка.

Пачка 1. В видимом основании разреза залегают коричневато-серые пелитоморфные массивные и плитчатые известняки. Мощность не менее 60 м. Из верхней части пачки выделены конодонты (обр. 868/1; Фототаблица 4-1): 4 элемента *Panderodus* sp., *Phragmodus* sp., *Belodina* sp., *Drepanoistodus suberectus* (Br. et M.), указывающие на позднеордовикский возраст отложений.

Пачка 2. Светлые зеленовато-серые и серо-коричневые аргиллиты с прослоями (линзами?) желтовато-зеленых брахиоподовых ракушняков и серо-зеленых органогенно-обломочных известняков. В разрезе присутствуют также прослои коричневато-серых известняков, аналогичных таковым в пачке 1. Мощность около 80 м. Примерно в 25-30 м ниже кровли пачки найдена макрофауна (обр. 866/1) и выделены конодонты (обр. 866/2). Комплекс конодонтов включает около 150 элементов следующих видов: *Ansella* cf. *robusta*, *Pseudobelodina?* *repens*, *Panderodus serratus*, *P. gracilis* (Br. et M.), *Phragmodus inflexus*, *Ph. undatus* Br. et M., *Erraticodon gratus*, *Drepanoistodus suberectus*, *Basselodus* cf. *variabilis*, *Microcoelodus?* *tunguskaensis* Mosk. s.f., *Belodina* sp., *Staufferella* sp., *Plectodina* sp.; а также проблематичные остатки *Ptiloncodus simplex* Har. Этот комплекс характерен для позднесандбийско-раннекатийских (позднекарадокских) отложений. Среди макрофауны определены брахиоподы, наиболее характерные для сандбия–раннего карадок (чертовский горизонт Сибирской платформы): *Mimella panna* Andr., *Strophomena lethea* Nikif., *Rostricellula transversa* Коор.; а также трилобит *Evenkaspis sibiricus* (Schm.). В этой точке (обр. 866/2), а также вблизи кровли пачки (обр. 865/1) выделены остракоды конца среднего ордовика–позднего ордовика. Комплекс остракод в обр. 866/2 содержит следующие таксоны: *Coelochilina aculeata* K., *C. sibirica* V. Ivan., *Eurychilina* sp., *Parajonesites notabilis* V. Ivan., *Jonesites obliquus* V. Ivan., *Euprimitia* aff. *helenae* V. Ivan., *Primitia* sp., *Sibiritella* sp. (aff. *costata* (V. Ivan.)), *Bollia* sp. Из образца 865/1 выделены *Coelochilina aculeata*, *Jonesites obliquus*, *Grammolomatella valdari* V. Ivan. et Meln. Изображения остракод приведены в (Мельникова, Данукалова, 2014), брахиопод – в (Кульков, Данукалова, 2015).

Пачка 3. Коричневато-серые пелитоморфные известняки с редкими (?) прослоями зеленовато-серых органогенно-обломочных известняков. Мощность 70-90 м. Из органогенно-обломочного прослоя вблизи кровли пачки выделены остракоды и конодонты (обр. 858/2). Комплекс конодонтов включает около 25 элементов видов *Scandodus anceps* Mosk. s.f., *Scandodus serratus* s.f., *Drepanodistacodus victrix*, *Phragmodus* sp., *Plectodina* sp. Эти формы встречаются на Сибирской платформе от баксанского до долборского горизонтов верхов сандбийского яруса–низов катийского яруса. По остракодам возраст вмещающих отложений определен менее уверенно как конец среднего ордовика–поздний ордовик; комплекс содержит следующие виды: *Parajonesites notabilis*, *Coelochilina sibirica*, *Euprimitia* aff. *helenae*, *Sibriobolbina* sp. (aff. *moieroensis* V. Ivan. et Meln.), *?Eoleperditia* sp. В 40 м ниже по течению ручья от точки отбора пробы 858/2, в русле найдены брахиоподы (обр. 858/1): *Mimella panna* Andr., *Strophomena lethea* Nikif., *Triplesia*

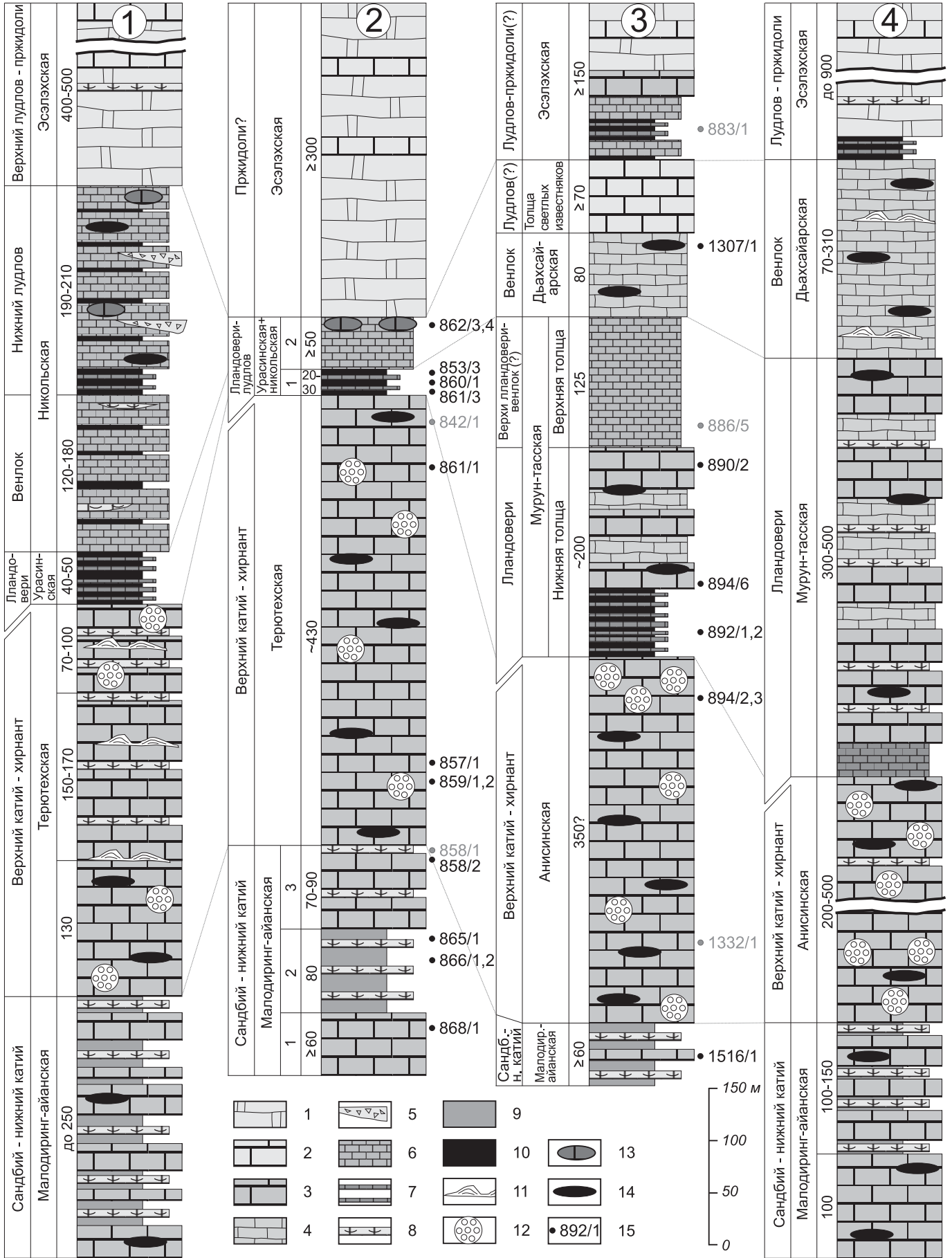


Рис. 4.8. Стратиграфические колонки верхнеордовикских и силурийских отложений о. Котельный, слева направо: (1) юго-западная фациальная зона, (2) участок Туор-Юрях, (3) участок Казарка, (4) северо-восточная фациальная зона.

Колонки 1 и 4 построены по данным (Косько и др., 1985), колонки 2 и 3 – по данным автора. Слева от колонок указаны (слева направо): ярус (для ордовика) или отдел (для силура); свита; номер пачки, описываемой в тексте (только для колонки 2); мощность в метрах. На рисунке отражена предполагаемая по полевым наблюдениям диахронность границ силурийских свит, которая требует заверки дополнительными детальными исследованиями на всей территории о. Котельный.

1 – доломиты (обычно светлые); 2 – светлые массивные известняки; 3 – массивные серые и серо-коричневые известняки, обычно пелитоморфные и тонкозернистые; 4 – серые грубоплитчатые известняки; 5 – карбонатные брекчии; 6 – отчетливо плитчатые известняки, часто с тонкой параллельной слоистостью, от серых до темно-серых; 7 – темные глинистые известняки; 8 – органогенные известняки; 9 – зеленовато-серые аргиллиты; 10 – черные аргиллиты; 11 – строматопороидеи (в пороодообразующем количестве); 12 – шаровидные колонии кораллов; 13 – карбонатные конкреции; 14 – стяжения кремня; 15 – номера образцов с фауной (серым цветом – если привязка к разрезу неуверенная). Образцы 1315/1 и 1501/3 на колонке не показаны.

boxamica Nikif. Эти виды указывают на позднекарадокский возраст; однако не исключено, что обломок известняка с брахиоподами принесен ручьем из более низких горизонтов разреза. По-видимому, возраст пачки 3 следует считать катийским (позднекарадокско-раннеашгиллским).

Пачки 1-3 по литологии и возрасту коррелируются с верхней половиной разреза малодиринг-айанской свиты; часть отложений пачки 3, возможно, соответствует уже низам терютехской свиты (см. Рис. 4.2).

Верхний ордовик. Терютехская свита. Отложения, уверенно отнесенные к этой свите, обнажены в центральной и южной частях участка. Расчленить их на литологические пачки не удалось. Насколько можно судить при почти полном отсутствии скальных обнажений, этот интервал сложен довольно монотонной толщей массивных и плитчатых коричневатых и кремово-коричневых обычно пелитоморфных известняков. Иногда в них встречаются (на разных уровнях разреза) массовые скопления крупных шаровидных колоний табулят (Рис. 4.9), органогенно-обломочные прослои, стяжения черного и темно-коричневого кремня. Мощность свиты может быть приблизительно оценена в 430 м. В двух точках в поле распространения свиты найдены брахиоподы раннекатийского (раннеашгиллского?) возраста (долборский горизонт Сибирской платформы): в нижней части пачки (обр. 859/1) – *Glyptorthispulchra* Wang, *Oepikina* sp., *Sowerbyella* (*Rugosowerbyella*) *subcorrugatella* (Reed), а также трилобит *Stenopareiaavus* (Holm.), в верхней части пачки (обр. 861/1) – *Hesperorthis tricenaria* (Conrad), *Hesperorthis pyramidalis* (Twenh.). Кроме того, вблизи точки 842 (обр. 842/1) в русле ручья найден отпечаток

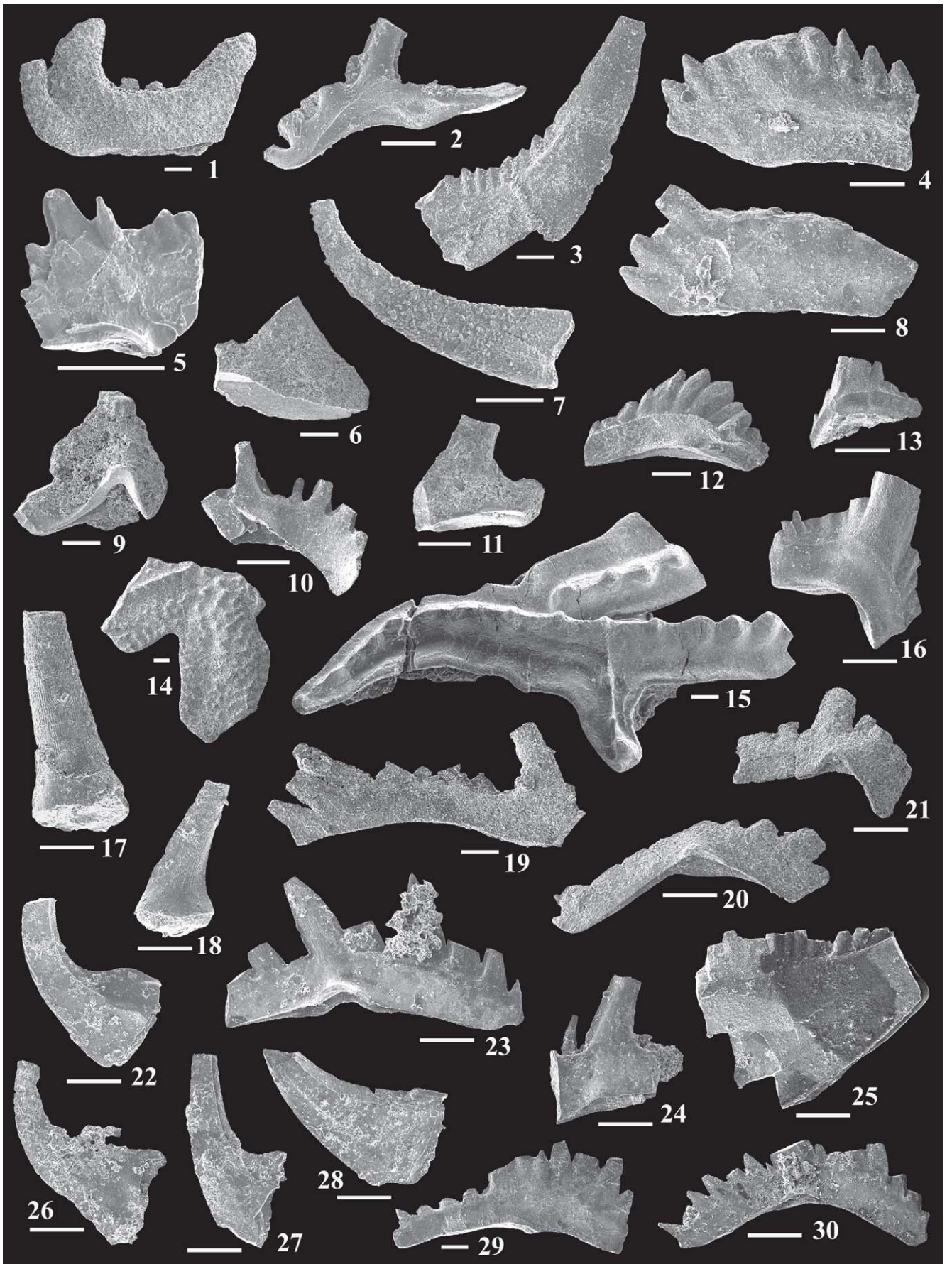


Рис. 4.9. Шаровидные колонии кораллов из ашгиллских отложений острова Котельный.

Фототаблица 4-1



Фототаблица 4-II



Объяснения фототаблиц

Фототаблица 4-I. Конодонты верхнего ордовика (центральная часть о. Котельный, бассейны рек Туор-Юрях и Казарка).

1, 2 – *Ansellia* cf. *robusta* (Ethington et Clark, 1982), обр. 1516/1: 1 – S элемент, № 01/25112 (x96), 2 – P элемент, № 02/25112 (x80); 3, 4 – *Pseudobelodina?* *repens* (Moskalenko, 1973), обр. 866/2: 3 – № 03/25112 (x65), 4 – № 04/25112 (x70); 5 – *Pseudobelodina* sp., обр. 866/2, № 05/25112 (x88); 6, 7 – *Panderodus* sp., обр. 866/2: 6 – № 06/25112 (x95), 7 – № 07/25112 (x76); 8, 13, 14, 15, 27 – *Erraticodon gratus* Moskalenko, 1977, обр. 866/2: 8 – Sd элемент, № 08/25112 (x45), 13 – Sa элемент, № 09/25112 (x52), 14 – Sb элемент, № 10/25112 (x44), 15 – Sd элемент, № 11/25112 (x59), 27 – M элемент, № 12/25112 (x67); 9 – *Belodina* cf. *B. compressa* (Branson et Mehl, 1933), обр. 866/2, № 13/25112 (x45); 10, 11, 12, 16 – *Phragmodus inflexus* Stauffer, 1935, обр. 866/2: 10 – № 21/25112 (x62), 11 – № 14/25112 (x73), 12 – № 15/25112 (x49), 16 – № 16/25112 (x65); 18, 24 – *Drepanoistodus suberectus* (Branson et Mehl, 1933), обр. 866/2: 18 – S элемент, № 17/25112 (x61), 24 – № 18/25112 (x46); 19, 25 – *Basselodus* cf. *variabilis* (Weber, 1966), обр. 858/2: 19 – № 19/25112 (x78), 25 – № 20/25112 (x74); 21 – Gen. et sp. indet., № 26/25112 (x77); 23 – *Phragmodus* cf. *Ph. flexuosus* Moskalenko, 1973, обр. 866/2, M элемент, № 22/25112 (x66); 20, 22 – *Scandodus serratus* Moskalenko, 1973, обр. 858/2: 20 – № 23/25112 (x68), 22 – № 24/25112 (x74); 17 – *Drepanodistacodus victrix* (Moskalenko, 1973), обр. 858/2, № 25/25112 (x81).

Фототаблица 4-II. Конодонты верхнего ордовика и силура (центральная часть о. Котельный, бассейны рек Туор-Юрях и Казарка). Длина белой линии соответствует 0.1 мм. Коллекция конодонтов GIT 702 хранится в Институте Геологии Таллинского технического университета.

1 – *Yaoxianognathus?* *tunguskaensis* (Moskalenko, 1973), S? элемент, обр. 857/1-10, экземпляр GIT 702-1, вид сбоку; 2 – *Oulodus* sp., Pb элемент, обр. 894, экземпляр GIT 702-2, вид сбоку; 3 – *Belodina* cf. *diminutiva* (Branson et Mehl, 1933), белодиниформный элемент, обр. 894, экземпляр GIT 702-3, вид сбоку; 4, 8 – *Ozarkodina* cf. *dolborica* (Moskalenko, 1973): 4 – Pb? элемент, обр. 894/2, экземпляр GIT 702-4, вид сбоку, 8 – Pa – элемент, обр. 894, экземпляр GIT 702-5, вид сбоку; 5 – *Ozarkodina* sp. (cf. *Oz. kozhimica* Melnikov, 1987), Pa элемент, обр. 853/3-10, экземпляр GIT 702-6, вид сбоку; 6, 9, 10, 11 – *Aspelundia?* cf. *expansa* Armstrong, 1990: 6 – M элемент, обр. 892/2-10, экземпляр GIT 702-7, вид сбоку, 9 – Sa? элемент, обр. 892/2-10, экземпляр GIT 702-8, вид сзади, 10 – Sb элемент, обр. 857/1-10, экземпляр GIT 702-9, вид сзади, 11 – Sc элемент, обр. 892/2-10, экземпляр GIT 702-10, вид сбоку; 7 – *Panderodus* cf. *serratus* Rexroad, 1968, аркуатиформный элемент, обр. 857/1-10, экземпляр GIT 702-11, вид сбоку; 12, 13, 15, 16 – *Pterospathodus rhodesi* Savage, 1985, обр. 890/2-10: 12 – Pb2 элемент, экземпляр GIT 702-12, вид сбоку, 13 – Pc элемент, экземпляр GIT 702-13, вид сбоку, 15 – Pa элемент, экземпляр GIT 702-14, вид сверху, 16 – Sc1 элемент, экземпляр GIT 702-15, вид сбоку; 14 – *Aulacognathus?* sp., Pa элемент, обр. 890/2-10, экземпляр GIT 702-16, вид сверху; 17, 18 – *Coryssognathus* sp. (cf. *C. dubius* (Rhodes, 1953)), обр. 883/1-10, конусовидные элементы, экземпляры GIT 702-17 (17) и GIT 702-18 (18), виды сбоку; 19, 20, 21 – *Aspelundia?* *fluegeli* (Walliser, 1964), обр. 1315/1: 19 – Sc элемент, экземпляр GIT 702-19, вид сбоку, 20 – Pb? элемент, экземпляр GIT 702-20, вид сбоку, 21 – Pa? элемент, экземпляр GIT 702-21, вид сбоку; 22, 26, 27 – *Dapsilodus* sp., обр. 841/3-10: 22 – асимметричный элемент с высокой базальной частью, экземпляр GIT 702-22, вид сбоку, 26 – симметричный(?) элемент с высокой базальной частью, экземпляр GIT 702-23, вид сбоку, 27 – элемент с низкой базальной частью, экземпляр GIT 702-24, вид сбоку; 23, 24, 30 – *Wurmiella excavata* (Branson et Mehl, 1933), обр. 862/4-10: 23 – Pa элемент, экземпляр GIT 702-25, вид сбоку, 24 – Sc элемент, экземпляр GIT 702-26, вид сбоку, 30 – Pb элемент, экземпляр GIT 702-27, вид сбоку; 28 – *Walliserodus* cf. *curvatus* (Branson et Branson, 1947), мультикостатусовый элемент, обр. 894/6-10, экземпляр GIT 702-28, вид сбоку; 25 – *Belodella* sp., обр. 883/1-10, экземпляр GIT 702-29, вид сбоку; 29 – *Ctenognathodus* sp., Pa элемент, обр. 1502/1-10, экземпляр GIT 702-30, вид сбоку.

брюшной створки брахиоподы *Hesperorthis* cf. *tricenaria* (Con.), указывающий на то, что выше по ручью также обнажены катийские (ашгиллские) отложения. Из двух проб, отобранных в нижней части пачки, выделены конодонты катийского яруса (Фототаблица 4-II). В образце 857/1 определены *Yaoxianognathus? tunguskaensis*, *Panderodus* cf. *panderi* (Stauff.), *P.* cf. *serratus*; в образце 859/2 – *Aphelognathus? sp.*, *Distacodus? sp.*, *Belodina* cf. *diminutiva*, *Phragmodus? sp.*, *Panderodus* cf. *serratus*, *P.* sp. Вид *Belodina diminutiva*, по данным Т.А. Москаленко (Москаленко, 1973; Тесачков и др., 2003), в сибирских разрезах встречается в отложениях баксанского горизонта (карадок); однако представители рода *Belodina* обитали и в ашгилле. Поскольку комплекс брахиопод из этой точки (859/1) уверенно указывает на ашгилл, мы принимаем возраст пачки 4 ашгиллским, что соответствует позднему катию–хирнанту в современной номенклатуре.

Силур, лландоверийский и лудловский отделы. Урасинская и николевская свиты.

