

**Е. Ю. Барабошкин  
А. А. Попов**

**Путеводитель геологических экскурсий  
по Сахалину**

**Экскурсия 1.  
Опорный разрез меловых отложений  
на реке Найба**

Южно-Сахалинск  
«Эйкон»  
2024

УДК 551(571.64)(036)

ББК 26.3я2

Б 24

**Барaboшкин Е. Ю., Попов А. А.**

Б 24 Путеводитель геологических экскурсий по Сахалину. Экскурсия 1. Опорный разрез меловых отложений на реке Найба. — Москва — Южно-Сахалинск: Эйкон, 2024. — 48 с.

ISBN 978-5-904209-16-2

DOI

Путеводитель содержит общие представления о геологическом развитии острова Сахалин, а также краткую информацию и некоторые пояснения для посещения опорного разреза меловых отложений Южного Сахалина на реке Найба в районе села Быков (до 2005 года — поселок).

Сборник предназначен для геологов широкого профиля, стратиграфов, палеонтологов, географов и биологов, студентов геологических, географических и биологических факультетов, а также для любителей геологии и естествознания.

УДК 551(571.64)(036)

ББК 26.3я2

ISBN 978-5-904209-16-2

© Барaboшкин Е. Ю., Попов А. А., 2024

## ВВЕДЕНИЕ

### 1. Основные черты геологического строения Сахалина

Северная часть Сахалина граничит на западе с Восточно-Сихотэ-Алинским вулканическим поясом, а южная — с разделяющим их кайнозойским прогибом Татарского пролива. На востоке он граничит с Охотоморской плитой, а на юге — с Южно-Охотской (Курильской) глубоководной впадиной. К северу Сахалинское сооружение вырождается, а на юге его структуры продолжают на о. Хоккайдо.

В строении Сахалина участвуют триас-нижнемеловой, верхнемеловой, палеоген-неогеновый и четвертичный комплексы, разделенные перерывами и отчасти угловыми несогласиями и отличающиеся по составу и характеру дислокаций.

В упрощенном («классическом») виде структура Сахалина представлена двумя тектоническими зонами, разделенными Центрально-Сахалинским глубинным швом (рис. 1.1–1.3). Как установлено к настоящему времени, соотношение структур внутри данных зон достаточно сложны (Рихтер, 1986).

**Западная зона** сложена терригенными отложениями верхнего мела — неогена (до 10–15 км) с подчиненными вулканитами, была деформирована в позднем плиоцене, а позже испытала поднятие. Главным элементом является асимметричный Западно-Сахалинский антиклинорий с узким, срезанным взбросо-надвигом восточным крылом и широким западным крылом, переходящим под Татарским проливом в глубокий, недокомпенсированный пологоскладчатый прогиб.

К **Центрально-Сахалинской швовой зоне** приурочен узкий грабен, выполненный плиоцен-четвертичными отложениями.

Для **восточной зоны** характерно развитие мезозойских глубоководных кремнистых пород, основных вулканитов, и офиолитов. Ее западная, надвинутая на восток, часть представлена сложнодеформированным серпентинитовым меланжем, альб-сеноманской олистостромой и мезозойскими осадочно-вулканогенными толщами, метаморфизованными в зеленосланцевой и глаукофановой фациях. Деформации и метаморфизм происходили в середине и конце мела (австрийская и ларамийская фазы). Продолжением зоны на юг служит зона Камуикотан в центральной части о. Хоккайдо.

К востоку развиты триас-нижнемеловые вулканогенно-кремнистые и терригенные толщи, перекрытые альб-сеноманской олистостромой, интенсивно дислоцированные и осложненные ларамийскими (?) надвигами. Эта зона, в свою очередь, надвинута на самую восточную зону Сахалина, сложенную сильно деформированным кремнисто-вулканогенным и терригенным верхним мелом, местами несогласно перекрываемым пологозалегающим неогеном.

На севере Сахалина расположен **Северо-Сахалинский поперечный прогиб**, уходящий в акваторию Охотского моря. На суше прогиб трансгрессивно заполнен мощным (3–9 км) терригенным неогеном, в восточной зоне залегающим несогласно; в море он выполнен маломощными (2–3 км) отложениями верхнего миоцена — плейстоцена, из-под которых на поднятии выступают породы позднемелового фундамента. Структура прогиба, сформированная в палеогене — начале миоцена, образована простыми брахиморфными складками, осложненными структурами волочения вдоль сдвигов, перемещения по которым произошли в конце неогена. В морской части небольшие присдвиговые складки, сформировавшиеся в позднем миоцене, раздроблены многочисленными разрывами, пересекающими маломощную осадочную толщу. Глубина фундамента в опущенных блоках составляет от 5 до 12 км; на обрамляющих и внутренних поднятиях — до 1,5–3 км.