Пачка 1. Темно-серые до черных тонкоплитчатые аргиллиты с прослоями темно-серых известняков, часто глинистых, мощностью до 0,4 м. Аргиллиты в разной степени известковистые, содержат остатки граптолитов. Вблизи подошвы пачки присутствуют черные зернистые известняки, также содержащие граптолиты. В одной точке, принадлежащей, по-видимому, основанию силура, в локальном подмыве обнажены черные сланцы с прослоями хорошо сортированных карбонатных песчаников и гравелитов. Мощность пачки 1 может быть грубо оценена в 20-30 м. Возможно, сланцевая пачка присутствует на двух уровнях разреза, разделенных массивными известняками. Сложная структура участка и плохая обнаженность не позволяют однозначно решить этот вопрос. В двух точках найдены относительно многочисленные определимые граптолиты (изображения приведены в (Данукалова и др., 2015)). Обе точки, как казалось в поле, принадлежат основанию сланцевой пачки (судя по вывалам глыб, непосредственно ниже по разрезу залегают массивные пелитоморфные известняки, напоминающие породы терютехской свиты). Однако возраст образцов с граптолитами оказался различным. В образце 861/3 присутствуют многочисленные *Normalograptus rectangularis* (McCoy), единичные *Atavograptus atavus* (Davies) и *Normalograptus* ex gr. *normalis* (Lapw.); комплекс соответствует средней–верхней части рудданского яруса (нижний лландовери). В образце 860/1 определены *Demirastrites* ex gr. *triangulatus* (Hark.), *Campograptus* ex gr. *communis* (Lapw.), *Huttagraptus* sp., *Normalograptus* sp., *Metaclimacograptus* sp. indet., характеризующие зону ***Demirastrites triangulatus–D. pectinatus*** основания аэронского яруса (средний лландовери). Из слоистого плитчатого известняка вблизи кровли пачки выделены конодонты (обр. 853/3): *Oulodus? sp.*, *Ozarkodina* sp. (cf. *Oz. kozhimica*), *Ozarkodina? sp.*, *Panderodus* sp., *Wurmiella* cf. *excavata*. Комплекс, скорее всего, относится к венлоку. Таким образом, возраст отложений пачки 1 можно принять в интервале лландовери–начало венлока. Эта пачка сопоставляется с урасинской свитой.

Пачка 2. Граница пачек 1 и 2 скрыта плохообнаженным интервалом. Судя по развалу глыб (т.н. 852), между аргиллитами и вышележащими плитчатыми известняками присутствует небольшая по мощности (первые метры?) пачка массивных темных коричневато-серых известняков. Пачка 2 представлена чередованием тонко- и грубоплитчатых коричнево-серых известняков с тонкой параллельной слоистостью и запахом битума (Рис. 4.10). Мощность их не менее 50 м. В одной точке, принадлежащей, по-видимому, средней-верхней части пачки, в известняках обнаружены скопления онколитов (Рис. 4.11). В нижней части разреза выделены конодон-



Рис. 4.10. Плиты битуминозных известняков никольской свиты (венлок-лудлов). Обнажение в правом борту долины р. Туор-Юрях (к северу от точки 842, см. Рис. 4.7). Некоторые уровни разреза содержат водорослевые остатки (см. следующий кадр).



Рис. 4.11. Онколиты на поверхности плиты битуминозного известняка венлок-лудловского возраста. Высота кадра 15 см.

ты *Dapsilodus* sp. В верхней части пачки в одном из разрезов встречен горизонт крупных (до 50 см в диаметре) округлых слегка уплощенных конкреций коричневатого-серого темного битуминозного известняка с фауной граптолитов и головоногих (Рис. 4.12). Среди граптолитов определены (обр. 862/3) *Saetograptus leintwardinensis* (Норк.), *Saetograptus linearis* (Воишек), *Pseudomonoclimacis* ex gr. *dalejensis* (Воишек), *Bohemograptus tenuis* (Воишек), *Pristiograptus* ex gr. *dubius* (Suess), указывающие на позднелудловский возраст вмещающих отложений (лудфордский ярус, зона ***Saetograptus leintwardinensis/S. linearis***). Заключение по конодонтам, выделенным из конкреций в той же точке (обр. 862/4), не противоречит такому выводу. Комплекс конодонтов содержит элементы *Ctenognathodus?* sp. и *Wurmiella excavata* и указывает на венлокский или более поздний возраст. Соответственно, возраст пород пачки 2 венлок–лудлов. Пачка коррелируется с никольской свитой, выделенной при геологической съемке, однако по нашим наблюдениям имеет существенно меньшую (в шесть раз) мощность.

Силур, пржидольский отдел. Эсэлэхская свита. На плитчатых известняках никольской свиты залегают массивные светлые розовато-желтые и зелено-желтые доломиты (Рис. 4.13). Состав этой толщи достаточно монотонный; кроме указанных доломитов выше по разрезу встречаются зеленоватые-серые, коричневатые, серые известняки, часто тоже доломитизированные; окраска пород неравномерная, но всегда очень светлая, структура от пелитоморфной и сахаровидной до мелкозернистой. Есть редкие каверны и гнезда с битумом. Ни в одной из семи проб, отобранных на разных уровнях толщи, конодонтов не оказалось. Найти макрофауну здесь



Рис. 4.12. Крупные конкреции битуминозного известняка с позднелудловской фауной в верхней части никольской свиты (близ точки 862, см. Рис. 4.7).



Рис. 4.13. Обнажение верхнесилурийской эсэлэхской свиты (верхний лудлов?-пржидолий) в правом борту р. Туор-Юрях. В правой части кадра в обрыве видны желтоватые доломиты нижней части свиты, левее в осыпях – вышележащие серые известняки и доломиты.

также не удалось. Возраст толщи условно принят пржидольским на основании ее согласного залегания на фаунистически охарактеризованных верхнелудловских отложениях и литологического сходства с верхнесилурийской эсэлэхской свитой, выделенной геологами-съемщиками (возраст свиты поздний лудлов–пржидоли). Возможно, на Туор-Юряхском участке свита также содержит самые верхи верхнего лудлова. Мощность свиты не менее 300 м.

В северо-восточной части изученной площади на светлых доломитах эсэлэхской свиты залегают серые и темно-серые до черных битуминозные известняки и доломиты с редкими фрагментами коралловых колоний, встречаются карбонатные брекчии. По литологическим признакам эти породы напоминают пшеницынскую свиту нижнего девона (Косьюко и др., 1985). Далее на северо-восток и вниз по склону возвышенности палеозойские отложения перекрыты сланцами триаса.

4.2.2. Участок Казарка

На левобережье реки Казарка обнажены отложения, соответствующие тому же возрастному интервалу, что и на предыдущем участке: сандбийский (карадокский) ярус верхнего ордовика–верхний силур. Однако картируемых подразделений здесь больше (Рис. 4.14; колонка 3 на Рис. 4.8). Соотнесение этих подразделений со свитами, выделенными при государственной геологической съемке, зачастую вызывало трудности. В некоторых случаях приходилось вводить дополнительные картируемые единицы (нижняя и верхняя толщи мурун-тасской свиты; толща светлых известняков, залегающая между породами дьахсайарской и эсэлэхской свит). Коренные породы обнажены преимущественно в виде глыбовых развалов, осыпей и насыпок; характер их залегания, за редким исключением, виден только в зоне Туор-Юряхского разлома (см. Рис. 4.3-4.5). Поэтому структура участка расшифровывалась путем картирования, и мощ-

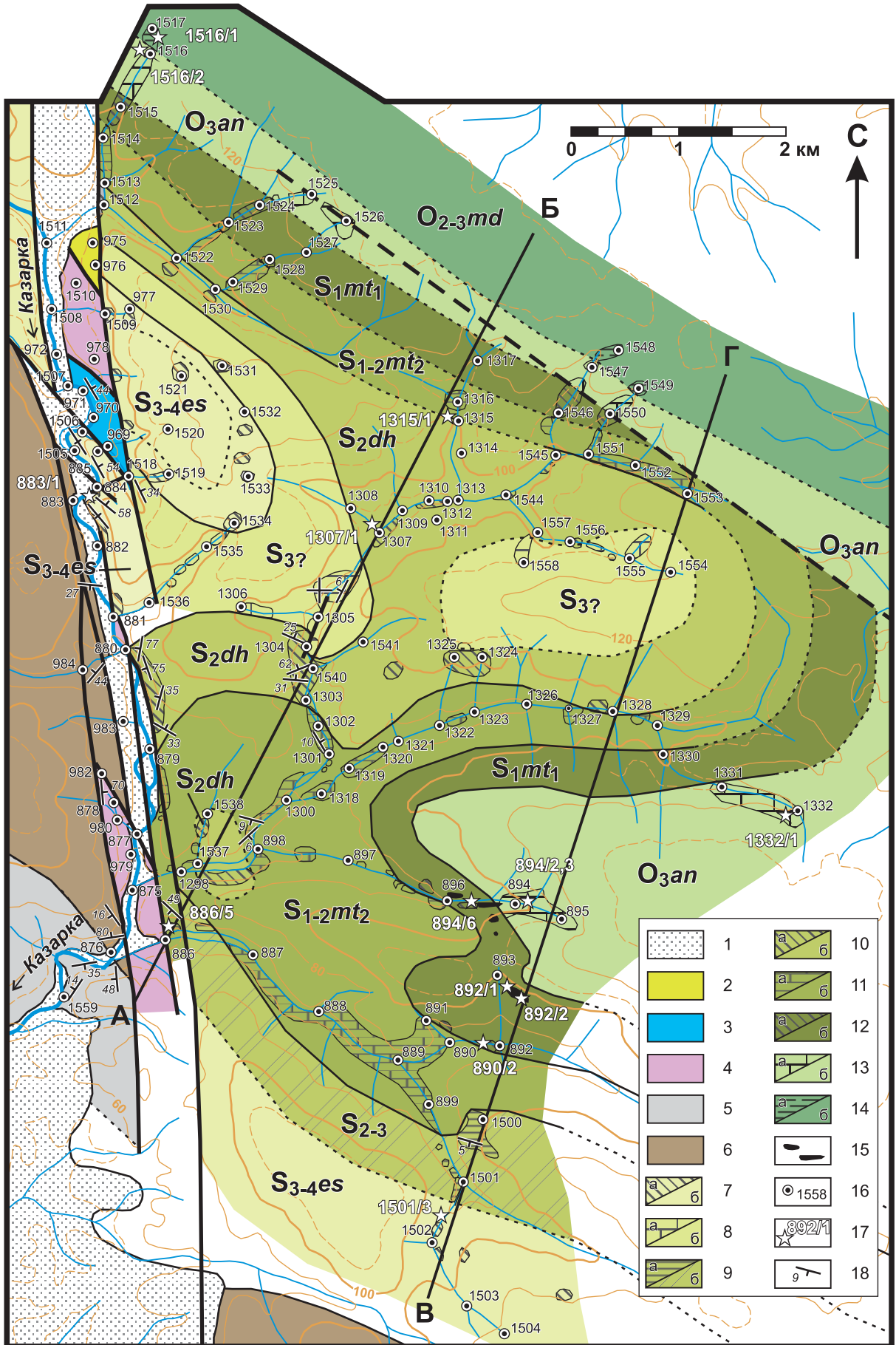


Рис. 4.14. Геологическая карта участка Казарка. Составлено автором по результатам наблюдений 2010 г. 1 – четвертичные отложения; 2 – меловые и третичные отложения; 3 – юра; 4 – триас; 5 – карбон; 6 – девон; 7–14 – отложения ордовика–силура достоверные (а) и предполагаемые (б): 7 – лудлов–пржидоли(?), 8 – лудлов(?), 9 – венлок–лудлов (нерасчлененные), 10 – венлок, 11 – верхняя часть лландовери–венлок(?), 12 – лландовери; 13 – верхний ордовик (верхний катий–хирнант), 14 – верхний ордовик (сандбий–нижний катий); 15 – черные граптолитовые сланцы в отложениях лландовери; 16 – точки наблюдения и их номера; 17 – точки находок фауны и номера соответствующих образцов; 18 – элементы залегания.

Индексами обозначены следующие подразделения: $O_{2-3}md$ – малодиринг-айанская свита, O_3an – анисинская свита, S_1mt_1 – нижняя толща мурун-тасской свиты, $S_{1-2}mt_2$ – верхняя толща мурун-тасской свиты, S_2dh – дьахсайарская свита, S_{2-3} – венлокские–лудловские отложения нерасчлененные, $S_3?$ – толща светлых известняков предположительно лудловского возраста, $S_{3-4}es$ – эсэлэхская свита. Черными жирными линиями показаны разломы (пунктиром – предполагаемые). А–Б, В–Г – линии геологических разрезов (см. Рис. 4.15).

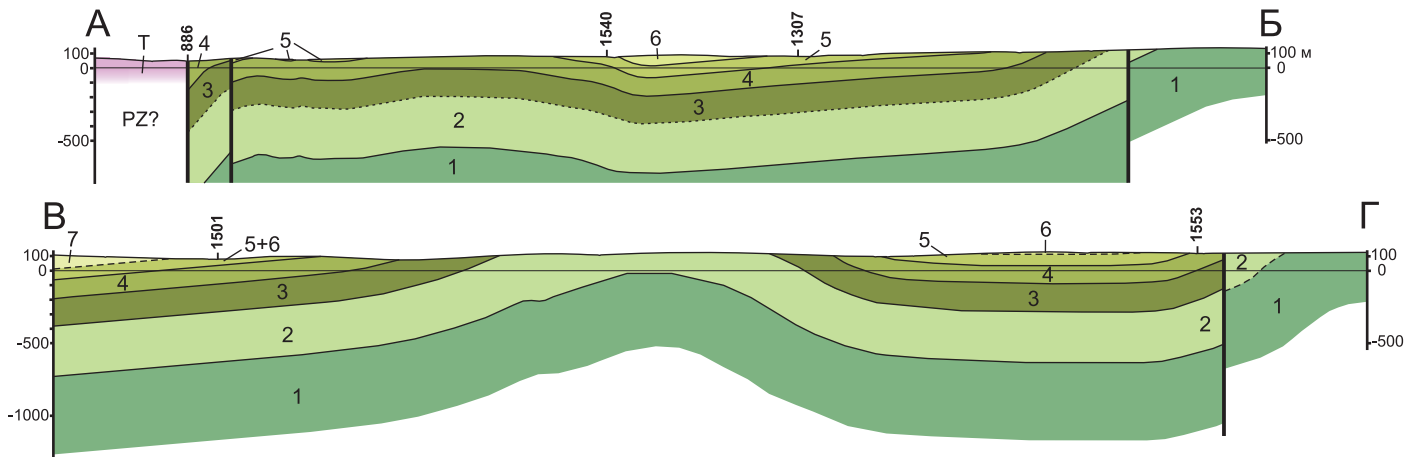


Рис. 4.15. Геологические разрезы к карте по участку Казарка (см. рис. 4.14).

1 – малодиринг-айанская свита, 2 – анисинская свита, 3 – нижняя толща мурун-тасской свиты, 4 – верхняя толща мурун-тасской свиты, 5 – дьахсайарская свита, 6 – толща светлых известняков предположительно лудловского возраста, 7 – эсэлэхская свита. Т – триас, PZ – палеозой. Горизонтальный и вертикальный масштабы одинаковы. Над линиями разрезов вынесены номера точек наблюдений, попавших на профиль.

ности выделенных пачек определялись по геологическому профилю (Рис. 4.15), построенному с учетом данных (Косько и др., 1985). Разрез верхнего ордовика–силура в бассейне р. Казарка в целом похож на одновозрастные отложения участка Туор-Юрях: здесь также преобладают известняки, однако силурийская часть последовательности имеет существенно большую мощность и более разнообразный литологический состав. Так, в верхней половине разреза присутствуют водорослевые и светлые крупнокристаллические известняки, не имеющие аналогов на южном участке; черные аргиллиты встречены на двух уровнях: в основании силура и в лудлове. Аналогично, темные битуминозные известняки наблюдались как минимум дважды – в верхах лландовери–низах венлока и в лудлове. Ниже приведено описание разреза снизу вверх.

Верхний ордовик. Малодиринг-айанская свита. В видимом основании палеозойского разреза на изученном участке залегают зеленовато-серые и черные аргиллиты, серые глинистые известняки и брахиоподовые ракушечники (линзы?); есть массивные серые известняки, подобные вышележащим. Мощность пачки не менее 60 м. По литологическому составу и фауне эти отложения хорошо коррелируются с пачкой 2 верхней части малодиринг-айанской свиты на притоках р. Туор-Юрях. Из пробы 1516/1, отобранной в средней части видимого разреза, выделен комплекс конодонтов, похожий на комплекс в обр. 866/2 на участке Туор-Юрях; он содержит 13 элементов *Staufferella* sp., *Phragmodus undatus* Branson et Mehl, 1933, *Pseudobelodina? repens* (Moskalenko, 1973), *Belodina* sp., *Panderodus* sp., *Plectodina* sp., *Ansella* cf. *robusta* (Ethington et Clark, 1982) и соответствует позднему карадоку. Однако брахиоподы *Mimella panna* Andr., най-

денные в той же точке, указывают на раннекарадокский возраст вмещающих отложений. Сандбийский-раннекатийский (карадокский) возраст пачки подтверждается по остракодам (обр. 1516/1); комплекс содержит: *Reticulochilina dedalea* V.Ivanova, 1979, *Eurychilina* sp. 1, *Jonesites obliquus* V.Ivanova, 1959, *Insolitella* sp.nov. A, *Grammolomatella* sp., *Hesslandella* aff. *irinae* Melnikova, 2000, ?*Budnianella* sp., ?*Tsitrites* sp., *Dolborellidae* indet.

При построении профилей (см. Рис. 4.15) общая мощность малодиринг-айанской свиты принята в 500 м по аналогии с опорным разрезом на р. Мал. Диринг-Аян (Косько и др., 1985). На изученном участке обнажены только ее верхи.

Верхний ордовик. Анисинская свита. Свита сложена серыми, темно-серыми, коричневатосерыми массивными пелитоморфными и тонкозернистыми, слегка комковатыми известняками с неравномерно распределенными по разрезу крупными шаровидными колониями кораллов (первые дециметры) и стяжениями черного кремня обычно неправильной формы (до 15 см в длину), иногда весьма многочисленными. В кровле – подобные известняки, переполненные колониями табулят. Достоверную границу ордовика и силура удалось зафиксировать только в районе точки 894 (см. Рис. 4.14); в других местах граница условная, т.к. там по условиям обнаженности верхнеордовикские и нижнесилурийские отложения литологически неразличимы. В верхних горизонтах разреза найдены остракоды (обр. 894/3) позднего ордовика (скорее всего, карадока): *Laccochilina* sp., *Grammolomatella* sp., *Steusloffina* aff. *cuneata* (Steusloff, 1895), *Hesslandites ventritumidus* V.Ivanova, 1964, ?*Halvicekites* aff. *fissuratus*. В двух точках в поле развития пачки 2 удалось выделить конодонтов; в обр. 1332/1 содержатся 3 элемента - *Dapsilodus*? sp., *Drepanoistodus* sp. и *Panderodus* sp, не позволяющие хотя бы до эпохи определить возраст вмещающих пород, но *Drepanoistodus* sp. указывает на ордовик; в обр. 894/2 (тот же уровень, что и обр. 894/3) определены: *Belodina* cf. *diminutiva* (Branson et Mehl, 1933), *Ozarkodina* cf. *dolborica* Moskalenko, 1973 и *Panderodus* sp. Этот комплекс является позднеордовикским; однако здесь, как и в обр. 859/2 на р. Туор-Юрях, существует проблема с ярусом: вид *Belodina diminutiva* (Branson et Mehl, 1933) характерен для карадокских отложений Сибирской платформы, тогда как по логике описываемые породы более молодые: они залегают между фаунистически охарактеризованными сандбийскими-нижнекатийскими (верхнекарадокскими) и ниже-среднелландоверийскими отложениями и соответствуют анисинской свите, возраст которой по разным группам фауны соответствует ашгиллу (Косько и др., 1985). Поэтому условно принимаем возраст толщи позднекатийским-хирнантским (ашгильским), хотя заключения по остракодам противоречат этому выводу. Ее нижняя часть может еще принадлежать малодиринг-айанской свите. Мощность толщи принята в 350 м как средняя для анисинской свиты по (Косько и др., 1985), так как нет более четких указаний на изменение мощностей последней по площади.

Силур, лландоверийский отдел. Мурун-тасская свита, нижняя толща. Толща отличается наличием вблизи ее подошвы черных зернистых известняков и темно-серых тонкоплитчатых глинистых известняков и аргиллитов с граптолитами. Выше залегают хорошо картируемые плитчатые известняки. Эта часть разреза описана по осыпям и близкоренным развалам между точками 890, 892, 893 и 896 (см. Рис. 4.14); в других местах она достоверно не опознается. Состав толщи достаточно пестрый. В ней присутствуют аргиллиты (в нижней части), а также

серые и темно-серые зернистые и пелитоморфные известняки, как массивные, так и грубоплитчатые (реже) со стяжениями кремня, редкими колониями кораллов, неявными округлыми гладкими раковинами на поверхности (крупные остракоды?). Последние особенно характерны для верхней части пачки, эти раковины здесь заметны на неровных поверхностях плит серых зернистых неявнослоистых известняков. В разрезе черных аргиллитов и известняков (по-видимому, не в самом основании толщи, а несколько выше) найдены граптолиты зоны *Stimulograptus sedgwickii* аэрона (средний лландовери, обр. 892/1). Среди них определены: *Stimulograptus sedgwickii* (Portlock), *Torquigraptus circularis* (Elles et Wood), *Monograptus* ex gr. *marri* Perner, "*Monograptus*" cf. *gemmatus* (Barr.), *Pristiograptus* spp., ?*Metaclimacograptus* sp. В этой же точке отобрана проба (892/2), из которой выделены конодонты *Aspelundia?* cf. *expansa* Armstrong, 1990 и *Walliserodus* cf. *curvatus* (Branson et Branson, 1947), характерные для нижнего-среднего лландовери. Аналогичный комплекс конодонтов выделен из пробы 894/6, отобранной немного выше по разрезу из темно-серого известняка, залегающего над сланцами. По-видимому, обе пробы следует считать среднелландоверийскими, учитывая возраст граптолитов. Верхняя часть толщи уже относится к верхнему лландовери; здесь определены следующие конодонты (обр. 890/2): *Aulacognathus?* sp., *Panderodus* ex gr. *greenlandensis* Armstrong, 1990, *Pterospathodus rhodesi* Savage, 1985, *Walliserodus* sp. По возрасту и наличию в основании пачки темных глинистых известняков и аргиллитов с граптолитами она коррелируется с мурун-тасской свитой. Мощность толщи вряд ли превышает 200 м (рассчитано по построению).

Силур, верхняя часть лландоверийского - венлокский(?) отделы. Мурун-тасская свита, верхняя толща. Отчетливо плитчатые темно-серые, часто тонкопаралельнослоистые, токозернистые и пелитоморфные известняки без признаков макрофауны. Эта толща достаточно уверенно прослеживается по всей площади участка за счет того, что выше и ниже нее в разрезе залегают массивные неплитчатые или очень грубоплитчатые породы. Мощность 125 м. Возраст толщи принят венлокским условно, на основании литологического сходства с никольской свитой на р. Туор-Юрях, и по положению в разрезе. Возможно, нижняя часть толщи относится к верхам лландовери; на это указывает находка конодонтов (обр. 886/5) в блоке плитчатых известняков в зоне Туор-Юряхского разлома, по литологическим признакам отнесенных нами к описываемой толще. Комплекс конодонтов включает: *Oulodus?* sp., *Panderodus* sp., *Wurmiella?* sp. [cf. *W. polinclinata* (Nicoll et Rexroad, 1968)]. Если образец действительно содержит *W. polinclinata* (найденный экземпляр имеет очень плохую сохранность), то возраст вмещающих отложений следует считать позднеландоверийским. По положению в разрезе эта толща должна относиться либо к верхней части лландоверийской мурун-тасской свиты, либо к нижней части венлокской дьахсайарской. Однако ни для одной из свит подобные породы не описаны. По-видимому, толщу следует относить все же к мурун-тасской свите на основании следующего: (1) общая мощность мурун-тасской свиты по Объяснительной записке (Косько и др., 1985) не менее 300 м, а мощность от достоверной подошвы свиты (граптолитовые сланцы в низах пачки 3) до подошвы толщи плитчатых известняков по построению составляет всего 200 м; (2) мощность плитчатых известняков по построению 125 м; (3) над ними залегают отложения, похожие по описанию на венлокскую дьахсайарскую свиту, мощности также сопоставимы (80 м у нас и 70-130 м – мощ-

ность дьахсайарской свиты в Объяснительной записке). При этом, возраст мурун-тасской свиты, вероятно, следует расширить и включать в нее часть венлокского яруса.

Необходимо отметить, что в одной точке, лежащей, согласно результатам картирования, вблизи границы верхней толщи мурун-тасской свиты и перекрывающей дьахсайарской свиты, отобрана проба на конодонты (обр. 1315/1), определения которых не стыкуются с полевой картой (см. Рис. 4.14). Здесь в нетипичных для этих подразделений массивных почти черных известняках обнаружены *Aspelundia? cf. fluegeli* (Walliser, 1964), *Panderodus cf. panderi* (Stauffer, 1940), *Panderodus* sp., жившие в среднем-позднем лландовери. Не исключено, что блок черных известняков имеет тектонический контакт с более молодыми окружающими породами, но решить проблему, по-видимому, можно только путем повторного картирования этого плохообнаженного участка.

Силур, венлокский отдел. Дьахсайарская свита. Серые, реже коричневато-серые и темно-серые зернистые, иногда пелитоморфные известняки с желтоватыми корками водорослей, кораллами и стяжениями кремня. Обычно образуют грубые неровные плиты, есть и массивные разности (см. Рис. 4.3, 4.5). Мощность пачки 80 м (это единственная хорошо обнаженная пачка на участке, мощность которой определена достаточно уверенно по интерполированным элементам залегания; см. точки 1303, 1304 на Рис. 4.14). Близ кровли (обр. 1307/1) найдены брахиоподы вида *Hyattidina? acutisummitatus* Nikif. et Mods., который на Сибирской платформе распространен в пределах венлока – нижнего лудлова.

Силур, лудловский(?) отдел. Толща светлых известняков. Очень светлые серые массивные крупнокристаллические известняки (Рис. 4.16). Они резко отличаются от всех подстилающих отложений, но, по-видимому, подобные породы присутствуют и в более высоких горизонтах разреза силура. Мощность по построению не менее 70 м. Эта толща условно отнесена нами к лудлову (к его нижней части), так как она залегает над водорослевыми известняками, вероятно, венлокского возраста (см. выше) и ниже предполагаемой подошвы эсэлэхской свиты, возраст которой считается лудловско-пржидольским (Косько и др., 1985). Поскольку по литологическим признакам толща не может быть отнесена ни к дьахсайарской, ни к эсэлэхской свитам, выделенным съемщиками (Косько и др., 1985), на колонке (см. Рис. 4.8) она показана как отдельное литолого-стратиграфическое подразделение.

Силур, лудловский - пржидольский(?) отделы. Эсэлэхская свита. Породы, завершающие на левобережье р. Казарки разрез силура, выглядят неодинаково на разных участках карты, что может быть обусловлено разной степенью обнаженности. Нижние горизонты эсэлэхской свиты хорошо представлены в осыпях и коренных выходах по левому борту р. Казарки между точками 881 и 884 (см. Рис. 4.14). Они здесь сложены темно-серыми тонкозернистыми плитчатыми, иногда массивными битуминозными известняками (Рис. 4.17). Мощность их по построению составляет 150-200 м. Она, возможно, завышена, так как в зоне разлома разрез может быть существенно нарушен. Тем более что в других точках, где обнажаются предполагаемые низы свиты, мощность этой пачки явно меньше. Вблизи т.н. 1501, 1518 и 1533 к этому уровню разреза приурочены также черные оскольчатые аргиллиты, серые тонкоплитчатые глинистые известняки и серые зернистые известняки с крупными остракодами. Выше по разрезу встрече-



Рис. 4.16. Обнажение светлых крупнокристаллических известняков предположительно лудловского возраста. Участок Казарка.



Рис. 4.17. П.О. Будяк на обнажении битуминозных плитчатых известняков (близ точки 884), отнесенных к низам эсэлэхской свиты. Это обнажение видно на Рис. 4.4 слева в излучине реки Казарка.

ны следующие разновидности пород: темно-серые, серые и серо-розовые известняки и доломиты, иногда слоистые, обычно пелитоморфные; светло-серые зернистые известняки. Видимая мощность свиты не менее 130-150 м. Из темно-серых известняков нижней части свиты выделены конодонты лудловского возраста (обр. 883/1): *Belodella* sp., *Coryssognathus* sp. (cf. *C. dubius* (Rhodes, 1953)), *Oulodus?* sp., *Panderodus* sp., *Walliserodus?* sp. Проба из более высоких горизонтов разреза содержит только неинформативные фрагменты конодонтов *Panderodus* sp. Однако, по аналогии с разрезами эсэлекской свиты северо-восточной фациальной зоны (Коско и др., 1985), мы предполагаем, что в ее состав на левобережье р. Казарка входят также отложения пржидоли.

В южной части участка отложения дьахсайарской свиты и толщи светлых известняков на нашей карте показаны нерасчлененными (см. Рис. 4.14), т.к. отбить их границу по условиям обнаженности оказалось невозможным. Картирование производилось по составу аллювия и вывалам глыб на склонах и в русле ручья. Единственное коренное обнажение встречено в районе точки 1500, где на сопке среди курума выходят плиты известняков с водорослевыми корками и редкими стяжениями кремня, отнесенные нами к дьахсайарской свите. Подошва эсэлекской свиты также показана предположительно, потому что положение темных известняков в этой части участка осталось неясным, а характерные для верхних горизонтов силура светлые доломиты и известняки однозначно присутствуют только южнее точки 1502. Макрофауну в верхних трех подразделениях силура на юге участка найти не удалось. Конодонты также, к сожалению, не разъяснили ситуацию. Из обр. 1501/3 выделены *Belodella?* sp. и *Ozarkodina* sp., указывающие на лудловско-пржидольский возраст вмещающих пород. Остальные пробы содержат неинформативные фрагменты конодонтов: *Panderodus* sp. (обр. 1501/5) и *Ctenognathodus?* sp. (обр. 1502/1). Возможно, последний относится к лудлову, т.к. похожие по типу конодонты *Ctenognathodus* на острове Готланд (Швеция) встречены в отложениях этого возраста (личные наблюдения П. Мянника).

4.2.3. Сопоставление разрезов на двух участках

На обоих участках изучены толщи примерно одного стратиграфического интервала: от верхнего ордовика до пржидольского отдела силура. Хотя детальное сопоставление разрезов здесь невозможно, их основные черты сходства и различия вполне видны (см. Рис. 4.8). Отложения верхнего ордовика на рр. Туор-Юрях и Казарка почти идентичны. Оба разреза содержат хорошо узнаваемую пачку зеленовато-серых аргиллитов с прослоями брахиоподовых ракушнякаков, уверенно датированную по фауне *верхним сандбием - ранним катием* (карадоком); и мощную монотонную толщу коричневатого-серых и кремнево-коричневых массивных пелитоморфных известняков *катийского-хирнантского* (ашгилльского) возраста с шаровидными колониями табулят и стяжениями кремня. *Граница ордовика и силура* на обоих участках маркируется черными, обычно известковистыми, аргиллитами и глинистыми известняками с остатками граптолитов. Выше по разрезу отмечаются существенные различия. В бассейне р. Туор-Юрях вышеописанная пачка темных аргиллитов и известняков занимает интервал *лландовери - низы венлока*; над ней залегают плитчатые коричнево-серые битуминозные известняки (*венлок - лудлов*), перекрытые светлыми массивными доломитами, вероятно, *пржидольского* возраста. На левобережье р. Казарки разрез гораздо более разнообразный. Темно-серые и черные гли-

нистые известняки и аргиллиты слагают только *нижнюю часть лландовери*, выше (*часть среднего-верхний лландовери*) присутствует пачка массивных и грубоплитчатых известняков, в некоторой степени напоминающих ашгильские, также со стяжениями кремня и колониями кораллов (редкими). Самые *верхи лландовери* и *часть венлока* представлены плитчатыми темно-серыми известняками, подобными тем, что слагают венлок-лудлов на р. Туор-Юрях. В *верхней части венлока* на северном участке распространены известняки с водорослевыми корками, кораллами и желваками кремня; в *нижней части лудлова(?)* - очень светлые крупнокристаллические известняки; в *верхней(?) части лудлова* - темные битуминозные известняки и черные аргиллиты. Более высокие горизонты *силура (пржидоли?)* на двух участках также выглядят по-разному, но их объединяет присутствие доломитов и доломитизированных известняков.

Кроме литологических различий, обращает на себя внимание несоответствие общей мощности лландовери, венлока и лудлова на двух участках. В бассейне р. Туор-Юрях по нашим подсчетам она составляет около 80 м, тогда как на р. Казарке несоизмеримо больше - более 500 м. Мы не исключаем, что приведенные нами цифры нуждаются в корректировке. По-видимому, более полную информацию о строении силурийских разрезов и характере залегания пород в этом районе можно получить за пределами изученной нами площади, восточнее (верхнее течение р. Таба-Юрях). Однако, несмотря на возможные ошибки при определении мощностей конкретных подразделений, очевидно, что суммарная мощность лландоверийских-лудловских отложений на северном участке заметно больше, чем на южном. Подобная картина отмечалась и ранее, но только для лландовери: М.К. Косько с коллегами указывает (Косько, 1977; Косько и др., 1985), что мощность этого интервала в северо-восточной и переходной фациальной зоне в 5-10 раз больше, чем на юго-западе.

Еще одно различие, которое наблюдается между разрезами силура на участках Туор-Юрях и Казарка - это частота встречаемости фаунистических остатков. Так, на первом участке макрофауна найдена в черносланцевой пачке лландовери (граптолиты) и на одном уровне в верхнем лудлове (граптолиты, головоногие в глинисто-карбонатных конкрециях). На втором участке, кроме граптолитов в низах разреза силура, присутствуют кораллы в верхней части лландовери, кораллы и брахиоподы в верхнем(?) венлоке. Здесь на разных горизонтах разреза в интервале: средний лландовери - пржидоли(?) в шлифах видны остракоды, иногда многочисленные; к сожалению, они не поддаются извлечению из породы. Конодонты или их фрагменты встречены в 13 пробах из 16 на участке Казарка (на разных стратиграфических уровнях), и только в трех пробах из 14 на южном участке (венлок-лудлов).

4.2.4. Положение изученных разрезов в общей фациальной зональности верхнего ордовика и силура о. Котельный

Разрезы верхнего ордовика в разных районах о. Котельный (Косько, 1977; Косько и др., 1985) (см. Рис. 4.8) имеют сходное строение и представлены известняками со стяжениями кремней, органогенно-обломочными прослоями и, особенно в катийско-хирнантской части, многочисленными табулятами и другой бентосной фауной. Незначительные фациальные изменения заключаются в том, что сандбийско-нижнекатийские отложения в центральной части острова содержат пласты (до первых метров) аргиллитов с прослоями алевролитов и ракушнякав, а в вышележащих отложениях из наиболее южных и западных выходов верхнего ордовика присут-

ствуют глинистые и строматопоровые известняки, увеличивается количество органогенно-обломочных пород.

Начиная с основания силура в отложениях северо-востока и юго-запада о. Котельный появляются резкие различия (рис. 4.18). Если в северо-восточной фациальной зоне в силуре, как и ниже по разрезу, преобладают разнообразные относительно мелководные известняки, то в юго-западной зоне существенную роль играют черные аргиллиты с граптолитовой фауной (см. Рис. 4.8). Так, в лландовери они тонко переслаиваются с черными известняками и имеют кремнистый либо известковистый состав. Породы содержат карбонатно-пиритовые конкреции и, кроме граптолитов, однообразные брахиоподы и единичные трилобиты на некоторых уровнях. Выше по разрезу (венлок–нижний лудлов) аргиллиты имеют подчиненное значение по сравнению с известняками, для которых характерна тонкая параллельная слоистость; среди фауны по-прежнему преобладают остатки пелагических форм (граптолиты, отдельные цефалоподы в верхней части разреза). В нижнем лудлове отмечены линзы карбонатных брекчий. В пределах северо-восточной фациальной зоны породы, похожие на вышеописанные, присутствуют только на двух уровнях: это тонкоплитчатые тонкослоистые черные известняки в основании силура и пачка темно-серых и черных тонкослоистых известняков и аргиллитов, распространенная в нижнем лудлове на юге зоны.

Верхняя часть лудлова и пржидоли повсеместно на острове представлены в основном светлыми доломитами и известняками с обедненным комплексом фауны, отнесенными М.К. Косько (1977) к лагунным отложениям; встречены знаки волновой? ряби, трещины усыхания, горизонты карбонатных брекчий (Косько и др., 1985).

Разрезы центральной части острова на двух изученных нами участках хорошо укладываются в общую схему фациальной зональности и занимают промежуточное положение между юго-западной глубоководной и северо-восточной мелководной зонами. Отложения нижних трех отделов силура на участке Туор-Юрях представлены конденсированными осадками бассейновой фации. В отличие от юго-западной части острова, которая отвечает более мористым участкам

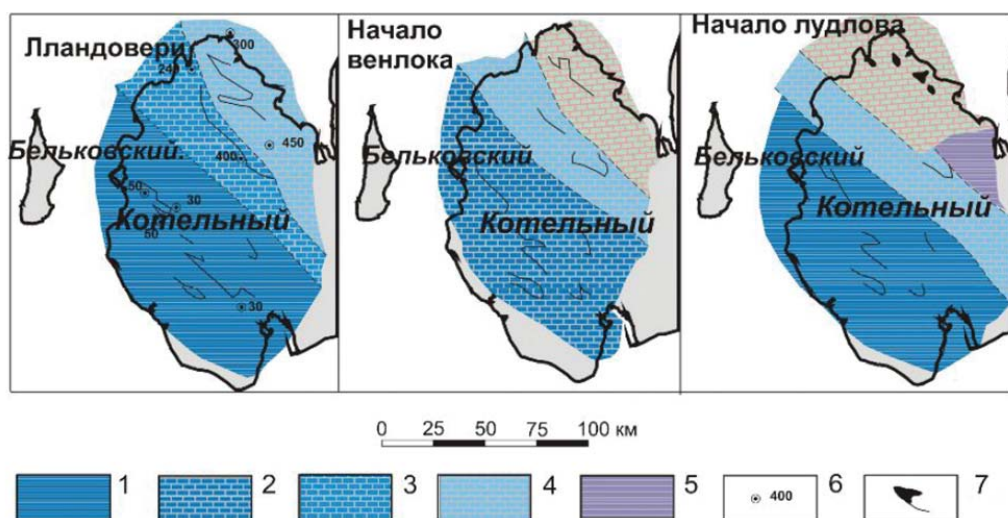


Рис. 4.18. Литолого-фациальная зональность силурийских отложений о. Котельный (иллюстрация взята из публикации (Косько и др., 2013)).

1,2 – глубоководные фации: 1 – известняки и кремнисто-глинисто-известковые породы, 2 – известняки; 3 – глубоководные и мелководные фации известняков неразделенные; 4 – мелководные известняки; 5 – западные фации, известняки и известняки с аргиллитами; 6 – мощности в метрах; 7 – распространение на поверхности пород рассматриваемого возраста.

палеобассейна, на р. Туор-Юрях аргиллиты распространены только в нижней части последовательности (лландовери–низы венлока), а более высокие горизонты сложены тонкослоистыми битуминозными известняками. Силурийские породы на участке Казарка, по-видимому, отвечают внешней части карбонатной платформы (рампа?). Здесь в разрезе чередуются известняки с остатками фауны, характерной для эвфотической зоны (глубина которой, по данным (Roman, 2001), не превышает 50 м), а также более глубоководные глинистые породы. Последние присутствуют как минимум на трех уровнях разреза: нижняя часть лландовери, верхи лландовери–часть венлока, средняя? часть лудлова.

Таким образом, исследованиями геологов НИИГА (Косько, 1977), подтвержденными нашими наблюдениями, выявлен явный тренд фациальных изменений, выраженный в замещении мелководных карбонатных отложений в северо-восточной части о. Котельный более глубоководными глинистыми осадками в его юго-западной части. Мы не склонны придавать таким изменениям в характере осадконакопления принципиальное значение, так как они проявлены не на всех уровнях разреза и, по-видимому, отражают распространение более прогнутых и относительно возвышенных участков в пределах единого шельфового бассейна. Аналогичная зональность, как показано ниже, наблюдается и в одновозрастных разрезах других регионов.

4.3. Сопоставление с разрезами смежных территорий

Разрезы ордовика и силура описаны и в других районах Восточной Арктики – на Таймыре, Сибирской платформе, Чукотке, Аляске (Рис. 4.19). Здесь они также сложены морскими, преимущественно карбонатными, породами. Во всех перечисленных регионах, кроме Чукотки, выделяются, как и на о. Котельном, мелководная карбонатная и относительно более глубоководная карбонатно-глинистая (или турбидитовая - на Аляске) фациальные зоны (на Сибирской платформе – только для силура).

4.3.1. Таймыр

Нижнепалеозойские отложения, обнаженные в северной части Южно-Таймырской зоны и в Центрально-Таймырской зоне, демонстрируют переход с юга на север от мелководных шельфовых карбонатных фаций пассивной окраины Сибирской платформы к существенно глинистым, в том числе черносланцевым, фациям, интерпретированным как бассейновые (Зоненшайн и др., 1990). На востоке Южно-Таймырской зоны мелководные разрезы верхнего ордовика сложены органогенными и органогенно-обломочными известняками с прослоями аргиллитов, алевролитов и глинистых известняков. На начало лландовери приходится стратиграфический перерыв, по-видимому, указывающий на обмеление бассейна. Силурийские отложения здесь представлены кораллово-строматопоровыми известняками, присутствуют седиментационные доломиты. В разрезе верхнего ордовика–силура отмечены многочисленные стяжения и прослои кремней. На границе венлока и лудлова в более западных разрезах присутствуют прослои черных листоватых известняков и аргиллитов. В результате выраженного падения уровня моря к концу силура разрез становится более мелководным с преобладанием вторичных и седиментационных доломитов с горизонтами водорослевых известняков и практически без фауны (Атлас..., 2003; Постановление..., 2014).

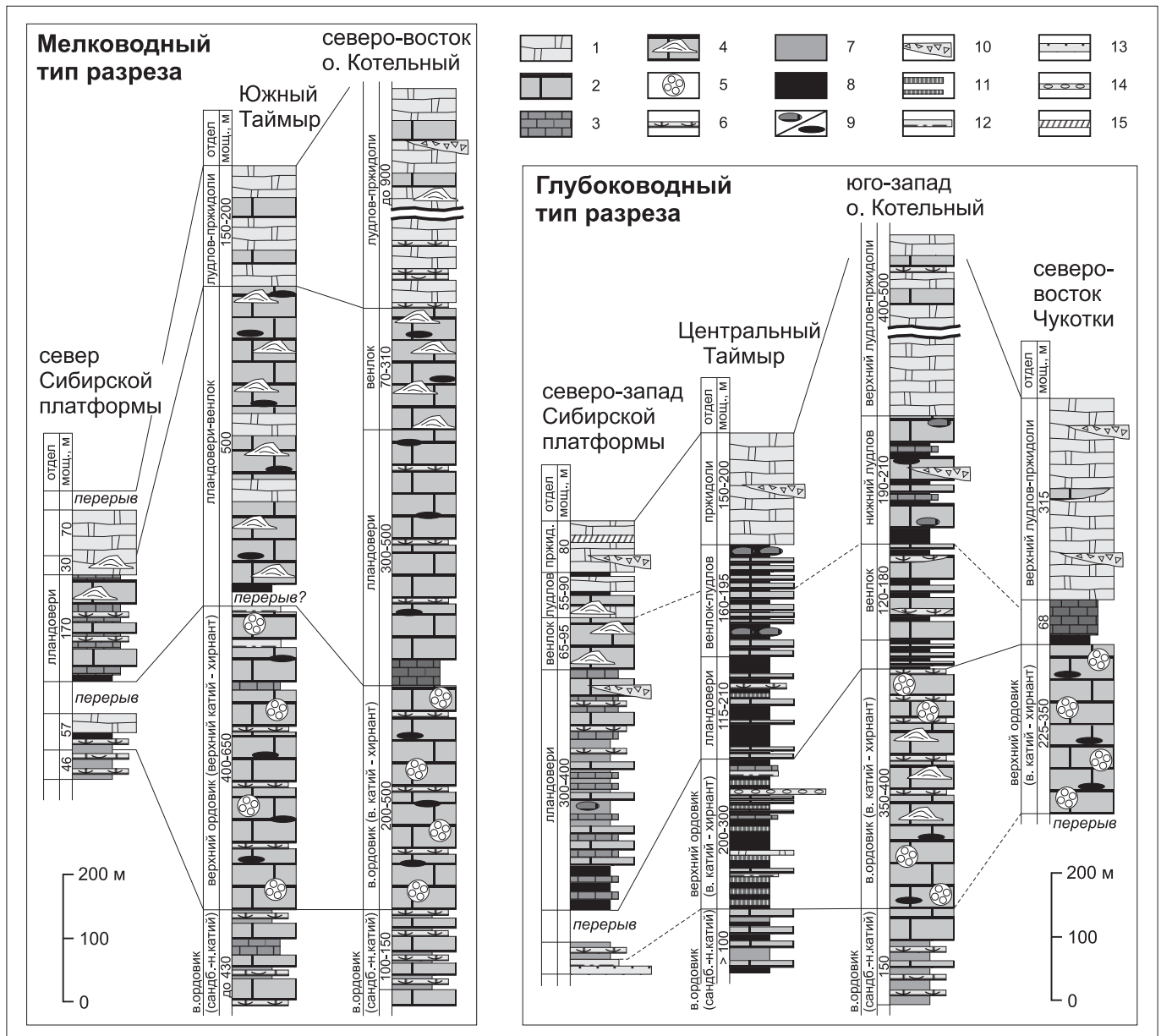


Рис. 4.19. Схема сопоставления разрезов верхнего ордовика–силура в разных регионах Восточной Арктики. Колонки построены по данным (Каныгин и др., 2007; Тесаков и др., 2000; Атлас..., 2003; Соболевская, 2011; Косьюко и др., 1985; Орадовская, Обут, 1977). Выделенные типы разрезов (“глубоководный” и “мелководный”) отражают относительное соотношение глубин в областях осадконакопления. Оба типа, по нашему мнению, отвечают шельфовым обстановкам (исключение может составлять только разрез Центрального Таймыра).