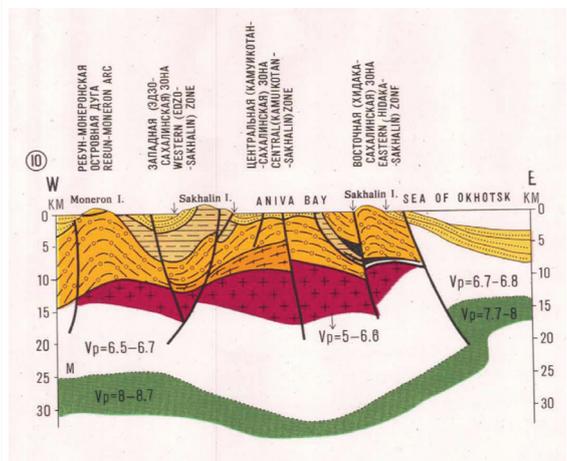
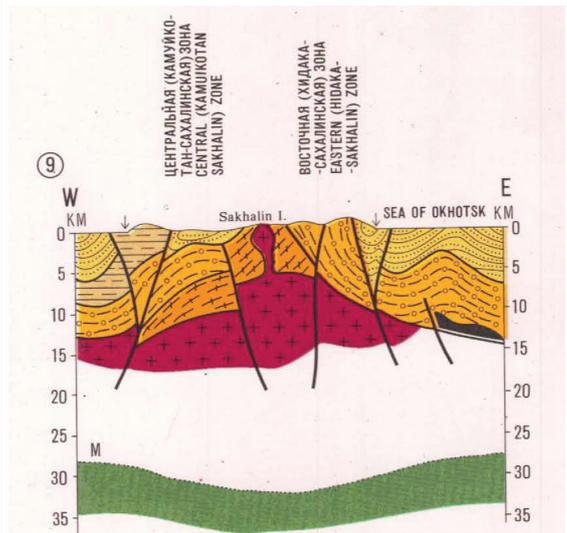
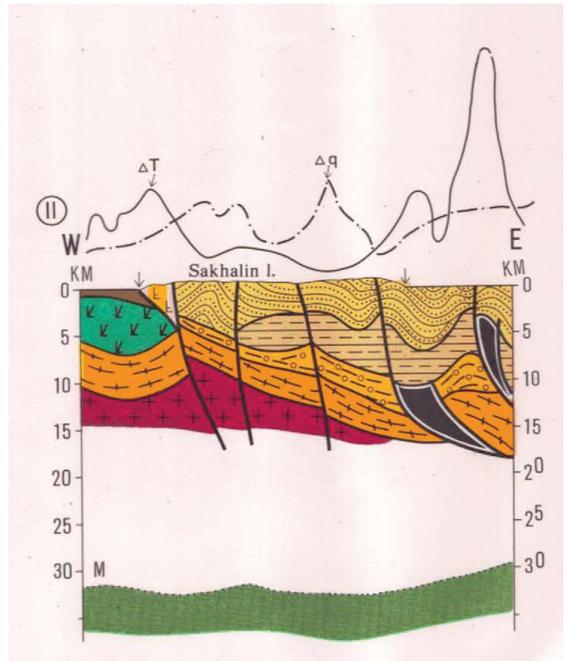
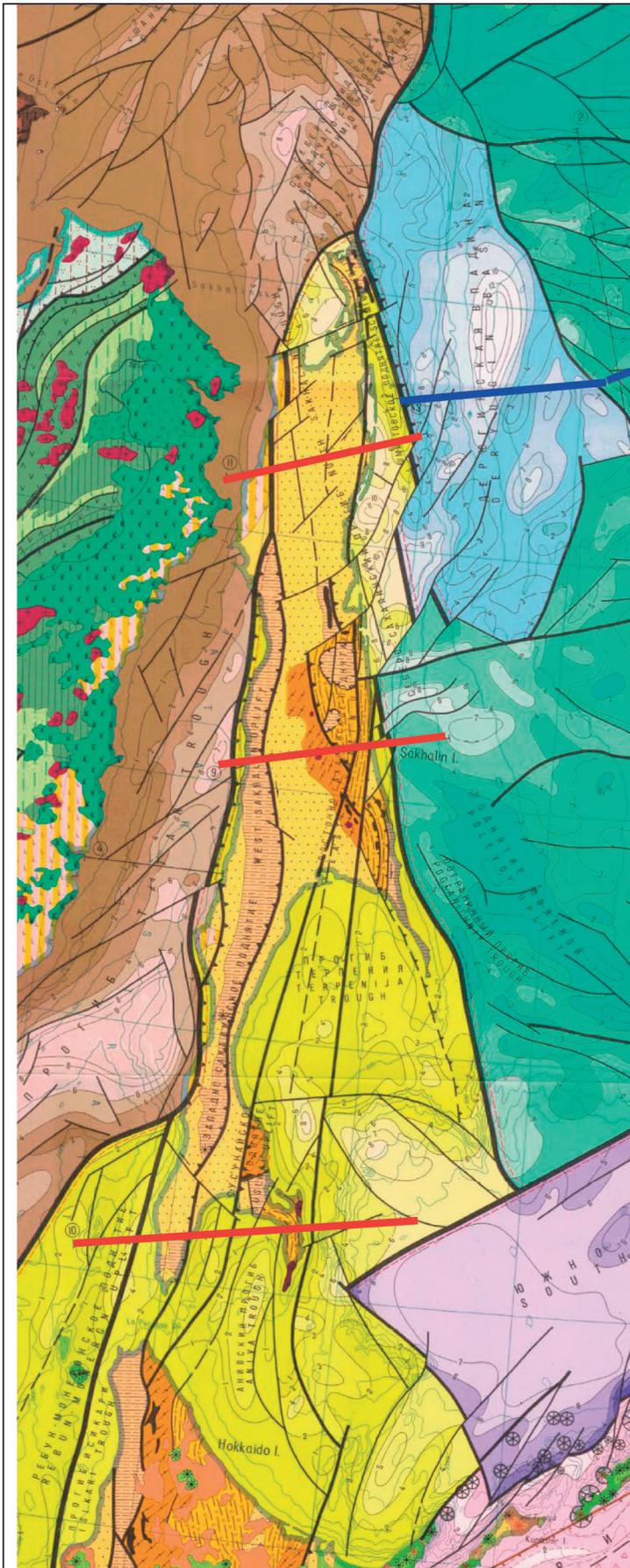