1 – доломиты; 2 – известняки; 3 – глинистые известняки (более темной заливкой показаны плитчатые черные известняки); 4 – строматопоровые и кораллово-строматопоровые известняки, строматолиты; 5 – многочисленные колонии табулят; 6 – органогенные и органогенно-обломочные известняки; 7 – зеленовато-серые и серые аргиллиты; 8 – черные аргиллиты с граптолитами; 9 – карбонатные (а) и кремневые (б) конкреции; 10 – карбонатные брекчии; 11 – прослои кремней; 12 – прослои алевролита; 13 – песчаники; 14 – прослои карбонатного конгломерата; 15 – горизонты ангидрита.

В более северных районах верхний ордовик и низы силура сложены черными граптолитовыми сланцами и темными аргиллитами с прослоями известняков и кремней. Для венлока и лудлова характерно ритмичное переслаивание известняков и сланцев, присутствуют караваяеобразные конкреции глинистых известняков с пиритом. Самые верхи силура (пржидоли) представлены кавернозными коричневато-серыми доломитами (Соболевская, 2011).

Таким образом, как в мелководной, так и в глубоководной фациальных зонах Таймыра наблюдается отчетливый тренд к понижению уровня моря от начала силура к прижидольской

эпохе. Другие эвстатические события, в том числе выраженные колебания уровня моря на границе ордовика и силура, связанные с оледенением Гондваны (Munnecke et al., 2010), в Центрально-Таймырской зоне не фиксируются. Последнее, скорее всего, связано с недостаточной изученностью и плохой обнаженностью этого стратиграфического интервала. В Южно-Таймырской зоне можно предполагать обмеление бассейна в начале силура и последующую трансгрессию. Это подтверждается присутствием в западной части мелководной зоны в нижнем лландовери черных аргиллитов и известняков (Тесаков и др., 2000).

4.3.2. Сибирская платформа

Наиболее северные выходы ордовикских и силурийских отложений на Сибирской платформе более чем на 1200 км удалены от о. Котельный. В северо-восточной части платформы этот интервал выпадает из разреза. Обнаружен он только в Усть-Оленекской скважине. Здесь вскрыта толща мелководных известняков и доломитов мощностью 467 м, датированная по фауне средним ордовиком–лландоверийской эпохой силура. В верхнем ордовике присутствуют также прослои алеврит-глинистых пород. Выше с размывом залегают пермские отложения (Граусман, 1994).

Основное поле развития пород ордовика и силура расположено южнее. Ниже приведена обобщенная характеристика разрезов верхнего ордовика вблизи северной границы их распространения (по Каныгин и др., 2007; Постановление..., 2014). В северо-западной части Сибирской платформы в районе Норильска отложения этого возраста представлены аргиллитами с прослоями органогенных известняков, с песчаниками в основании. В верхней части разреза фауна исчезает, развита пиритизация. Восточнее, на реке Мойеро, в верхнем ордовике распространены глинистые известняки и аргиллиты, также с прослоями органогенных известняков. В верхнем течении р. Котуй (к юго-западу от разреза на р. Мойеро) они надстраиваются темными доломитами и глинистыми доломитами, содержащими пачку граптолитовых сланцев. В восточной части Сибирской платформы (бассейн рек Марха и Моркока) для верхнего ордовика характерны пестроцветные аргиллиты, глинистые известняки и доломиты с обедненным комплексом фауны. В некоторых разрезах присутствуют прослои гипсов и ангидритов, а на крайнем востоке (в нижнем течении р. Вилюй) – горизонты полимиктовых песчаников. Во всех перечисленных районах верхнеордовикские отложения имеют крайне мелководный характер, в некоторых случаях можно предполагать прибрежно-морские и лагунные условия. В западной части платформы намечается эпизод аноксии на уровне середины–конца катийского века, что может быть связано с углублением этой части бассейна. Мощности разрезов измеряются десятками метров, иногда до 120-150 м; на верхнюю часть ордовика повсеместно приходится стратиграфический перерыв, который охватывает часть или весь хирнантский ярус, а в некоторых случаях также часть катия.

Силурийские отложения имеют сходное географическое распространение с ордовикскими (Тесаков и др., 2000; Постановление..., 2014). В этот период в северо-западной части Сибирской платформы существовала область относительно глубоководного карбонатно-глинистого осадконакопления, тогда как на остальной части платформы продолжали отлагаться преимущественно карбонатные осадки открытого мелкого шельфа, сменявшиеся к югу и юго-востоку лагунными (Тесаков и др., 2000). Упомянутыми авторами разработана достаточно сложная схе-

ма фациального районирования силурийских отложений Сибирской платформы. Ниже рассмотрена только северная часть платформы, в пределах которой мы условно выделили «глубоководную» (имея в виду более глубокую часть шельфа; район Норильска) и «мелководную» (среднее течение р. Котуй) зоны для упрощения восприятия. Наибольшую разницу между ними демонстрируют породы лландовери. В глубоководной зоне они имеют существенно большую мощность и более глинистый состав. Наряду с комковатыми и глинистыми известняками, характерными и для более восточных разрезов лландовери, здесь значительную роль играют аргиллиты. Они содержат остатки граптолитов, в низах разреза окрашены в черный цвет. Органогенно-обломочные известняки, распространенные по всей толще нижнего отдела силура в мелководной зоне, на западе присутствуют только в его верхах; там же описаны внутриформационные брекчии. Для разрезов мелководного типа характерно обилие в их верхней части строматопороидей и табулят.

Отложения венлока повсеместно на севере Сибирской платформы представлены известняками и доломитами с кораллово-строматопоровыми постройками, мощность увеличивается в западном направлении. Выше по разрезу снова намечается различие между зонами. На востоке в лудлове–пржидоли преобладают пестроцветные в разной степени глинистые доломиты, верхняя часть разреза попадает в стратиграфический перерыв. Западнее, в глубоководной зоне, одновозрастные породы представлены доломитами и глинистыми доломитами с горизонтами черных аргиллитов, водорослевыми прослоями, телами внутриформационных брекчий; отмечены прослои ангидрита.

В пределах мелководной зоны в юго-восточном направлении (скважина Чириндинская; Постановление..., 2014) к карбонатным породам силура примешивается терригенная составляющая. Здесь на ряде уровней в интервале верхи лландовери–пржидоли в породах присутствует алевритовый материал, прослои карбонатных (?) конгломератов и гравелитов. В верхах разреза отмечены гнезда гипса и ангидрита. По-видимому, этот район располагался ближе к древней суше.

Разрезы обеих фациальных зон в северной части Сибирской платформы демонстрируют общую тенденцию развития бассейна: низкий уровень моря в позднем ордовике и обмеление в конце периода, последующая раннесилурийская трансгрессия, постепенное понижение уровня моря к лудлову–пржидоли. Можно предполагать также кратковременные(?) эвстатические колебания в катийское время, которые привели к некоторому углублению бассейна и формированию пачки граптолитовых сланцев, отмеченной в разрезе верхнего ордовика на р. Котуй.

4.3.3. Чукотка и северная Аляска

Ордовикские и силурийские отложения в пределах Чукотского полуострова распространены на его крайнем северо-востоке в бассейне реки Чегитунь. Они имеют следующий состав (Орадовская, Обут, 1977; Natal'in et al., 1999). Верхний ордовик представлен темно-серыми органогенно-обломочными и рифовыми известняками со стяжениями кремня. Для лландовери–нижнего лудлова характерны более глубоководные породы: плитчатые известняки с граптолитами и черными сланцами в основании. Предполагается, что на нижнюю часть лландовери приходится стратиграфический перерыв. Верхний лудлов и пржидоли представлены светло-

серыми и желтоватыми доломитами без фауны с линзами косослоистых известняков и карбонатных брекчий (см. Рис. 4.19).

В пределах северной Аляски отложения верхнего ордовика и силура представлены преимущественно в мелководных карбонатных фациях. Значительная часть разрезов этих пород (полуостров Сьюард, хребет Брукса) представляет собой отложения кембрийской(?)–среднедевонской Северо-Алякснской карбонатной платформы (Dumoulin et al., 2002, 2014; см. Главу 3). Верхний ордовик и силур сложены разнообразными мелководными известняками с богатой бентосной фауной (общая мощность верхнего ордовика– среднего(?) девона 150-300 м). Для верхов ордовика характерны рифовые известняки с табулятами. Примечательно, что видовой состав табулят аналогичен таковому из одновозрастных отложений Чукотки, описанных выше. Интересно отметить, что на о. Котельный в средней части терютехской свиты (разрез на р. Хос-Терюттях) присутствуют многочисленные брахиоподы *Tcherskidium unicum* (Nikolaev) (Косько и др., 1975). Очень близкий представитель того же рода обнаружен в ашгилле Аляски, а также Северной Гренландии (Blodgett et al., 2002).

Кроме того, одновозрастные последовательности отложений в некоторых частях полуострова Сьюард (террейн Йорк), а также террейна Фаравелл в центральной Аляске, который, как считается, был частью Северо-Алякснской карбонатной платформы (см. Главу 3), сложены относительно глубоководными породами (силицикластическими и карбонатными турбидитами, черными сланцами). Предполагается, что их формирование происходило в прогибах в пределах карбонатной платформы, либо вдоль ее склона (Dumoulin et al., 2014). Первый вариант интерпретации подтверждается тем, что, по крайней мере, в некоторых разрезах (в пределах террейна Фаравелл, Dumoulin et al., 2002) глубоководные «бассейновые» осадки занимают интервал лландовери-венлока, а ниже и выше залегают платформенные карбонаты.

4.3.4. Черты сходства и различия разрезов в рассмотренных регионах

Приведенная выше сводка позволяет выявить основные черты сходства и различия в разрезах верхнего ордовика и силура острова Котельный и других регионов Восточной Арктики (см. Рис. 4.19). Во всех рассмотренных регионах (кроме значительной части северной Аляски, где и в областях с мелководным, и с глубоководным накоплением на протяжении позднего ордовика–силура условия оставались стабильными (Dumoulin et al., 2000)) очевиден единый тренд в развитии бассейна и близкие рубежи смен палеогеографических обстановок: мелководное море в позднем ордовике, раннесилурийская трансгрессия, постепенное падение уровня моря начиная с венлока или второй половины лландовери. Выбивается из этой картины только Центральный Таймыр, где относительно глубоководное осадконакопление началось, по крайней мере, с позднего катия. Дополнительно выявляется обмеление бассейна на рубеже ордовика–силура: в хирнантское время на Сибирской платформе и в начале лландовери в Южно-Таймырской зоне и на Чукотке. На о. Котельный это событие не фиксируется, но не исключено, что дополнительное изучение разрезов позволит его опознать. Кроме того, можно предполагать некоторое повышение уровня моря в конце венлока–лудлове, что фиксируется появлением черных известняков и сланцев в отложениях северо-востока о. Котельный, северо-запада Сибирской платформы и западной части Южно-Таймырской зоны.

Помимо синхронности смен обстановок осадконакопления, сходство наблюдается также в литологическом составе разновозрастных отложений в разных регионах (см. Рис. 4.19). Зеленые аргиллиты с прослоями органогенных известняков и характерными раковинами брахиопод *Mimella panna* Andr. присутствуют в нижней части верхнего ордовика о. Котельный, Южного Таймыра и севера Сибирской платформы. В первых двух регионах, а также на Чукотке и даже Аляске более высокие горизонты ордовика представлены мощной толщей известняков с табулятами и стяжениями кремня. Существенные литологические отличия от других территорий выявлены в разрезах верхнего ордовика востока Сибирской платформы. Слагающие их отложения крайне мелководны, имеют малые мощности, содержат песчаники, доломиты, гипсы. Следующий явный корреляционный уровень – темные битуминозные известняки и граптолитовые сланцы, распространенные в глубоководных разрезах лландовери о. Котельный, Таймыра, Сибирской платформы, Чукотки и в низах лландовери некоторых мелководных разрезов. Аналогичные породы слагают также значительную часть венлока–лудлова в первых трех регионах. Для венлока Сибирской платформы, мелководной фациальной зоны Таймыра и о. Котельный характерны кораллово-строматопоровые известняки. Для верхней части силура свойственно повсеместное распространение практически лишенных фауны доломитов. В отличие от других регионов, на севере Сибирской платформы в них присутствуют прослои ангидритов и гипсов.

В целом, наибольшее сходство литологических фаций и мощностей наблюдается между разрезами верхнего ордовика–силура о. Котельный и Таймыра, принадлежащими мелководному карбонатному типу, и, что интересно, между разрезами Чукотки и участка Туор-Юрях (они почти идентичны). Некоторые палеогеографические и тектонические следствия из проведенного сопоставления рассмотрены ниже.

4.4. Биogeографический анализ фауны

Конодонты

В настоящей работе представлены первые сведения по конодонтам из отложений ордовика и силура на о. Котельный. Ранее предпринятые попытки выделения конодонтов из проб, собранных здесь во время геолого-съёмочных работ в 1970-е годы, показали относительно низкое общее содержание конодонтов в породе. Полученные при этом фрагментарные данные остались неопубликованными (за исключением списка видов из одной точки; см. Соболевская, 1976), а коллекции были утеряны в начале 1990-х годов.

Относительная редкость конодонтов в породе была подтверждена и настоящими исследованиями. Вследствие небольшого количества выделенных экземпляров таксоны, представленные единичными элементами, были определены либо условно, либо в открытой номенклатуре. Более уверенно были идентифицированы только доминантные, наиболее многочисленные в коллекции формы, что, безусловно, несколько снижает достоверность сопоставления фауны Новосибирских островов с другими регионами.

Всего было обнаружено 15 таксонов, большая часть из которых, являясь видами очень широкого географического распространения, присутствует и в конодонтовых сообществах Сибирской платформы. Среди них *Ansella* cf. *robusta*, *Panderodus serratus* Rer., *Phragmodus inflexus*, *Phragmodus undatus* Br. et M., *Panderodus gracilis* (Br. et M.), *Drepanoistodus suberectus*, *Basselodus* cf. *variabilis*, *Yaoxianognathus? tunguskaensis* (Фототаблицы 4-I, 4-II). Распространение вида

Pseudobelodina? repens (Mosk.) ограничивается Сибирской платформой, Северо-Востоком России и Аляской (Dumoulin et al., 2002; Тарабукин, 2006), и лишь единственный таксон *Erraticodon gratus* известен в настоящее время только из отложений верхнего ордовика Сибири. Также к сибирским формам относится *Ozarkodina cf. dolborica*, найденная в образце 894/2, однако определение этого вида достаточно условно, и теперь он известен и из разрезов Северной Аляски (определен как *Plectodina? cf. P.? dolboricus* (Mosk.); Dumoulin et al., 2002).

В силурийской части разреза найдены в основном конодонты космополитного распространения. В образце 890/2 (верхний лландовери–нижний венлок) присутствует вид *Pterospathodus rhodesi*, который первоначально был описан на юго-востоке Аляски, однако позже найден в Гренландии, Австралии и Китае. Вид *Ozarkodina* sp. (cf. *Oz. kozhimica*) в образце 853/3 (венлок?) может указывать на сходство фауны о. Котельный с фауной Северной Земли и Приполярного Урала. Вид *Oz. kozhimica* характерен для верхнелландоверийских–нижневенлокских отложений этих регионов. Остальные силурийские конодонты, которые удалось определить до вида, имеют широкое распространение и известны из Евразии, Австралии и Северной Америки.

В целом, несмотря на высокий уровень космополитизма ордовикских и силурийских конодонтов, на Новосибирских островах обнаружены и регионально эндемичные формы, характерные только для Сибирской платформы. Это позволяет сделать вывод о биогеографическом единстве этих двух рассматриваемых палеобассейнов, а следовательно, и об их палеогеографической близости.

Остракоды

Выделенные из ордовикских отложений острова Котельный остракоды имеют сходство с фауной Сибирской платформы, Таймыра и Северо-Востока России. Бульшая часть обнаруженных видов (*Coelochilina aculeata*, *C. sibirica*, *Reticulochilina dedalea*, *Parajonesites notabilis*, *Jonesites obliquus*, *Euprimitia helenae*, *Grammolomatella valdari*, *Insolitella insolita*, *Hesslandella irinae*) являются характерными для отложений, относящихся к чертовскому и баксанскому горизонтам Сибирской платформы. Они также известны из лабыстахской свиты (эльгенчакский и лачугский горизонты) Северо-Востока России и толмачевской свиты (толмачевский горизонт) п-ва Таймыр и, таким образом, могут свидетельствовать о сандбийско-раннекатийском (карадокском) возрасте пород, включающих остатки этих остракод. Единственный образец из катийских отложений (894/3) содержит мало таксонов, часть из которых определена только до рода, другие – как родственные (*?Halvicekites aff. fissuratus*, *Steusloffina aff. cuneata*). Вид *Halvicekites fissuratus* до сих пор был известен из верхнего ордовика Новой Земли (Schallreuter et al., 2001; Sobolevskaya, 2005). Вид *Steusloffina cuneata* является космополитным (Copeland, 1983; Атлас..., 2003). Вид *Hesslandites ventritumidus* известен из среднеордовикских отложений Северо-Востока России и верхнеордовикских отложений Таймыра (Атлас..., 2003).

Брахиоподы

Комплекс брахиопод, обнаруженных в верхнеордовикских отложениях о. Котельный, почти идентичен таковому Сибирской платформы и Северо-Востока России. Наиболее интересен вид *Mimella panna* Andr., обнаруженный в нижней части видимого разреза малодининг-айанской свиты на обоих изученных участках (обр. 866/1, 1516/1 и 858/1). Этот вид является номи-

нальным для одноименной зоны, охватывающей чертовский горизонт и низы баксанского горизонта мангазейского надгоризонта Сибирской платформы (Ядренкина и др., 2010; Каныгин и др., 2013; Маслова, 2013), хотя его стратиграфическое распространение несколько шире. За пределами Сибирской платформы он известен на Таймыре, Чукотке, хр. Сэттэ-Дабан, Селеняхском кряже и в Омудлевских горах (Атлас..., 2003; Орадовская, 1968, 1977; Розман, 1968). Вид *Strophomena lethea* Nikif., найденный совместно с *Mimella panna* Andr. (обр. 866/1 и 858/1), также встречается в нижнем сандбии на Сибирской платформе, Таймыре и Чукотке (Ядренкина и др., 2010). Вид *Rostricellula transversa* Cooper (обр. 866/1) из малодиринг-айанской свиты распространен также в карадоке Таймыра, Северной Америки, карадоке–ашгилле Сибирской платформы, ашгилле Монголии (Ядренкина и др., 2010).

Брахиоподы из разреза терютехской свиты катийского (ашгиллского) возраста (обр. 859/1, 861/1, 842/1) известны из отложений долборской свиты Сибирской платформы. Это следующие виды: *Glyptorthis insculpta* (Hall), *G. pulchra* Wang., *Hesperorthis pyramidalis* (Twenh.). Вид *Glyptorthis pulchra* найден также в Северной Америке (штат Айова, ярус ричмонд – аналог ашгилла; Каныгин и др., 2007). Интересна находка в обр. 859/1 вида *Sowerbyella (Rugosowerbyella) subcorrugatella* (Reed), установленного в нижнем ашгилле Ирландии (Cocks, Rong Jia-Yu, 2000). Он близок к *Sowerbyella (Rugosowerbyella) sp.*, найденному Р. Коксом и Т.Л. Модзалевской (Cocks, Modzalevskaya, 1997) в слое 4 короткинской свиты Таймыра, относимой к ашгиллскому ярусу.

Граптолиты

Граптолиты, найденные в силурийских отложениях на участках Туор-Юрях и Казарка, в основном представлены таксонами, известными в других местонахождениях в пределах острова Котельный (Koren', Sobolevskaya, 1998; Соболевская, 1976). В составе комплексов не проявлена какая-либо региональная специфика, присутствуют зональные виды и другие формы, имеющие широкое географическое распространение и известные из разновозрастных отложений других регионов мира.

4.5. «Новосибирская карбонатная платформа» как продолжение Сибирской

Название «Новосибирская карбонатная платформа» было предложено в работе (Sengor, Natal'in, 1996) для ранне-среднепалеозойских существенно карбонатных отложений Новосибирских островов. В состав платформы предлагалось также включить северо-восток Чукотки и Северную Аляску, где были описаны сходные разрезы. На о. Котельный нами изучен фрагмент этой структуры, что позволило проследить эволюцию осадконакопления на протяжении ордовика–силура и сопоставить наблюдения с данными по смежным регионам.

Проведенные исследования подтверждают схему фациальной зональности верхнего ордовика и силура, составленную ранее для всей территории о. Котельный (Вольнов, 1975; Косыко, 1977). В позднем ордовике условия осадконакопления были схожи в разных частях острова, что подтверждается почти идентичным строением разрезов на участках Туор-Юрях и Казарка. В этот период формировались мощные толщи относительно мелководных известняков с многочисленными кораллами и с горизонтами аргиллитов и брахиоподовых ракушняков в нижней части. В основании силура практически повсеместно на территории о. Котельный залегают

граптолитовые сланцы и темные глинистые известняки (в северной части этому уровню соответствуют тонкослоистые черные известняки). Такой эпизод черносланцевой седиментации отмечается в разных регионах мира и является отражением глобальной раннесилурийской трансгрессии (Hallam, 2004). Более молодые толщи силура в пределах острова резко фациально изменчивы. Породы лландовери–лудлова на левобережье р. Казарка отвечают переходной зоне от мелководной карбонатной платформы, продолжавшей существовать на северо-востоке острова, к ее склону (либо к локальному прогибу в пределах платформы) с глинисто-карбонатным осадконакоплением (юго-запад острова). К этой глубоководной зоне можно отнести и разрез участка Туор-Юрях, однако здесь, в отличие от более южных и западных районов, аргиллиты распространены только в нижней части рассматриваемого интервала (лландовери–низы венлока), а мощность конденсированного разреза венлока–лудлова в 6-7 раз меньше. В конце силура зональность снова нивелируется и на всей территории в условиях повышенной солености формируются мелководные доломиты, не содержащие ископаемых остатков или с обедненным комплексом фауны.

В разрезах ордовика и силура Южного и Центрального Таймыра также наблюдается фациальный переход от мелководных карбонатных отложений, похожих на разновозрастные породы северо-востока о. Котельный, к более глубоководным глинисто-карбонатным отложениям с граптолитовыми сланцами и битуминозными известняками, но в обратном направлении: с юга на север. Комплексы фауны в этих регионах также близки. Последнее даже в большей степени относится к разрезам Сибирской платформы и о. Котельный, однако здесь наблюдаются литологические различия. Главным образом они выражены в распространении в восточной части Сибирской платформы полимиктовых и кварцевых песчаников и эвапоритов в верхнем ордовике, присутствии ангидритов в верхней части силура. Литологические различия послужили причиной для Дж. Думолин с коллегами (Dumoulin et al., 2002) рассматривать Сибирскую платформу и Новосибирские о-ва как отдельные террейны при межрегиональных корреляциях. Так, эти авторы считают, что Арктическая Аляска не была частью Сибирского континента в первой половине палеозоя, отмечая при этом “интригующее” сходство разрезов Аляски и Новосибирских островов. Более того, многие исследователи (например, Natal'in et al., 1999) принимают как факт «чужеродность» Новосибирских островов по отношению к Сибирской платформе. Мы считаем подобное противопоставление необоснованным, по крайней мере, для рассматриваемого интервала времени. Выявленное сходство верхнеордовикских–силурийских отложений и содержащихся в них фаунистических остатков о. Котельный и Таймыра, а также общие тенденции развития бассейна указывают на то, что, скорее всего, эти территории принадлежали единому континенту. Поскольку Южный и Центральный Таймыр в ордовике и силуре уже были частью Сибири (например, Богданов и др., 1998), то последний вывод можно распространить также и на Сибирскую платформу. Отмеченные выше литологические различия, вероятно, связаны с тем, что современная территория северной части Сибирской платформы располагалась в другой зоне палеобассейна: ближе к древней суше.

Кроме того, некоторые геологи противопоставляют Новосибирские острова и северо-восток Чукотки в раннепалеозойской истории. Например, Р. Кокс и Т. Торсвик (Cocks, Torsvik, 2011) считают, что микроконтинент Арктическая Аляска–Чукотка, независимо существовавший с кем-

брия по ранний девон, не включал в свой состав Новосибирские острова, которые, по их мнению, в палеозое были частью Сибири. Однако явное сходство верхнеордовикских–силурийских разрезов юго-западной фациальной зоны о. Котельный и района р. Чегитунь на Чукотке скорее указывает на то, что слагающие их отложения, скорее всего, формировались в пределах единого шельфового бассейна. По-видимому, то же самое можно сказать и о разрезах Северной Аляски, но для уверенных выводов необходимо детальное сопоставление литологии и фауны.

Таким образом, мы поддерживаем предложение А.М.С. Шенгера и Б.А. Натальина (Sengor, Natal'in, 1996) рассматривать преимущественно карбонатные разрезы раннего–среднего палеозоя Новосибирских островов, северо-востока Чукотки и, возможно, Аляски как фрагменты единой (“Новосибирской”) карбонатной платформы (в широком смысле этого слова; см. Romer, 2001). Но эта платформа не была обособлена, а представляла собой продолжение Сибирской, располагаясь в целом на простирании Южно-Таймырской фациальной зоны. Присутствие смешанной сибирско-лаурентийской конодонтовой фауны на Аляске и практически полное отсутствие лаурентийских форм на Сибирской платформе и Чукотке (Dumoulin et al., 2002) может объясняться гигантской протяженностью предполагаемого морского бассейна (карбонатной платформы) и, соответственно, разными климатическими условиями в различных его частях. При этом территория современной Аляски могла располагаться существенно ближе к Лаврентии, чем сибирская часть палеоконтинента.

ГЛАВА 5. Палеогеография региона Новосибирских островов в кембрии, ордовике и силуре

5.1. Новосибирские острова – часть Сибирского континента в раннем палеозое

В предыдущих главах приведены новые фактические данные и их сопоставление с опубликованными сведениями, указывающие на то, что на протяжении кембрия-силура территория Новосибирских островов являлась частью Сибирского континента, который в то время уже включал в свой состав Южный и Центральный Таймыр. Кратко просуммируем эту информацию.

5.1.1. Кембрий

Кембрийские отложения обнажены только на одном острове архипелага – на о. Беннетта. Они охватывают интервал, как минимум, от верхов атдабанского яруса нижнего кембрия до конца верхнего кембрия и согласно, с постепенным переходом, перекрыты породами ордовика. Кембрийский разрез на о. Беннетта сложен преимущественно терригенными шельфовыми отложениями. Это отличает его от разновозрастных разрезов северо-востока Сибирской платформы и востока Таймыра, где преобладают известняки. Однако границы четырех литологических толщ, выделенных на о. Беннетта, близки по возрасту границам четырех свит в разрезе Хараулахских гор, что указывает на приблизительную синхонность смен обстановок осадконакопления на этих территориях. Кроме того, в обоих районах наблюдаются схожие уровни. Первый из них маркирует эпизод черносланцевой седиментации в конце амгинского века (более кратковременный на о. Беннетта), второй – последующее накопление пестроцветной глинисто-карбонатной толщи в майском веке. В обоих разрезах она имеет почти идентичное строение, с той разницей, что на о. Беннетта толща более глинистая, а на северо-востоке Сибирской платформы – более карбонатная. Третий схожий интервал разреза – верхний кембрий. В это время в обоих регионах накапливались относительно глубоководные отложения: на о. Беннетта – черные сланцы с отдельными прослоями и конкрециями известняка, а также с прослоями алевролитов (обычно маломощными); в Хараулахе – преимущественно темные тонкослоистые известняки и мощные интервалы ритмичного переслаивания черных сланцев и известняков.

Таким образом, средне-верхнекембрийские отрезки рассмотренных разрезов (по крайней мере, со второй половины амгинского яруса) демонстрируют явные аналогии. Схожая ситуация наблюдается и в отложениях восточного Таймыра. Амгинский ярус сложен переслаиванием черных сланцев и темно-серых известняков; в разрезе майского яруса присутствуют пестроцветные известняки с ритмичными прослоями глинистых разновидностей; верхний кем-

брий представлен черными сланцами с послоями и конкрециями известняков. Более низкие горизонты кембрийского разреза острова Беннетта литологически существенно отличаются от таковых севера Сибири и Таймыра. Однако комплексы трилобитов нижнего кембрия, найденные в беннетинском разрезе, содержат в основном таксоны, которые обитали в пределах Сибирского палеобассейна и не характерны для других регионов. То же самое можно сказать и про трилобитов среднего кембрия. Для фауны верхнего отдела системы, обнаруженной в разрезе о. Беннетта, в целом характерно широкое географическое распространение. Но, тем не менее, на видовом уровне трилобиты представлены сибирскими формами. Приведенные данные указывают на то, что на всем протяжении кембрия территории северо-востока Сибирской платформы, Центрального Таймыра и острова Беннетта развивались в пределах единого морского бассейна.

5.1.2. Ордовик-силур

Породы ранне-среднеордовикского возраста известны как на о. Беннетта, так и на о. Котельный. В первом случае они представлены последовательно сменяющимися друг друга черными сланцами, карбонатными турбидитами и силицикластическими турбидитами (снизу вверх по разрезу). Стратиграфический диапазон их распространения охватывает весь ранний ордовик и часть среднего (дапин и нижнюю часть дарривила). Более высокие горизонты палеозойского разреза не обнажены. Эти отложения можно параллелизовать с разрезами Центрально-Таймырской зоны: в обоих районах они представлены в глубоководных фациях. Явное литологическое сходство наблюдается в самых низах ордовика (черносланцевый интервал). В осадках грустнинской свиты Центральной зоны Таймыра задокументированы фации, неотличимые от пород софийской свиты о. Беннетта (см. Рис. 3.49). Выше по разрезу на о. Беннетта залегают карбонатные турбидиты, тогда как на Центральном Таймыре в конце раннего-среднем ордовике преимущественно продолжалось черносланцевое осадконакопление. Породы описаны в литературе как черные сланцы и алевролиты с отдельными прослоями известняка. Однако в отложениях нижней части весенинской толщи (флю) они, похоже, также представлены ритмичным переслаиванием, подобным породам софийской свиты (см. Рис. 3.50).

На острове Котельный ниже-среднеордовикский интервал, соответствующий по возрасту видимому разрезу о. Беннетта, представлен разнообразными более или менее мелководными известняками и доломитами, накопившимися в пределах карбонатной платформы. В аналогичной обстановке образовались также породы верхнего ордовика и силура, однако в первой половине силура в юго-западной и центральной части острова Котельный присутствуют более глубоководные фации (разрез содержит, в частности, черные сланцы и карбонатные брекчии). Эти фации вероятно маркируют прогиб внутри платформы, т.к. в конце силура условия накопления в пределах всего острова нивелировались и снова стали мелководными. Ордовикские-силурийские разрезы северо-востока о. Котельный по литологическому составу и фауне очень близки таковым Южно-Таймырской зоны и, очевидно, формировались в едином Сибирском палеобассейне. Аналогии прослеживаются и с одновозрастными породами северной части Сибирской платформы, хотя на ряде интервалов ордовикско-силурийской истории в ее пределах условия осадконакопления отличались крайней мелководностью, существованием лагунных условий. Что не удивительно, поскольку эта территория примыкала к древней суше.

Таким образом, в ордовике-силуре на территории Сибирской платформы, Южного Таймыра и о. Котельный существовала единая обширная карбонатная платформа. По мнению автора, она продолжалась далеко на северо-восток (в современных координатах), а глубоководные отложения нижнего-среднего ордовика, обнаженные на о. Беннетта, маркируют прогиб в ее пределах, продолжавшийся на Центральный Таймыр. На это указывают следующие факты: (1) отложения ордовика на о. Беннетта генетически связаны с подстилающими породами кембрия, которые сформировались в Сибирском палеобассейне; (2) источник силикатной кластики для ордовикских турбидитов был унаследован с раннего кембрия; (3) турбидиты, даже силицикластические, содержат большое количество карбонатной кластики, которая вероятнее всего поступала с окружающего мелкого шельфа (карбонатной платформы). Литологические различия в отложениях флю-дарривила Центрального Таймыра и о. Беннетта связаны, вероятно, с относительной близостью последнего к суше, поставившей силикатную кластику. Как уже указывалось выше (см. Глава 3), нельзя исключать, что прогиб мог позже трансформироваться в океанический бассейн, однако какие-либо признаки такой трансформации отсутствуют.

5.2. Палеогеография кембрия

Считается, что на протяжении кембрия Сибирский континент находился в южном полушарии близко к экватору, в перевернутом относительно современного положении, и был практически полностью покрыт мелководным морем (Cocks, Torsvik, 2007), причем максимум трансгрессии приходится на раннюю-среднюю эпохи (Парфенов и др., 2003). В целом, южная – юго-западная половина Сибирской платформы в кембрии представляла собой крайне мелководный бассейн, где накапливались карбонатные породы и эвапориты. Эта область в разные этапы кембрийской истории отвечала внутреннему шельфу, лагуне, себхе; ее части периодически осушались. Именно эту территорию принято относить к карбонатной платформе, которая была отделена полосой барьерных рифов или баров от открыто-шельфовых и, в некоторые периоды, «бассейновых» глинисто-карбонатных отложений, накапливавшихся в восточной, северо-восточной и северо-западной частях Сибирской платформы (Постановления..., 2016). Считается, что такой фациальный переход указывает на приближение к Таймырской и Верхоянской пассивным окраинам континента (Парфенов и др., 2003; Nokleberg, 2010). Однако нельзя забывать, что в раннем палеозое существовали совершенно иные палеогеографические обстановки, чем в настоящее время, и, в частности, были распространены так называемые эпиконтинентальные платформы (epeiric platforms). Они представляли собой гигантские (тысячи километров в поперечнике, Romar, 2001) мелководные моря, покрывающие стабильные кратоны (Flügel, 2010). Собственно, такая обстановка и существовала на Сибирской платформе. Поэтому нужно представлять, что в контексте раннепалеозойской истории пассивная окраина могла выглядеть не совсем так, как сейчас: расстояние от области, где зафиксирована смена отложений «внутреннего шельфа» «открыто-шельфовыми» до континентального склона могло составлять тысячи километров.

Если рассматривать кембрийскую палеогеографию Сибирской платформы детальнее, то становится понятно, что она более сложна (Постановления..., 2016). Южная ее половина действительно представляла собой на протяжении всего периода (полу) закрытый бассейн с ма-

лыми глубинами, низкой гидродинамикой и зачастую ненормальной соленостью. На крайнем северо-западе (район Норильска) и северо-востоке формировались нормально-морские породы. Однако интерпретация этих областей как глубоководных, что отражено в цитируемой публикации для среднего-позднего кембрия (на фациальных профилях показаны глубины в сотни метров), представляется сомнительной (см. ниже), о чем можно судить даже по приведенной этими авторами краткой характеристике разрезов. Интересно, что кроме основной, южной, карбонатной платформы (она названа Иркутско-Олекминской, Постановления..., 2016), выделяются отдельные более мелкие «карбонатные платформы» и банки в северной части рассматриваемой территории (см. Рис. 5.1А), также ограниченные рифами или отмелями. Их конфигурация меняется с течением времени. Наиболее северная задокументированная полоса рифов расположена на крайнем СВВ Сибирской платформы, в нижнем течении современных рек Оленек и Лена, и протягивается на юго-запад в среднее течение р. Анабар. Наилучшим образом рифовые известняки и доломиты обнажены в Булкурской антиклинали хребта Туора-Сис в низовьях Лены (см. Главу 2), где они имеют стратиграфическое распространение от нижнего до верхнего кембрия. Южнее, в Чекуровской антиклинали, они на коротком расстоянии латерально сменяются открыто-морскими известняками и глинистыми известняками. В наиболее северной части Булкурской антиклинали одновозрастные отложения, напротив, представлены в зарифовых фациях (Гогина, Леонов, 1983).

Таким образом, очевидно, что переход в кембрии от «внутреннего шельфа» на юге Сибирской платформы к открыто-морским отложениям «пассивной окраины» в ее северной части не столь однозначен. К северу от вышеозначенной полосы Анабаро-Нижнеленских рифов, как и на юге Сибири, существовала мелководная карбонатная платформа, которая временами могла соединиться с Иркутско-Олекминской. По-видимому, она занимала часть современного шельфа моря Лаптевых, но как далеко она распространялась на север и северо-восток, мы не знаем.

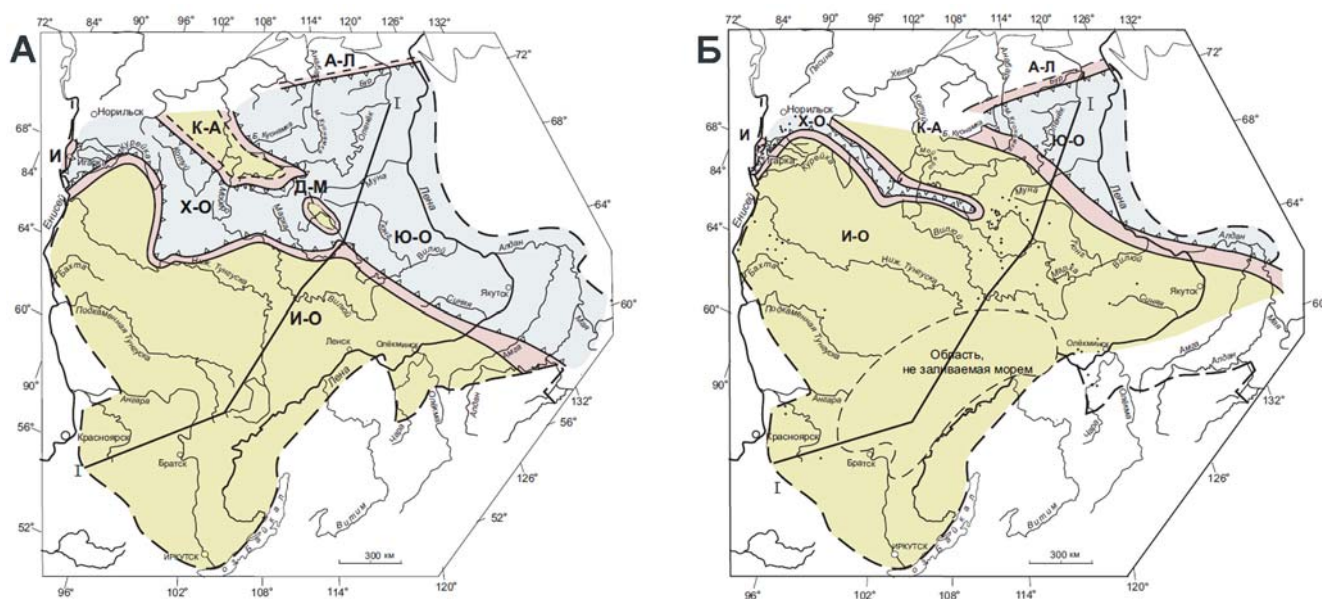


Рис. 5.1. Фациально-палеогеографические схемы кембрия Сибирской платформы: А – томмотский-атдабанский века раннего кембрия, Б – поздний кембрий. Иллюстрация взята из (Проект региональной..., 2012). Желтым цветом показаны карбонатные платформы и банки, розовым – отмели и рифы на краю платформ, серым – открытые бассейны. Буквами обозначены: открытые бассейны (Ю-О – Юдомо-Оленекский, Х-О – Хантайско-Оленекский); карбонатные платформы и банки (И-О – Иркутско-Олекминская, К-А – Котуйско-Анабарская, А-Л – Анабаро-Ленская, И – Игарская, Д-М – Далдыно-Мархинская).

В цитируемой выше работе (Постановления..., 2016) к карбонатным платформам отнесены только области лагун, приливно-отливных равнин и частично закрытого мелкого шельфа, а также окаймляющие их зоны рифов, отмелей и баров (выше в данной главе был применен тот же подход). Прочие зоны бассейна рассматриваются отдельно как открытый шельф или открытый бассейн, для последнего подразумеваются более или менее глубоководные обстановки. Однако автор считает, что к оценке глубин следует подходить с осторожностью: даже эпизоды черносланцевой седиментации или накопления турбидитов совершенно не обязательно указывают на большие глубины.

Нам представляется, что в контексте раннепалеозойской географии Сибири лучше рассматривать термин «карбонатная платформа» в более широком смысле (см. Romar, 2001). Мы понимаем под ним любую более или менее долгоживущую шельфовую обстановку с преимущественно карбонатным осадконакоплением, которая может характеризоваться различным морфологическим профилем (от моноклиналильного рампа до шельфа, окаймленного барьерным рифом), а также обстановку изолированных платформ (отдельных поднятий морского дна, не соединенных с сушей). При таком подходе распределение мелководных и более глубоководных фаций на территории Сибирской платформы отвечает распределению более и менее прогнутых участков дна в пределах единой обширной карбонатной платформы (эпиконтинентального моря). Именно такое, широкое, понимание термина «карбонатная платформа» отражено на палеогеографических схемах, составленных автором (Рис. 5.2, 5.3, 5.5). На них в состав карбонатной платформы не включены только зоны, в которых накапливались значительные по мощности пакки черных сланцев и/или турбидитов (как карбонатных, так и силицикластических), а также области мелкого шельфа с терригенной седиментацией. На схемах показана па-

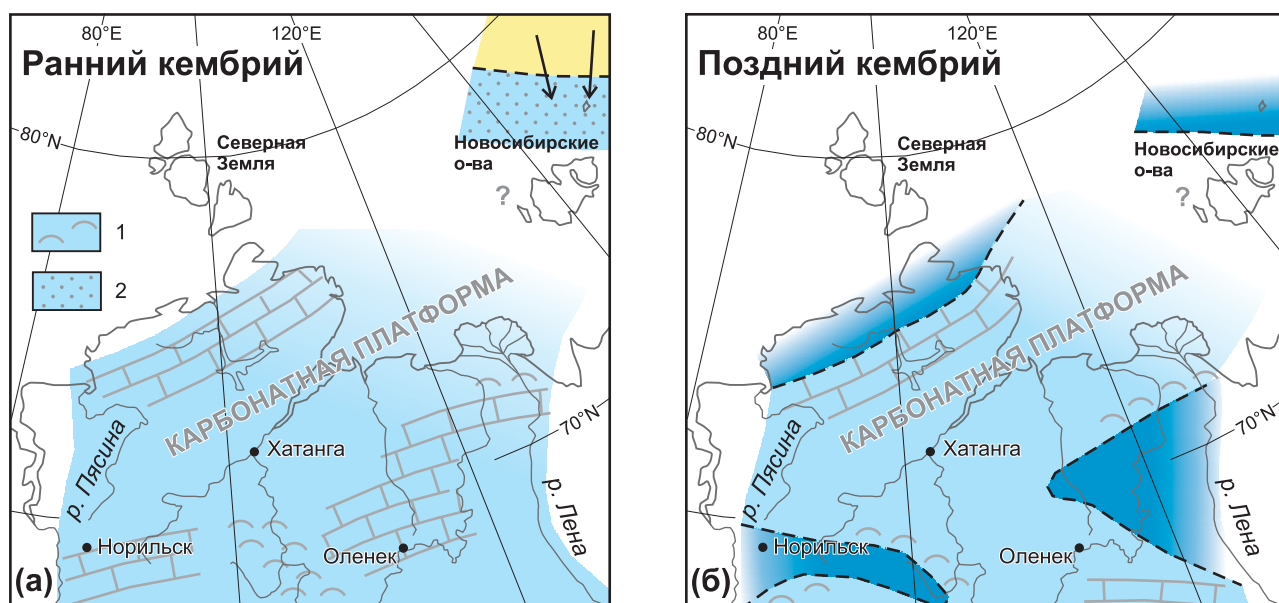


Рис. 5.2. Палеогеографические схемы на ранний (а) и поздний (б) кембрий. Голубым цветом показаны области более или менее мелкого шельфа, синим – относительно глубоководные прогибы в пределах шельфа с карбонатно-глинистым или турбидитовым осадконакоплением, желтым – суша. Расстояние от территории о. Беннетта до суши показано вне масштаба (как и на Рис. 5.3): предположительно, суша располагалась дальше, что отражено на фациальных профилях (Рис. 5.4). При построении схем использованы данные (Соболевская, Кабаньков, 2014; Постановления..., 2016). 1 – рифовые постройки, 2 – терригенная зона мелкого шельфа. Стрелками показано направление сноса.

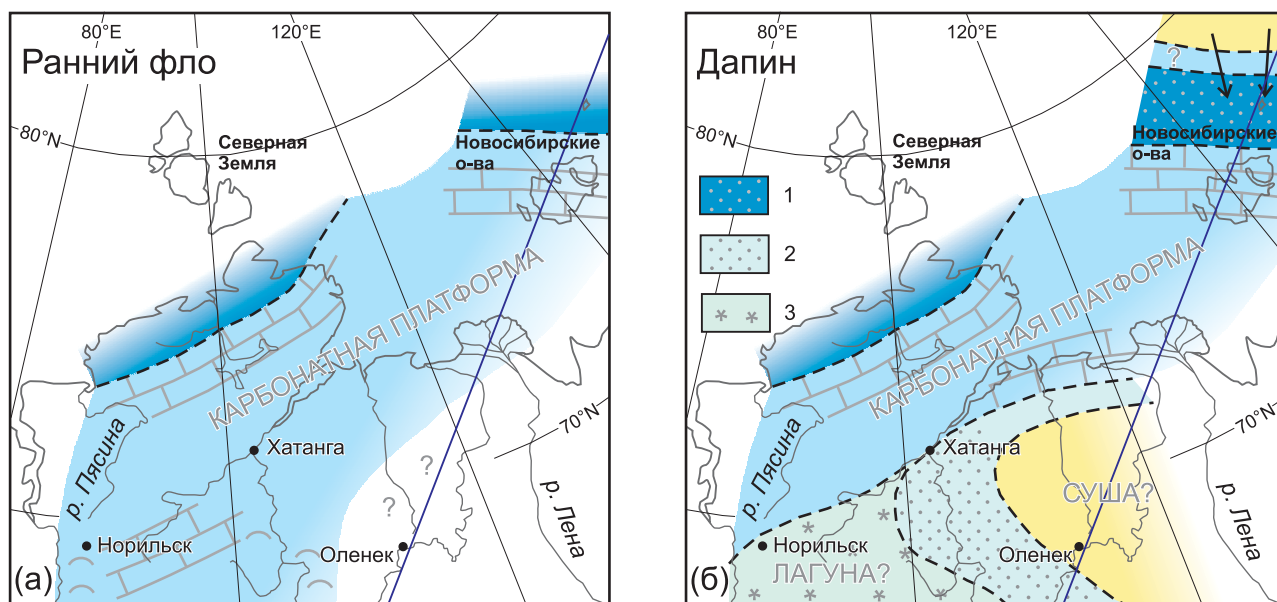


Рис. 5.3. Палеогеографические схемы на ранний ордовик (ранний флю, а) и средний ордовик (дагин, б). Стрелками показано направление транспорта силикатной кластики. При построении схем использованы данные (Каныгин и др., 2007; Соболевская, 2011).

1 – турбидитовый прогиб, 2 – прибрежно-морская зона с терригенным осадконакоплением, 3 – лагуна? с красновцветами и эвапоритами. Прочие пояснения см. на Рис. 5.2.

леогеография региона, охватывающего северную часть Сибирской платформы, Южный и Центральный Таймыр, шельф моря Лаптевых и Новосибирские острова.

В раннем кембрии (Рис. 5.2а) вся рассматриваемая территория представляла собой мелководный морской бассейн (эпиконтинентальное море), южная и центральная часть которого развивалась в качестве слабо дифференцированной по глубинам карбонатной платформы, а северо-восточная (район о. Беннетта) примыкала к суше и характеризовалась терригенным осадконакоплением. В пределах карбонатной платформы обособлялись приподнятые участки (банки), одна из которых была расположена в районе современной дельты р. Лена и занимала, вероятно, южную часть территории шельфа моря Лаптевых; вторая банка реконструирована в области среднего течения р. Котуй и верховьев р. Оленек (Постановления..., 2016). Возможно, они соединялись между собой. Терригенный характер нижнекембрийского разреза о. Беннетта обусловлен близостью о. Беннетта к суше, расположенной северо-восточнее, поставившей силикатную кластику в бассейн. Как Центральный Таймыр, так и значительная часть Сибирской платформы располагались на значительном удалении от берега и не испытали привноса силикатной кластики. Упомянутую сушу можно рассматривать как противоположный берег раннекембрийского моря (противоположный относительно поднятий, расположенных в это время вдоль западной и южной периферии Сибирской платформы). В томмотском(?) и атдабанском веках территория о. Беннетта представляла собой мелководную зону терригенного шельфа, подвергавшегося воздействию штормов. В конце раннего кембрия поступление песчаного материала в бассейн сократилось, что, возможно, связано с пенеппенизацией питающей провинции, и на протяжении тойонского–амгинского веков накопилась толща преимущественно глинистых осадков. Ее формирование происходило также на небольшой глубине.

В амгинском веке в разных частях территории, включая Таймыр и относительно погруженные участки на Сибирской платформе, проявился эпизод трансгрессии, что привело к формированию карбонатно-черносланцевых пачек. На о. Беннетта это событие также проявлено, но

является кратковременным и приурочено к концу амгинского века. Позже, на протяжении майского века среднего кембрия, практически повсеместно на рассматриваемой территории отлагались пестроцветные глинисто-карбонатные осадки. В разрезах о. Беннетта и Чекуровской антиклинали они содержат силикатную примесь; присутствие алевролитов отмечено и в некоторых других районах (Постановления..., 2016). По-видимому, в это время глубины сибирского палеобассейна нивелировались и произошло более широкое, чем раньше, развитие рифовых построек, разделивших территорию на систему замкнутых (полузамкнутых) бассейнов лагунного типа.

С конца майского века в северной части рассматриваемой территории (о. Беннетта, Центральный Таймыр) началось углубление бассейна, развитие анокии, что привело к формированию черносланцевых толщ (Рис. 5.26). И хотя поздний кембрий считается временем начала регрессии на Сибирской платформе (Парфенов и др., 2003), что выразилось в смещении границы мелководной зоны внутреннего шельфа («Иркутско-Олекминской карбонатной платформы») к северу и осушении значительной ее части (Постановления..., 2016; см. Рис. 5.1Б), в погруженных зонах в конце кембрия стали формироваться также более глубоководные отложения. Причины дифференциации рельефа, выразившейся в появлении участков относительного воздымания и опускания, остаются неизвестными. Верхнекембрийские отложения северо-западной части Сибирской платформы в нижней части содержат породы, интерпретированные как отложения мутьевых потоков и подводных оползней (Варламов, 2011). Они постепенно сменяются вверх по разрезу лагунно-шельфовыми фациями, что указывает, по мнению А.И.Варламова, на проградацию склона карбонатной платформы в северном направлении. Это отчасти подтверждает идею о начале регрессии. Верхнекембрийские отложения Хараулахских гор (огоньорская свита) также некоторыми авторами интерпретированы как глубоководные склоновые (outer fan to basin transition, Lazarenko et al., 2011, стр. 10; см. фациальные профили в работе Постановления..., 2016), содержащие турбидиты и черные сланцы. Однако литологи-

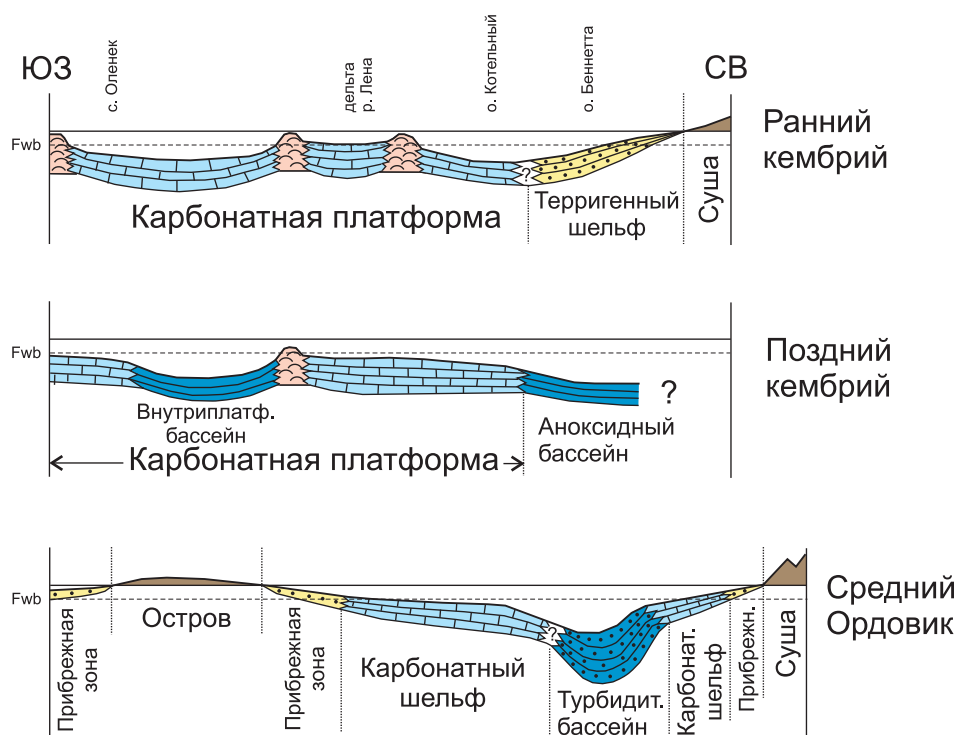


Рис. 5.4. Гипотетические фациальные профили через северо-восток Сибирской платформы и Новосибирские острова для трех возрастных срезов: ранний кембрий, поздний кембрий, средний ордовик. Линия, по которой построены профили, показана на палеогеографических схемах (Рис. 5.2, 5.3). Розовым цветом показаны рифовые постройки. Fwb - глубина воздействия обычных волн.

ческие колонки из первой цитируемой работы, сведения об обилии трилобитов на разных уровнях разреза – во второй (а также, например, в статье (Виноградов, 1962)), наличие в разрезе карбонатных пород со штормовыми текстурами (А.В. Прокопьев, письменное сообщение) и органогенных известняков (Коровников, 2014) заставляют усомниться в такой интерпретации. Вероятнее всего, в некоторые периоды позднего кембрия в прогибах на Сибирской платформе действительно формировались склоновые отложения, но это не был склон бассейна с километровой глубиной (как показано в работе: Постановления..., 2016), но склон мелководной банки, ограниченной рифами. Глубины таких прогибов могли составлять десятки метров, может быть, несколько более. Похожая ситуация, возможно, существовала и в «переходной» фациальной зоне Таймыра (см. Главу 2). Черносланцевые толщи Центрального Таймыра и о. Беннетта, по-видимому, отвечали несколько другой обстановке (Рис. 5.4). В этой части сибирского бассейна в позднем кембрии заложилась новая зона, продолжавшая существовать и развиваться в ордовике и, по крайней мере на Таймыре, в силуре. Судя по разрезам Центрального Таймыра, компенсация этого долгоживущего прогиба произошла в конце силура. На это указывает толща мелководных доломитов пржидольского возраста, венчающая разрез силура, которая аналогична разновозрастным толщам севера Сибири и о. Котельный

5.3. Палеогеография ордовика-силура

В начале ордовика (Рис. 5.3а, 5.4) большая часть рассматриваемой территории была покрыта мелководным морем, в котором накапливались известняки, глинистые известняки и доломиты (северо-запад и север Сибирской платформы, Южный Таймыр, о. Котельный). Прогибы внутри этой платформы, зафиксированные в отложениях верхнего кембрия в северо-западной и северо-восточной частях Сибирской платформы, были снивелированы. Достоверные данные об этом есть по первому району; на северо-востоке породы ордовика отсутствуют, однако общая фациальная зональность (Каныгин и др., 2007) подтверждает такое предположение. На обширном пространстве карбонатной платформы в течение раннего ордовика на некоторых участках формировались рифовые образования, возникали лагунные обстановки. В северной части территории (Центральный Таймыр и о. Беннетта) условия оставались такими же, как и в позднем кембрии: здесь накапливались преимущественно черные сланцы. Позже этот прогиб продолжал углубляться (по крайней мере, в восточной части), что привело к формированию мощной толщи турбидитов на территории о. Беннетта в конце раннего - среднем ордовике – сначала карбонатных, затем (дапин-ранний дарривил) преимущественно силицикластических. В это время намечается северо-восточный борт трога (Рис. 5.3б, 5.4), на что указывает направление сноса, зафиксированное в директивных седиментационных текстурах турбидитов. Мощный привнос силикатной кластики по-видимому связан с формированием орогена в пределах питающей провинции. Карбонатная кластика, содержащая многочисленные обломки фауны, поступала с мелкого карбонатного шельфа, который, вероятно, окаймлял прогиб как с юга, так и с севера (между трогом и расположенной далее к северу – северо-востоку суши). На территории Центрально-Таймырской зоны в рассматриваемый период времени характер осадконакопления изменился незначительно: кроме черных сланцев в разрезе фло-дарривила существенную роль стали играть темные алевролиты, а также глинистые известняки. По крайней

мере, в некоторых разрезах они образуют ритмичное переслаивание, которое мало отличается от карбонатных турбидитов о. Беннетта. Песчаники в составе ордовикских отложений Центрально-Таймырской зоны не описаны.

В географии карбонатной платформы в конце раннего – начале среднего ордовика также наметились изменения (Рис. 5.3б): на северо-востоке Сибири (верхнее течение р. Анабар, среднее течение р. Оленек) сформировалась суша, по-видимому, представлявшая собой остров. Это поднятие было оконтурено с запада (а, возможно, и с севера) полосой крайне мелководного шельфа, где формировались прибрежно-морские кварцевые песчаники; на северо-западе Сибирской платформы в этот период происходило накопление пестроцветных лагунных отложений, содержащих эвапориты и силикатную кластику. Последняя также присутствует в одновозрастных доломитах и известняках острова Котельный; в мелководной (южной) зоне Таймыра, помимо наличия зерен кварца и полевых шпатов в карбонатных породах, наблюдаются прослой кварцевых алевролитов (Соболевская, 2011). Увеличение поступления силикатного песчаного и алевритового материала в бассейн может быть связано с общей регрессией и гумидизацией климата (Каныгин и др., 2007).

Рассмотрение более позднего этапа палеозойской истории региона не включает в себя район о. Беннетта, поскольку отложения моложе раннего дарривила на острове не обнажены. Палеофациальные обстановки конца среднего-позднего ордовика были схожи с таковыми в начале периода, став, судя по всему, еще более мелководными в большей части региона. Стабильная карбонатная платформа продолжала свое существование на всей рассматриваемой территории, за исключением Центрального Таймыра, где, как и ранее, отлагались граптолитовые сланцы и темноцветные алевролиты, содержащие в верхней части кремнистые и карбонатные прослой. Северо-восток Сибирской платформы оставался приподнят над уровнем моря, однако по-видимому эта область отвечала крайне низменной суше. Район острова Котельный и Южного Таймыра представлял собой более отдаленную от берега зону карбонатной платформы, где происходило накопление открыто-шельфовых пород. Стратиграфический перерыв в верхней части ордовика, зафиксированный в разрезах Сибирской платформы, здесь не отразился.

В целом, схожая фациальная зональность сохранялась и в силуре, однако в его первой половине случилась трансгрессия, приведшая к погружению северо-западной части Сибирской платформы и юго-запада о. Котельный (Рис. 5.5) и к формированию в этих районах относительно более глубоководных отложений, содержащих черные сланцы с граптолитами, битуминозные темные известняки и карбонатные брекчии. Раннесилурийская трансгрессия считается глобальным явлением (Hallam, 2004) и отразилась также в мелководных разрезах, где в низах лландовери залегает пачка черных сланцев. С венлока или второй половины лландовери началось постепенное падение уровня моря, и в конце силура повсеместно на рассматриваемой территории формировались практически лишенные фауны доломиты.

5.4. Как далеко мог распространяться сибирский шельфовый бассейн?

Раннепалеозойская эпиконтинентальная карбонатная платформа, реконструированная на обширной территории Сибири, Таймыра и Новосибирских островов, имела тесную связь или даже соединялась с Северо-Аляскинской платформой (включая в ее состав северо-восток Чу-



Рис. 5.5. Палеогеографическая схема на ранний силур (ранний-средний лландовери). При построении схем использованы данные (Тесаков и др., 2000; Постановление..., 2014). Условные обозначения см. на Рис. 5.2.

котки). Явное сходство литологических фаций ордовика и силура и определенная общность фауны является тому подтверждением. Присутствие смешанной сибирско-лаврентийской конодонтовой фауны на Аляске и практически полное отсутствие лаврентийских форм на Сибирской платформе и Чукотке (Dumoulin et al., 2002), как уже упоминалось, может объясняться гигантской протяженностью шельфового бассейна и, соответственно, разными климатическими условиями в различных его частях. Интересно, что кроме сходства карбонатных разрезов северной Аляски и Новосибирских островов, на обеих территориях намечаются аналогии в стратиграфическом распределении более глубоководных фаций, включающих граптолитовые сланцы и турбидиты. Накопление, по крайней мере, части таких отложений объясняется на Аляске формированием внутриплатформенных бассейнов в пределах карбонатного шельфа в раннем-среднем ордовике и силуре (Dumoulin et al., 2014). Аналогичную природу, вероятно, имели позднекембрийский-среднердовикский прогиб, задокументированный на о. Беннетта, и ранне-среднесилурийский прогиб на о. Котельный. Автор предполагает, что заложение беннеттинского прогиба могло быть связано с ранне-среднеордовикским рифтогенезом, проявленным на Аляске, где его связывают с раскрытием Уральского океана (Till et al., 2014b, см. главу 3). Сланцево-турбидитовая последовательность острова Беннетта не может рассматриваться, как пассивная окраина Сибири, поскольку снос обломочного материала происходил с противоположной стороны. Она также не может маркировать приокеаническую окраину какого-то иного континента, так как по крайней мере на протяжении кембрия территория о. Беннетта определенно принадлежала Сибирскому палеоконтиненту, как показано выше. Реконструировав сушу, располагавшуюся в раннем палеозоя северо-восточнее (в современных координатах) о. Беннетта, мы обязаны задаться с вопросом о том, какому палеоконтиненту или микроконтиненту принадлежала эта суша.

5.5. Какой континент располагался северо-восточнее (современные координаты) острова Беннетта в раннем палеозое?

На предложенных реконструкциях (Рис. 5.2, 5.3 и 5.4) к северо-востоку от о. Беннетта располагалась суша, которая в кембрии и ордовике поставляла силикатную кластику в морской бассейн, располагавшийся на месте этого острова. Мы предполагаем, что к северо-восточной окраине Сибирской палеоплатформы в это время примыкал какой-то иной континент или микроконтинент. Обсуждение тектонической природы этого террейна не входит в задачи диссертации, так как материал по этому вопросу полностью не обработан. Но поскольку у читателя вполне может возникнуть этот очевидный вопрос, автор считает необходимым привести хотя бы предварительные сведения.

О тектонической природе континентального блока, располагавшегося северо-восточнее о. Беннетта мы можем судить только по составу кластики, поступавшей в беннеттинский бассейн. Детритовые цирконы из нижнекембрийских (продатировано два образца) и среднеордовикских (также два образца) песчаников острова Беннетта демонстрируют сходное распределение возрастов, которое полностью отрицает возможность сибирского происхождения этого террейна. Наиболее выраженная популяция представлена «тиманскими» возрастными 540-610 млн. лет; почти все остальные цирконы довольно равномерно распределены вдоль интервала 900-2100 млн. лет (Кузьмичев, Данукалова, Хориган, неопубликованные данные). Указанный палео-мезопротерозойский интервал считается типичным для Балтийского щита (Miller et al., 2010), маркируя Свеконорвежские (Bingen et al., 2011) и частично Свекофенские (Lahtinen et al., 2002) источники.

Аналогичное распределение возрастов детритовых цирконов получено для позднепротерозойских-нижнепалеозойских пород севера Таймыра, Северной Земли и Новой Земли (Lorenz et al., 2008, 2013; Pease and Scott, 2009; Качурина и др., 2012). Цитируемые авторы интерпретируют эти данные как доказательство того, что во время Тиманской орогении Кара и Баренция вошли в состав Балтики, откуда и получали кластику. Аналогичный вывод сделан недавно и при интерпретации беннеттинских образцов (Ershova et al., 2015). Примечательно, что сходное распределение возрастов имеют детритовые цирконы из нижнепалеозойских отложений северо-западной Аляски (Amato et al., 2009; Till et al., 2014a), что, совместно с другими данными, привело Э. Тилл с коллегами к выводу, согласно которому террейн Арктическая Аляска-Чукотка мог иметь балтийское происхождение (Till et al., 2014b). Таким образом, распределение возрастов детритовых цирконов заставляет предполагать, что источники кластики для нижнепалеозойских отложений о. Беннетта могли располагаться в пределах Балтики или в пределах предполагаемого продолжения Тиманских и Свеконорвежских структур на современные шельфы Баренцева и Карского морей (см. Lorenz et al., 2012). Мы считаем, что это утверждение не противоречит сделанному выше выводу о том, что о. Беннетта при этом входил в состав Сибирского палеоконтинента и располагался на продолжении Центрально-Таймырской зоны.

Традиционно считается, что в раннем и среднем палеозое к северо-западу от Центрального Таймыра существовал океан (Верниковский, 1996; Lavver et al., 2011; Nikishin et al., 2015 и многие другие). Фациальная зональность верхнекембрийских-среднесилурийских пород на Таймыре действительно указывает на углубление бассейна к северо-западу, для большей части кембрия таких данных нет. В конце силура (пржидоли) глубоководная последовательность вен-

чается мелководными доломитами, что может объясняться проградацией склона в северном направлении, но может и свидетельствовать о компенсации прогиба – если предполагать, как это делает автор, что Центрально-Таймырская зона маркирует прогиб внутри платформы. В Главе 3 была упомянута малопопулярная точка зрения о том, что Карский террейн (структуры Северного Таймыра и Северной Земли) в венде – раннем палеозое не был отделен океаном от Центрально-Таймырской зоны, и, следовательно, соединялся с Сибирью (Проскурнин, устное сообщение; Кабаньков и др., 2003).

Эту концепцию нельзя считать строго доказанной, хотя бы потому, что она не объясняет причины позднепалеозойского орогенеза на Таймыре, который традиционно связывался с коллизией Кары и Сибири. Однако для раннего палеозоя нет фактических данных, опровергающих идею, согласно которой Сибирь и Балтика в это время были соединены и не разделялись океаном. Палеомагнитные данные по крупным континентам также не противоречат такой идее (Рис. 5.6; см. также Шацилло, 2015).

Таким образом, вполне вероятно, что Новосибирская и Таймырская окраины Сибири в раннем палеозое соединялись с Балтикой. Начавшиеся в ордовике процессы рифтогенеза при-

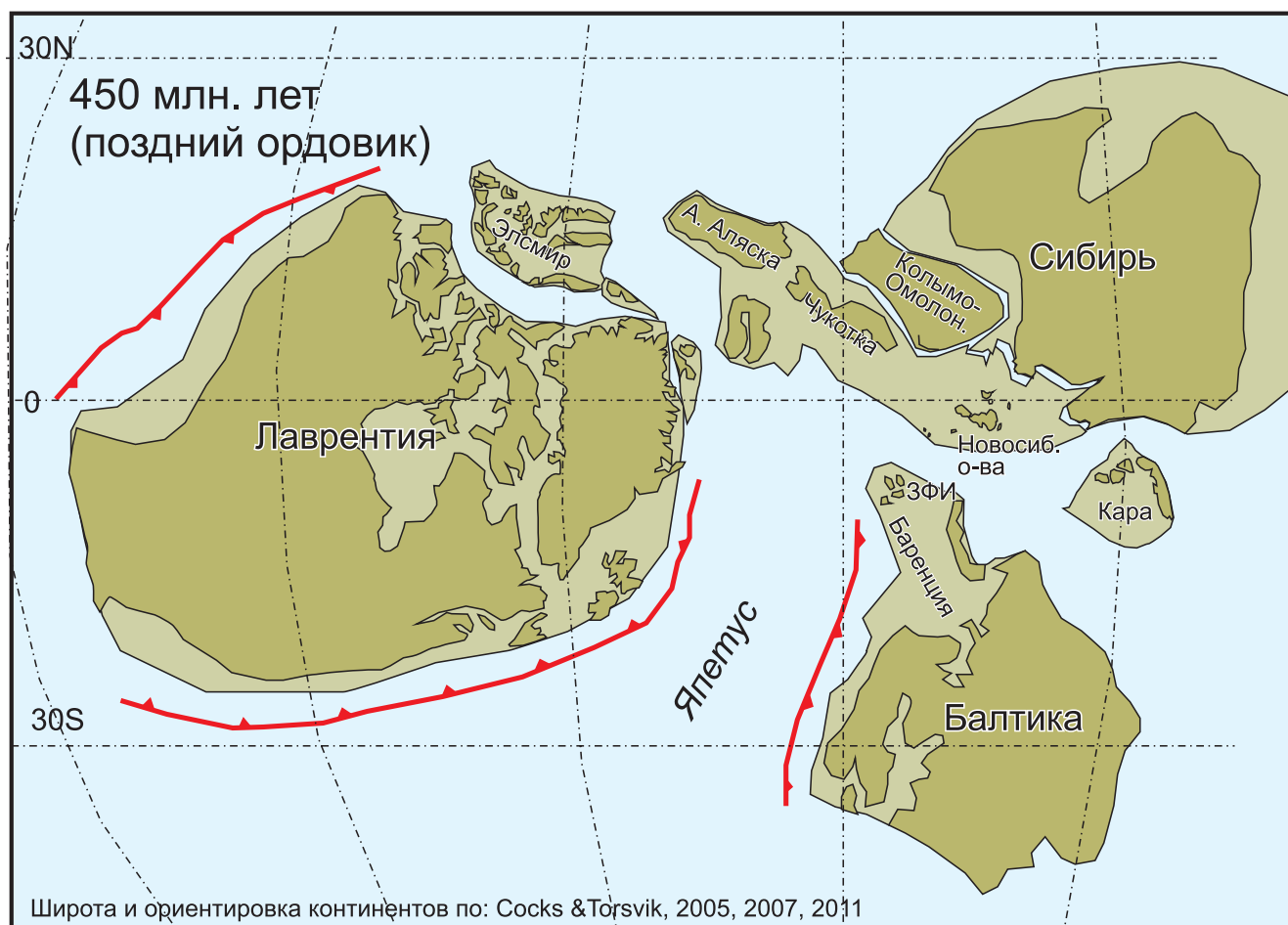


Рис. 5.6. Вариант возможного взаимного расположения крупных палеоконтинентов: Балтики, Сибири и Лаврентии, ориентировка которых и палеоширота подтверждена палеомагнитными данными, и мелких террейнов, включающих Кару, Аляску и др. С учетом диапазона ошибок определения палеошироты и долготной неопределенности автор считает что палеомагнитные данные не противоречат идее о том, что Кара, Балтика и Сибирь были соединены в раннем палеозое. Возможно, Лаврентия располагалась западнее, на большем удалении от Сибири, но мы также не исключаем сужения Япетуса в северном направлении на основании присутствия смешенной лаврентийско-сибирской ордовикской фауны на Аляске (Dumoulin et al., 2002).

вели к формированию глубоких прогибов, задокументированных во всех рассмотренных выше регионах. Часть из таких прогибов могла позже эволюционировать в океанические бассейны, однако прямых указаний, но то, что это произошло в рассматриваемых регионах, нет. Идея о том, что северная часть Балтики и северная часть Сибири (в современных координатах) могли соединяться, высказывалась и ранее: А.Шенгером с коллегами (Sengor et al., 1993) для венд-раннекембрийского времени и А. Якубчуком (2004) для неопротерозоя-палеозоя.

Однако это только один из возможных вариантов объяснения. К примеру, присутствие “тиманских” цирконов в нижнепалеозойских отложениях северной Аляски может объясняться сносом с таких террейнов, как Авалония и Кадомия, представлявших собой пери-Гондванские островные дуги (Amato et al., 2009); источники части мезопротерозойских зерен могли располагаться в пределах Аляски (Amato et al., 2009; Till et al., 2014a). Что касается обломочных цирконов из кембрийских и ордовикских песчаников о. Беннетта, источники некоторых популяций можно искать в пределах Таймыра. Вопрос о том, что за суша располагалась в раннем палеозое на северо-восточном продолжении Сибирского палеоконтинента, остается на данный момент открытым и требует дальнейшей проработки. Решение этого вопроса выходит за рамки задач, поставленных в диссертационной работе.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенные в работе результаты изучения кембрийский-силурийских осадочных толщ двух островов Новосибирского архипелага – Котельного и Беннетта – позволили решить одну из проблем тектоники Арктики и на основе новых фактических данных доказать, что территория этих островов в раннем палеозое входила в состав Сибирского палеоконтинента, а не принадлежала какому-то другому континенту или микроконтиненту, отделенному от Сибири океаном. При этом, сопоставление изученных разрезов с одновозрастными породами Чукотки и северной Аляски указывают на то, что распространенное мнение о включении Новосибирских островов в состав микроконтинента Чукотка–Арктическая Аляска (см. Главу 1) также, скорее всего, правомерно, но с одной существенной оговоркой, а именно: этот «микроконтинент» в раннем палеозое соединялся с Сибирью. Однако если тот факт, что кембрийские-ордовикские отложения острова Беннетта и ордовикские-силурийские породы острова Котельный сформировались на продолжении сибирского эпиконтинентального моря, можно считать достаточно надежно установленным, то для продолжения этого бассейна на Чукотку и Аляску нужны более серьезные обоснования и дополнительные исследования специалистов по этим регионам. В целом же, и в геологии Новосибирских островов остается по-прежнему много нерешенных вопросов, касающихся, главным образом, более поздних этапов палеозойской и мезозойской истории. Также пока открытым остается вопрос о происхождении суши, реконструированной для кембрия-среднего ордовика в северо-восточной части современного Восточно-Сибирского шельфа – суши, которая, по мнению автора, располагалась на «дальних рубежах» раннепалеозойского Сибирского континента.

Русский исследователь Эдуард Васильевич Толль в 1899 году писал о поисках легендарной Земли Санникова: *«Неужели мы отдадим последнее поле действия для открытий нашего севера опять другим народам? Ведь одна из виденных Санниковым земель уже открыта американцами, именно De Long’ом, несчастно погибшим вследствие незнания местных условий в устье Лены. Мы, русские, пользуясь опытом наших предков, уже по географическому положению лучше всех других наций в состоянии организовать экспедиции для открытия архипелага, лежащего на севере от наших Ново-Сибирских островов и исполнить их так, чтобы результаты были счастливы и плодотворны»* (Толль, 1899, стр. 19). Эти опасения, высказанные более века назад, актуальны и до сих пор: не в смысле открытия новых земель, но в смысле исследования уже известных. К сожалению, наиболее цитируемые публикации последних лет, посвященные геологии российской Арктики, зачастую принадлежат иностранцам. Этому есть две основные причины: во-первых, организация экспедиций в арктические районы в современных отечественных реалиях крайне трудна (главным образом, в финансовом плане); во-вторых, результаты работ российских (и советских) ученых редко доносятся до международного сообщества – и в этом вина, в первую очередь, нас, ученых. Автору хочется надеяться, что исследования, проводимые нашим коллективом, в том числе те, что составили основу данной диссертации, позволят хотя бы в некоторой степени изменить существующий дисбаланс, а полученные результаты окажутся «счастливы и плодотворны».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас палеозойской фауны Таймыра. Ч. I. Брахиоподы, остракоды, конодонты. СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2003. 240 с.
2. *Беззубцев В.В., Залялеев Р.Ш., Сакович А.Б.* Геологическая карта Горного Таймыра. Масштаб 1 : 500 000. Объяснительная записка. Ред. В.В. Беззубцев. Красноярск, 1986. 177 с.
3. *Богданов Н.А.* Тектоника Арктического океана // Геотектоника. 2004. № 3. С. 13–30.
4. *Богданов Н.А., Хаин В.Е., Розен О.М. и др.* Объяснительная записка к Тектонической карте морей Карского и Лаптевых и севера Сибири. М.: Ин-т литосферы окраинных и внутренних морей РАН, 1998. 127 с.
5. *Варламов А.И.* Стратиграфия и седиментогенез верхнекембрийских отложений северо-запада Сибирской платформы. Автореферат диссертации. М., 2011. 44 с.
6. *Верниковский В.А.* Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1996. 202 с.
7. *Верниковский В.А., Метелкин Д.В., Толмачева Т.Ю., Малышев Н.А., Петров О.В., Соболев Н.Н., Матушкин Н.Ю.* К проблеме палеотектонических реконструкций в Арктике и тектонического единства террейна Новосибирских островов: новые палеомагнитные и палеонтологические данные // Доклады РАН. 2013. Т. 451. № 4. С. 423-429.
8. *Виноградов В.А.* Стратиграфия синийских и кембрийских отложений северного Хараулаха // Сборник статей по палеонтологии и биостратиграфии. Вып. 28. Л.: НИИГА, 1962. С. 5-23.
9. *Виноградов В.А., Каменева Г.И., Явшиц Г.П.* О Гиперборейской платформе в свете новых данных по геологическому строению острова Генриетты // Тектоника Арктики, вып. 1. Л.: Изд-во НИИГА, 1975. С. 21–25.
10. *Вольнов Д.А.* История геологического развития района Новосибирских островов // Геология и полезные ископаемые Новосибирских островов и острова Врангеля. Л.: Изд-во НИИГА, 1975. С. 61-71.
11. *Вольнов Д.А., Войцеховский В.Н., Иванов О.А., Сороков Д.С., Яшин Д.С.* Новосибирские острова // Геология СССР. Т. XXVI. М.: Недра, 1970. С. 324-374.
12. *Вольнов Д.А., Сороков Д.С.* Геологическое строение о. Беннетта // Сборник статей по геологии и нефтегазоносности Арктики. Вып. 16. Ред. Б.В. Ткаченко Л.: Гостоптехиздат, 1961. С. 5-18 (Труды НИИГА. Т. 123).
13. *Вольнов Д.А., Иваненко Г.В., Косько М.К., Лопатин Б.Г.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1000000 (новая серия). S-53-55 — Новосибирские острова. ВСЕГЕИ, СПб. 1998.
14. *Гогина Н.И., Леонов Б.Н.* Кембрийские рифы нижней Лены // Геология и геофизика. 1983. № 9. С. 94-98.
15. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист S-53-55 – Новосибирские острова. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999. 208 с.
16. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Таймырско-Североземельская. Лист S-48 – оз. Таймыр (восточная часть). Объяснительная записка. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2009. 253 с.
17. *Граусман В.В.* Стратиграфия верхнего докембрия и фанерозоя перспективных на нефть и газ территорий Западной Якутии. Автореферат диссертации. Новосибирск, 1994. 38 с.

18. Данукалова М.К., Кузьмичев А.Б. Литологические особенности и условия накопления триасово-нижнеюрского комплекса на о. Котельном (Новосибирские острова) // Осадочные бассейны и геологические предпосылки прогноза новых объектов, перспективных на нефть и газ. Материалы XLIV Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2012. С. 112-115.
19. Данукалова М.К., Кузьмичев А.Б., Аристов В.А. Обстановка формирования верхнедевонских отложений острова Бельковский (Новосибирские острова): рифтогенный прогиб или окраина континента? // Геотектоника. 2014а. № 5. С. 54-80.
20. Данукалова М.К., Кузьмичев А.Б., Коровников И.В. Кембрий острова Беннетта (Новосибирские острова) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2014б. Т. 22. № 4. С. 3-28.
21. Данукалова М.К., Толмачева Т.Ю., Мянник П., Суяркова А.А., Кульков Н.П., Кузьмичев А.Б., Мельникова Л.М. Новые данные о стратиграфии ордовикско-силурийских отложений центральной части острова Котельный (Новосибирские острова) и сопоставление с одновозрастными разрезами Восточной Арктики // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2015. Т. 23. № 5. С. 22-49.
22. Дорофеев В.К., Благовещенский М.Г., Смирнов А.Н., Ушаков В.И. Новосибирские острова. Геологическое строение и минерагения. СПб: ВНИИОкеангеология, 1999. 130 с.
23. Драчев С.С. Тектоника и мезо-кайнозойская геодинамика района Новосибирских островов (автор. дисс. канд. геол.- мин. наук). М.: МГУ, 1989. 19 с.
24. Драчев С.С., Савостин Л.А. Офиолиты острова Большого Ляховского (Новосибирские острова) // Геотектоника, 1993, № 3, с. 98-107.
25. Егоров А.Ю., Богомолов Ю.А, Константинов А.Г., Курушин Н.И. Стратиграфия триасовых отложений о. Котельный (Новосибирские острова)//в кн.: Дагис А.С. (ред.). Бореальный триас. М.: Наука. 1987. С. 66-80.
26. Ермолаев М.М., Спижарский Т.Н. Острова Де Лонга // Геология СССР. Т. XXVI. М.–Л.: Гос. изд-во геологической литературы Министерства геологии СССР, 1947. С. 366-387.
27. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 2. М.: Недра, 1990. 334 с.
28. Кабаньков В.Я., Соболевская Р.Ф., Проскурнин В.Ф. Позднекембрийско-раннепалеозойский этап развития Новоземельско-Таймыро-Североземельской складчато-надвиговой системы // Природные ресурсы Таймыра. 2003. Вып. 1. С. 210-228.
29. Каныгин А.В., Ядренкина А.Г., Тимохин А.В., Гонта Т.В., Маслова О.А. Биостратиграфические зоны ордовика Сибирской платформы и проблема их сопоставления с новыми ярусами Международной стратиграфической шкалы // Региональная стратиграфия позднего докембрия и палеозоя Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2013. С. 63-77.
30. Качурина Н.В., Макарьев А.А., Макарьева Е.М. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Лист Т-45–48 – м. Челюскин. Объяснительная записка. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2012 . 472 с.
31. Кембрий Сибири. Новосибирск: Наука, 1992. 135 с.
32. Кембрий Сибирской платформы. Кн. 1. Алдано-Ленский регион. Отв. ред. Розанов А.Ю., Варламов А.И. Москва–Новосибирск: ПИН РАН, 2008а. 300 с.
33. Кембрий Сибирской платформы. Кн. 2. Северо-восток Сибирской платформы. Отв. ред. Розанов А.Ю., Варламов А.И. Москва–Новосибирск: ПИН РАН, 2008б. 140 с.
34. Коровников И.В., Новожилова Н.В. Новые данные по биостратиграфии нижнего и низов среднего кембрия Хараулахских гор (северо-восток Сибирской платформы, Чекуровская антиклиналь) // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 8. С. 1014-1026.
35. Косько М.К. Структурно-фациальная зональность ордовик-среднедевонского карбонатного комплекса островов Анжу // Тектоника Арктики. Складчатый фундамент шельфовых седиментационных бассейнов. Л.: НИИГА, 1977. С. 55-85.
36. Косько М.К. Террейны Восточно-Арктического шельфа России // Докл. РАН. 2007. Т. 413. № 1. С. 71–74.

37. Косыко М.К., Бондаренко Н.С., Непомилуев В.Ф. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Листы Т-54-XXXI, XXXXII, XXXXIII; S-53-IV, V, VI, XI, XII; S-54-VII, VIII, IX, XIII, XIV, XV. Объяснительная записка. Ред. В.И. Устрицкий. М.: Министерство геологии, 1985. 162 с.
38. Косыко М.К., Соболев Н.Н., Кораго Е.А., Проскурнин В.Ф., Столбов Н.М. Геология Новосибирских островов – основа интерпретации геофизических данных по Восточно-Арктическому шельфу России // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2013. Т. 8. № 2. С. 1-36. http://www.ngtp.ru/rub/5/17_2013.pdf
39. Кузьмичев А.Б., Александрова Г.Н., Герман А.Б. Апт-альбские угленосные отложения на о. Котельный (Новосибирские острова): новые данные о строении разреза и игнимбритовом вулканизме// Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2009. Т. 17. № 5. С. 69–94.
40. Кузьмичев А.Б., Голдырев А.Е. Проявления пермотриасового траппового магматизма на о. Бельковский (Новосибирские острова) // Геология и геофизика. 2007. Т.48. №.2. С.216-228.
41. Кузьмичев А.Б., Данукалова М.К. Источники детритовых цирконов в девонских-юрских песчаниках Новосибирских островов: возможные варианты палеотектонических реконструкций // Тектоника и геодинамика континентальной и океанической литосферы: общие и региональные аспекты. Материалы XLVII Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2015. Т. 1. С. 234-238.
42. Кузьмичев А.Б., Лебедев В.А. О возрасте океанических базальтов на о. Большой Ляховский (Новосибирские острова): к вопросу о западной границе Южно-Ануйского океана в юрское время // Доклады РАН. 2008. Т. 421. № 5. С. 653–657.
43. Кузьмичев А.Б., Склярлов Е.В., Бараш И.Г. Пиллоу-базальты и глаукофановые сланцы на о. Большой Ляховский (Новосибирские острова) – фрагменты литосферы Южно-Ануйского океана // Геология и геофизика. 2005. Т.46. №12. С.1367-1381.
44. Кузьмичев А.Б., Соловьев А.В., Гоникберг В.Е., Шапиро М.Н., Замжицкий О.В. Синколлизонные мезозойские терригенные отложения о. Большой Ляховский (Новосибирские острова) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2006. Т.14. №1. С. 33-53.
45. Кульков Н.П., Данукалова М.К. Карадокские и ашгильские брахиоподы о. Котельный, их корреляционное значение (верхний ордовик, Арктика) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2015. № 3(23). С. 23-45.
46. Лаверов Н.П., Лобковский Л.И., Кононов М.В., Добрецов Н.Л., Верниковский В.А., Соколов С.Д., Шпилов Э.В. Геодинамическая модель развития Арктического бассейна и примыкающих территорий для мезозоя и кайнозоя и внешняя граница континентального шельфа России // Геотектоника. 2013. № 1. С. 1-32.
47. Лазаренко Н.П. Корреляция кембрийских отложений архипелага Северная Земля с отложениями кембрия смежных территорий // Геология архипелага Северная Земля. Л.: ПГО «Севморгеология», 1982. С. 169-176.
48. Масуренков Ю.П., Флеров Г.Б. Базальты острова Беннетта в Советской Арктике // Вулканология и сейсмология. 1989. № 1. С. 36-53.
49. Мельников Н.В., Асташкин В.А., Килина Л.И., Шишкин Б.Б. Палеогеография Сибирской платформы в раннем кембрии // Палеогеография фанерозоя Сибири. Сборник научных трудов. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1989. С. 10-17.
50. Мельникова Л.М., Данукалова М.К. Ордовикские остракоды центральной части о. Котельный (Новосибирские острова) // Палеонтологический журнал. 2014. № 5. С. 23-33.
51. Москаленко Т.А. Конодонты среднего и верхнего ордовика Сибирской платформы // Труды института геологии и геофизики. Выпуск 137. Новосибирск: Наука, 1973. 143 с.
52. Нехорошева Л.В. Ордовикские мшанки острова Котельного (Новосибирские острова) // Бондарев В.И., Лазаренко Н.П. (ред.). Стратиграфия и палеонтология докембрия и палеозоя севера Сибири. Л.: НИИГА, 1977. С. 72-92.
53. Орадовская М.М. Брахиоподы Омудевских и Эльгенчакских гор // Полевой атлас ордовикской фауны Северо-Востока СССР. Магадан: Магаданское книжное изд-во, 1968. С. 30-53.

54. *Орадовская М.М., Обут А.М.* Стратиграфия, корреляция, палеогеография ордовикских и силурийских отложений на Чукотском полуострове // Стратиграфия и фауна ордовика и силура Чукотского полуострова. Ред. Обут А.М. Труды института геологии и геофизики. Вып. 351. Новосибирск: Наука, 1977. С. 4-42.
55. *Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртоого О., Янь Х.* Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7-41.
56. *Покровская Н.В.* Трилобиты семейства Olenidae из верхнего кембрия Якутии // Палеонтол. журн. 1966. № 2. С. 67-80.
57. Постановление по региональным стратиграфическим схемам Сибирской платформы, Таймыра и Алтае-Саянской области // Постановление МСК. 2014. вып. 43. С. 9-11.
58. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 38. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. 131 с.
59. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета России и его постоянных комиссий. Вып. 44. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2016. 68 с.
60. Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе средней Сибири. Часть 1. Верхний протерозой и нижний палеозой. Гл. ред. Краснов В.И., Савицкий В.Е., Тесаков Ю.И., Хоментовский В.В. Новосибирск: Изд-во СНИИГГиМС, 1983. 215 с.
61. *Розман Х.С.* Класс Brachiopoda // Полевой атлас ордовикской фауны Северо-Востока СССР. Магадан: Магаданское книжное изд-во, 1968. С. 30-53.
62. Северная Земля. Геологическое строение и минерагения. Грамберг И.С., Ушаков В.И. (ред.). СПб.: ВНИИОкеангеология, 2000. 187 с.
63. *Соболевская Р.Ф.* Атлас палеозойской фауны Таймыра. Часть II. Граптолиты ордовика и силура. Труды НИИГА - ВНИИОкеангеология. Т. 221. СПб.: Изд-во ФГУП "ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга", 2011. 282 с.+2 вкладки.
64. *Соболевская Р.Ф.* О граптолитах ордовика и силура на Новосибирских островах // Кальо Д.Л., Корень Т.Н. (ред.) Граптолиты и стратиграфия. Таллин: Изд-во Академии наук Эстонской ССР, 1976. С. 202-209.
65. *Соболевская Р.Ф., Кабаньков В.Я.* Стратиграфия кембрийских отложений Горного Таймыра. Труды НИИГА – ВНИИОкеангеология. Т. 228. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2014. 43 с.
66. *Соболевская Р.Ф., Лазаренко Н.П.* Стратиграфия кембрия Восточного и Центрального Таймыра // Проблемы геологии и минеральных ресурсов Таймыра, Северной Земли и севера Средне-Сибирского плоскогорья. М.: Недра, 1965. С. 35-57 (Труды НИИГА. Т. 145).
67. *Сороков Д.С., Вольнов Д.А., Войцеховский В.Н.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 1 000 000. Лист S/T-53, 54, 55, 56 (Новосибирские о-ва). Объяснительная записка. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 60 с.
68. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). Парфенов Л.М., Кузьмин М.И. (ред.). М.: МАИК «Наука/интерпериодика», 2001. С. 113–155.
69. *Тесаков Ю.И., Каныгин А.В., Ядренкина А.Г., Симонов О.Н., Сычев О.В., Абаимова Г.П., Дивина Т.А., Москаленко Т.А.* Ордовик северо-запада Сибирской платформы // Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал "ГЕО", 2003. 263 с.
70. *Тесаков Ю.И., Предтеченский Н.Н., Лопушинская Т.В., Хромых В.Г., Базарова Л.С., Бергер А.Я., Ковалевская Е.О.* Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Силур Сибирской платформы. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал "ГЕО", 2000. 403 с.
71. *Толль Э.В.* Краткий отчет Президенту Императорской Академии Наук // Известия Императорской Академии Наук. Физико-математическое отделение. 1904. Т. XX. С. 158-159.

72. Толль Э. Очерк геологии Ново-Сибирских островов и важнейшие задачи исследования полярных стран // Записки Императорской академии наук. Физико-математическое отделение. 1899. Т. IX. № 1. С. 1-20.
73. Труфанов Г.В., Белоусов К.Н., Непомилуев В.Ф. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Новосибирские острова. Листы Т-54-XXXIV, XXXV, XXXVI; Т-56-XXXШ, S-54-IV, V, VI, X, XI, XII; S-55-I, II, III, IV, V, VI, VII, VIII, IX, X, XI, XII; S-56-III, VII. Объяснительная записка. М., 1986. 106 с.
74. Федоров П.И., Флеров Г.Б., Головин Д.И. Новые данные о возрасте и составе вулканических пород о. Беннета (Восточная Арктика) // Доклады РАН. 2005. Т. 400. № 5. С. 666-670.
75. Филатова Н.И., Хаин В.Е. Тектоника Восточной Арктики // Геотектоника. 2007. № 3. С. 3-29.
76. Фортунатова Н.К., Агафонова Г.В. Песчаники. Состав, структура, классификация, макрописание и изучение в шлифах. М.: ФГУП «ВНИГНИ», 2012. 134 с.
77. Хаин В.Е., Филатова Н.И., Полякова И.Д. Тектоника, геодинамика и перспективы нефтегазоносности Восточно-Арктических морей и их континентального обрамления. М.: Наука, 2009. 227 с.
78. Черкесова С.В. Сравнительная характеристика ниже-среднедевонских отложений северо-западной части о. Котельного и других районов Арктики // Геология и полезные ископаемые Новосибирских островов и острова Врангеля. Вольнов Д.А. (отв. ред.). Л.: НИИГА, 1975. С. 22-27.
79. Шануренко Н.К., Кабаньков В.Я., Соболев Н.Н., Соболевская Р.Ф. и др. 2000. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист S-44-46 — Усть Тарая. Объяснительная записка. СПб, ВСЕГЕИ, 251 с.
80. Ядренкина А.Г., Каныгин А.В., Сычев О.В., Тимохин А.В., Гонта Т.В. Новая версия схемы корреляции и фациального районирования ордовикских отложений Сибирской платформы: важнейшие уточнения и дополнения к прежней схеме // Региональная геология. Стратиграфия и палеонтология докембрия и нижнего палеозоя Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2010. С. 123-129.
81. Akinin V.V., Gottlieb E.S., Miller E.L., Polzunenkov G.O., Stolbov N.M., Sobolev N.N. Age and composition of basement beneath the De Long archipelago, Arctic Russia, based on zircon U–Pb geochronology and O–Hf isotopic systematics from crustal xenoliths in basalts of Zhokhov Island // *Arktos*. 2015. DOI 10.1007/s41063-015-0016-6
82. Amato J.M., Toro J., Miller E.L., Gehrels G.E., Farmer G.L., Gottlieb E.S., Till A.B. Late Proterozoic–Paleozoic evolution of the Arctic Alaska-Chukotka terrane based on U-Pb igneous and detrital zircon ages: Implications for Neoproterozoic paleogeographic reconstructions // *Geological Society of America Bulletin*. 2009. V. 121. P. 1219–1235.
83. Basilici G., Vieira de Luca P.H., Poiry D.G. Hummocky cross-stratification-like structures and combined-flow ripples in the Punta Negra Formation (Lower-Middle Devonian, Argentine Precordillera): A turbiditic deep-water or storm-dominated prodelta inner-shelf system? // *Sedimentary Geology*. 2012. V. 267-268. P. 73-92.
84. Bingen B., Belousova E.A., Griffin W.L. Neoproterozoic recycling of the Sveconorwegian orogenic belt: Detrital-zircon data from the Sparagmite basins in the Scandinavian Caledonides // *Precambrian Research*. 2011. V. 189. P. 347–367.
85. Blodgett R.B., Rohr D.M., Boucot A.J. Paleozoic links among some Alaskan accreted terranes and Siberia based on megafossils // Miller E.L., Grantz A. and Klempner S.L. (eds) *Tectonic evolution of the Bering Shelf-Chukchi Sea – Arctic margin and adjacent landmasses*. Boulder, Colorado, GSA Special Paper, 2002. V. 360. P. 273–290.
86. Cherns L., Wheeley J.R., Karis L. Tunneling trilobites: Habitual infaunalism in an Ordovician carbonate seafloor // *Geology*. 2006. V. 34 (8). P. 657-660.
87. Churkin M. Western boundary of the North American continental plate in Asia // *GSA Bull.* 1972. V. 83. P. 1027-1036.
88. Cocks L.R.M., Modzalevskaya T.L. Late Ordovician brachiopods from Taimyr, Arctic Russia, and their palaeogeographical significance // *Palaeontology*. 1997. V. 40. №. 4. P. 1061-1093.

89. Cocks L.R.M., Rong Jia-yu. Order Strophomenida // Treatise on Invertebrate Paleontology. V. 2. Pt. H. Lawrence: Univ. Kansas Press, 2000. P. 216–299.
90. Cocks L.R.M., Torsvik T.H. Siberia, the wandering north terrane, and its changing geography through the Palaeozoic // *Earth-Sci. Rev.* 2007. V. 82. P. 29-74.
91. Cocks L.R.M., Torsvik T.H. The Palaeozoic geography of Laurentia and western Laurussia: A stable craton with mobile margins // *Earth-Sci. Rev.* 2011. V. 106. P. 1-51.
92. Copeland M.J. *Steusloffina cuneata* (Steusloff, 1895) from Anticosti Island, Quebec // *Geol. Surv. Canada. Paper* 83 (1B). 1983. P. 201–204.
93. De Long G.W. The voyage of the Jeannette. The ship and ice journals. Ed. E. De Long. Vol. II. Boston: Houghton, Mifflin and Co., 1883. 911 p.
94. Drachev S.S. Tectonic setting, structure and petroleum geology of the Siberian Arctic offshore sedimentary basins // Spencer A.M., Embry A.F., Gautier D.L., et al. (eds.). *Arctic Petroleum Geology*. Geol. Soc. London. Mem. 2011. V. 35. P. 369–394.
95. Drachev S.S., Saunders A. The Early Cretaceous Arctic LIP: its geodynamic setting and implications for Canada Basin opening // Scott R.A., Thurston D.K. (eds) *Proceedings of the Fourth International Conference on Arctic Margins*, Dartmouth, Nova Scotia, 30 September to 3 October. U.S. Department of the Interior, Anchorage, Alaska. 2006. P. 216–223.
96. Dumas S., Arnott R.W.C. Origin of hummocky and swaley cross-stratification: The controlling influence of unidirectional current strength and aggradation rate // *Geology*. 2006. V. 34 (12). P. 1073-1076.
97. Dumoulin J.A., Harris A.G., Bradley D.C., Freitas T.A. Facies patterns and conodont biogeography in Arctic Alaska and the Canadian Arctic Islands: Evidence against juxtaposition of these areas during Early Paleozoic time // *Polarforschung*. 2000. V. 68. P. 257-266.
98. Dumoulin J.A., Harris A.G., Gagiev M., Bradley D.C., and Repetski J.E. Lithostratigraphic, conodont, and other faunal links between lower Paleozoic strata in northern and central Alaska and northeastern Russia / Miller E.L., Grantz A., and Klemperer S. L. (eds.) *Tectonic Evolution of the Bering Shelf-Chukchi Sea-Arctic Margin and Adjacent Landmasses*. Boulder, Colorado, GSA Special Paper. 2002. V. 360. P. 291-312.
99. Dumoulin J.A., Harris A.G., Repetski J.E. Carbonate rocks of the Seward Peninsula, Alaska: their correlation and paleogeographic significance // in Dumoulin J.A., and Till A.B., eds. *Reconstruction of a Late Proterozoic to Devonian continental margin sequence, Northern Alaska, its paleogeographic significance, and contained base-metal sulfide deposits: GSA Special Paper*. 2014. V. 506. P. 59-110.
100. Ershova V.B., Lorenz H., Prokopiev A.V., Sobolev N.N., Khudoley A.V., Petrov E.O., Estrada S., Sergeev S., Larionov A., Thomsen T.B. The De Long Islands: A missing link in unraveling the Paleozoic paleogeography of the Arctic // *Gondwana Research*. 2015a. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2015.05.016>
101. Ershova V.B., Prokopiev A.V., Khudoley A.K., Sobolev N.N., Petrov E.O. U/Pb dating of detrital zircons from late Palaeozoic deposits of Bel'kovsky Island (New Siberian Islands): critical testing of Arctic tectonic models // *International Geology Review*. 2015b. V. 57. Is. 2. P. 199-210.
102. Fluegel E. *Microfacies of carbonate rocks: Analysis, interpretation and application*. 2nd Edition. Springer, 2010. 984 p.
103. Fujita K., Newberry J.T. Tectonic evolution of Northeastern Siberia and adjacent regions // *Tectonophysics*. 1982. V. 89. P. 337-357.
104. Fujita K., Stone D.V., Layer P.W., Parfenov L.M., Kos'min B.M. Cooperative program Helps Decipher tectonics of northeastern Russia. EOS, Trans. AGU, 1997. V. 76. No. 24, P. 245, 252–253.
105. Gnoli M. Northern Gondwanan Siluro-Devonian palaeogeography assessed by cephalopods // *Palaeontologia Electronica*. 2003. 5(2). P. 1-19.
106. Grantz A., May S.D., Hart P.E. Geology of Arctic continental margin of Alaska // Grantz A., Johnson L., Sweeney J.F. (eds). *The Geology of North America*. V. L. The Arctic Ocean Region. Geol. Soc. of America. 1990. P. 257–288.

107. Grantz A., Scott R.A., Drachev S.S., Moore T.E., Valin Z.C. Sedimentary successions of the Arctic Region (58–64° to 90°N) that may be prospective for hydrocarbon// in: Spencer A.M., Embry A.F., Gautier D.L., Stoupakova A.V., Sorensen K. (eds) Arctic Petroleum Geology. Geological Society, London, Memoirs. 2011. V. 35. P. 17–37.
108. Hallam T. Catastrophes and Lesser Calamities: The causes of mass extinctions. Oxford University Press, 2004. 240 p.
109. He Y., Luo J., Li X., Gao Z., Wen Z. Evidence of internal-wave and internal-tide deposits in the Middle Ordovician Xujiajuan Formation of the Xiangshan Group, Ningxia, China // Geo-Marine Letters. 2011. V. 31. P. 509–523.
110. Holm G., Westergaard A.H. A middle Cambrian fauna from Bennett Island // Записки Академии наук СССР. Cep. VIII. 1930. T. XXI. № 8. 25 c.
111. Koren' T.N., Sobolevskaya R.F. Silurian graptolites of Kotelnyi Island (Novosibirsk Islands): taxonomy and biostratigraphy // Proceedings 6th International Graptolite Conference. Eds. Gutiérrez-Marco J.C., Rábano I. Temas Geológico-Mineros ITGE. V. 23. Madrid, 1998. P. 193-197.
112. Kos'ko M., Korago E. Review of geology of the New Siberian Islands between the Laptev and the East Siberian Seas, North East Russia // Stone D.B., Fujita K., Layer P.W., Miller E.L., Prokopiev A.V., Toro J. (eds.). Geology, geophysics and tectonics of Northeastern Russia: a tribute to Leonid Parfenov. Stephan Mueller Spec. Publ. 2009. Ser. 4. P. 45–64.
113. Kuzmichev A.B. Where does the South Anyui suture go in the New Siberian islands and Laptev Sea?: Implications for the Amerasia basin origin // Tectonophysics. 2009. V.463. P.86-108.
114. Kuzmichev A.B., Pease V.L. Siberian trap magmatism on the New Siberian Islands: constraints for Arctic Mesozoic plate tectonic reconstructions // J. of the Geological Society, London. 2007. V. 164. P. 959-968.
115. Kuznetsov N.B., Natapov L.M., Belousova E.A., O'Reilly S.Y., Griffin W.L. Geochronological, geochemical and isotopic study of detrital zircon suites from late Neoproterozoic clastic strata along the NE margin of the East European Craton: Implications for plate tectonic models // Gondwana Research. 2010. V. 17. P. 583–601.
116. Lahtinen R., Huhma H., Kousa J. Contrasting source components of the Paleoproterozoic Svecofennian metasediments: Detrital zircon U–Pb, Sm–Nd and geochemical data // Precambrian Research. 2002. V. 116. P. 81–109.
117. Landing E. Time-specific black mudstones and global hyperwarming on the Cambrian–Ordovician slope and shelf of the Laurentia paleocontinent // Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol. 2011. V. 367-368. P. 256-272.
118. Lawver L.A., Grantz A., Gahagan L.M. Plate kinematic evolution of the present Arctic Region since the Ordovician // Miller E.L., Grantz A., Klemperer S.L. (eds). Tectonic Evolution of the Bering Shelf-Chukchi Sea-Arctic Margin and Adjacent Landmasses. Geological Society of America, Special Papers. 2002. V. 360. P. 333–358.
119. Lawver L.A., Gahagan L.M., Norton I. Palaeogeographic and tectonic evolution of the Arctic region during the Palaeozoic// in: Spencer A.M., Embry A.F., Gautier D.L., Stoupakova A.V., Sorensen K. (eds) Arctic Petroleum Geology. Geological Society, London, Memoirs. 2011. V. 35. P.
120. Lazarenko N.P., Gogin I.Y., Pegel T.V., Abaimova G.P. The Khos-Nelege section of the Ogon'or Formation: a potential candidate for the GSSP of Stage 10, Cambrian System // Bulletin of Geosciences. 2011. V. 86(3). P. 555–568.
121. Lorenz H., Gee D.G., Larionov A.N., Majka J. The Grenville-Sveconorwegian orogen in the high Arctic // Geological Magazine. 2012. V. 149. P. 875–891.
122. Lorenz H., Gee D.G., Simonetti A. Detrital zircon ages and provenance of the Late Neoproterozoic and Palaeozoic successions on Severnaya Zemlya, Kara Shelf: a tie to Baltica // Norwegian Journal of Geology. 2008. V. 88. P. 235-258.
123. Lorenz H., Gee D.G., Whitehouse M.J. New geochronological data on Palaeozoic igneous activity and deformation in the Severnaya Zemlya Archipelago, Russia, and implications for the development of the Eurasian Arctic margin // Geological Magazine. 2007. V. 144. P. 105–125.

124. *Lowe D.R.* Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents // *J. of Sedimentary Petrology*. 1982. V. 52. No. 1. P. 0279-0297.
125. *McClelland H.L.O., Woodcock N.H., Gladstone C.* Eye and sheath folds in turbidite convolute lamination: Aberystwyth Grits Group, Wales // *Journal of Structural Geology*. 2011. V. 33. P. 1140-1147.
126. *Miller E.L., Soloviev A., Kuzmichev A., Gehrels G., Toro J., Tuchkova M.* Jurassic and Cretaceous foreland basin deposits of the Russian Arctic: separated by birth of Makarov Basin? *Norwegian Journal of Geology* 2008. V. 88. P. 201–226.
127. *Miller E.L., Gehrels G.E., Pease V., Sokolov S.* Stratigraphy and U-Pb detrital zircon geochronology of Wrangel Island, Russia: Implications for Arctic paleogeography // *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. 2010. V. 94. No. 5. P. 665–692.
128. *Miller E.L., Toro J., Gehrels G., Amato J.M., Prokopiev A., Tuchkova M.I., Akinin V.V., Dumitru T.A., Moore T.E., Cecile M.P.* New insights into Arctic paleogeography and tectonics from U-Pb detrital zircon geochronology // *Tectonics*. 2006. V. 25. TC3013–TC3032. <http://dx.doi.org/10.1029/2005TC001830>.
129. *Moller N.K., Kvingan K.* The genesis of nodular limestones in the Ordovician and Silurian of the Oslo Region (Norway) // *Sedimentology*. 1988. V. 35. P. 405-420.
130. *Mulder T., Razin P., Faugeres J.C.* Hummocky cross-stratification-like structures in deep-sea turbidites: Upper Cretaceous Basque basins (Western Pyrenees, France). *Sedimentology*. 2009. V. 56. P. 997–1015.
131. *Munnecke A., Calner M., Harper D.A.T., Servais T.* Ordovician and Silurian sea-water chemistry, sea level, and climate: A synopsis // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2010. V. 296. P. 389-413.
132. *Myrow P.M., Fischer W., Goodge J.W.* Wave-modified turbidites: combined-flow shoreline and shelf deposits, Cambrian, Antarctica // *J. Sedimentary Res.* 2002. V. 72 (5). P. 641-656.
133. *Natal'in B.A., Amato J.M., Toro J., Wright J.E.* Paleozoic rocks of northern Chukotka Peninsula, Russian Far East: implications for the tectonics of the Arctic region // *Tectonics*. 1999. V. 18. № 6. P. 977-1003.
134. *Nikishin A.M., Malyshev N.A., Petrov E.I.* Geological structure and history of the Arctic Ocean. 2015 (2014). EAGE Publications (no pagination).
135. *Nokleberg W.J.* (ed.). *Metallogenesis and Tectonics of Northeast Asia*. U.S. Geological Survey Professional Paper 1765. 2010. 624 p.
136. *Pease V., Scott R.A.* Crustal affinities in the Arctic Uralides, northern Russia: significance of detrital zircon ages from Neoproterozoic and Palaeozoic sediments in Novaya Zemlya and Taimyr // *J. of Geol. Soc. London*. 2009. V. 166. P. 517-527.
137. *Pedersen G.K.* Thin, fine-grained storm layers in a muddy shelf sequence: an example from the Lower Jurassic in the Stenlille 1, Denmark // *J. Geol. Soc. London*. 1985. V. 142. P. 357-374.
138. *Pettijohn F.J., Potter P.E., Siever R.* *Sand and Sandstone*. New York: Springer, 1987. 553 p.
139. *Pomar L.* Types of carbonate platforms: a genetic approach // *Basin Research*. 2001. V. 13. P. 313-334.
140. *Reineck H.E., Singh I.B.* Genesis of laminated sand and graded rhythmities in storm-sand layers of shelf mud // *Sedimentology*. 1972. V. 18. P. 123-128.
141. *Schieber J.* Evidence for high-energy events and shallow-water deposition in the Chattanooga Shale, Devonian, central Tennessee, USA // *Sedim. Geol.* 1994. V. 93. P. 193-208.
142. *Sengor A.M.C., Natal'in B.A.* Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis // *The tectonic evolution of Asia*. Eds. Yin A., Harrison M. New York: Cambridge Univ. Press, 1996. P. 486-640.
143. *Sengor A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S.* Evolution of the Altaid tectonic collage and Palaeozoic crustal growth in Eurasia // *Nature*. 1993. V. 364. P. 299-307.
144. *Silantyev S.A., Bogdanovskii O.G., Fedorov P.I., Karpenko S.F., Kostitsyn Yu.A.* Intraplate magmatism of the De Long Islands: A response to the propagation of the ultraslow-spreading Gakkel Ridge into the passive continental margin in the Laptev Sea // *Russian J. Earth Sci.* 2004. V. 6. No. 3. P. 153–183.

145. Sokolov S.D., Bondarenko G.Ye., Layer P.W., Kravchenko-Berezhnoy I.R. South Anyui suture: tectono-stratigraphy, deformations, and principal tectonic events // Stone D.B., Fujita K., Layer P.W., Miller E.L., Prokoviev A.V., and Toro J. (eds.). *Geology, geophysics and tectonics of Northeastern Russia: a tribute to Leonid Parfenov*. Stephan Mueller Spec. Publ. 2009. Ser. 4. P. 201–221.
146. Stow D.A.V. *Sedimentary rocks in the field: a color guide*. Academic Press, 2012. 320 p.
147. Strauss J.V., Macdonald F.A., Taylor J.F., Repetski J.E., McClelland W.C. Laurentian origin for the North Slope of Alaska: Implications for the tectonic evolution of the Arctic // *Lithosphere*. 2013. V. 5. No. 5. P. 477-482.
148. Terfelt F., Ahlber P., Eriksson M.E. Complete record of Furongian polymerid trilobites and agnostoids of Scandinavia: A biostratigraphical scheme // *Lethaia*. 2011. V. 44. P. 8-14.
149. Till A.B., Amato J.M., Aleinikoff J.N., Bleick H.A. U-Pb detrital zircon geochronology as evidence for the origin of the Nome Complex, northern Alaska, and implications for regional and trans-Arctic correlations // in Dumoulin J.A., and Till A.B., eds. *Reconstruction of a Late Proterozoic to Devonian continental margin sequence, Northern Alaska, its paleogeographic significance, and contained base-metal sulfide deposits: GSA Special Paper*. 2014a. V. 506. P. 111-131.
150. Till A.B., Dumoulin J.A., Ayuso R.A., Aleinikoff J.N., Amato J.M., Slack J.F., Shanks W.C.P. Reconstruction of an early Paleozoic continental margin based on the nature of protoliths in the Nome Complex, Seward Peninsula, Alaska // in Dumoulin J.A., and Till A.B., eds. *Reconstruction of a Late Proterozoic to Devonian continental margin sequence, Northern Alaska, its paleogeographic significance, and contained base-metal sulfide deposits: GSA Special Paper*. 2014b. V. 506. P. 1-28.
151. Yakubchuk A. Architecture and mineral deposit settings of the Altaid orogenic collage: a revised model // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2004. V. 23. P. 761–779.