Рис. 1.1. Фрагмент тектонической карты Охотоморского региона и поперечные разрезы (красные линии) через Сахалин (Богданов, Хаин, 2000)

Еще севернее, на п-ве Шмидта, выходит надвинутый на запад Восточно-Сахалинский офиолитовый комплекс, предположительно перекрывающий верхний мел.

Существуют и другие, более сложные интерпретации строения Сахалина.

На востоке шельф Сахалина граничит с **впадиной Охотского моря**, глубины которой варьируют от 0,2–0,5 до 1–1,5 и 1,78 км во впадине Дерюгина. В южной части моря расположена глубоководная (до 3–3,5 км) Южно-Охотская (Курильская) котловина, постепенно выклинивающаяся к северо-востоку. То, что Охотское море обрамляется с запада, северо-запада и востока позднемезозойскими складчатыми зонами (Восточно-Сахалинской, Кони-Тайганосской и Западно-Камчатской), позволяет предполагать, что в его основании находится домезозойский Охотоморский массив. В средней части моря фундамент может быть более молодым или подвергшимся мезозойской тектономагматической переработке. Драгированием здесь обнаружены метаморфические и магматические породы поздне триасового и мелового возраста. Это свидетельствует о том, что Охотоморский массив («микроконтинент»), имеющий базальтовый и гранитный слои, состоит из океанского плато, перекрытого переотложенными образованиями, сформированными в процессе разрушения и выноса в окраинное море палеозойско-мезозойских пород Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

Фундамент Охотоморского массива перекрыт чехлом мезозойских (?) и кайнозойских терригенных отложений. Их мощность варьирует от 0–0,5 км в сводах поднятий до 3–5 км в прогибах и впадинах и до 6–10 км в грабенообразной впадине Дерюгина. В неогене поверхность Охотоморского массива была приподнята и в значительной части осушена, а в плейстоцене вновь подверглась значительному, но неравномерному погружению.

Южно-Охотская рифтогенная глубоководная впадина, граничащая на юго-востоке с Курильской грядой, выполнена четвертичными и неогеновыми осадками (до 3–4 км), предположительно залегающими на мезозойском или более древнем фундаменте. В начале неогена она также испытала поднятие.

Вдоль сочленения Сахалина и Охотского моря расположены (с севера на юг) впадина Дерюгина, Северо-Сахалинский прогиб (см. выше), Пограничный прогиб и Южно-Сахалинский прогиб.

Фундамент **впадины Дерюгина** предположительно включает океанические породы от палеозоя до нижнего мела мощностью более 8 км. В позднем мелу бассейн заполнялся мощной (до 3 км) толщей терригенных осадков и подвергся деформациям на рубеже мела и палеогена в ларамийскую фазу. Это привело к формированию резко дифференцированного рельефа, отдельные поднятые блоки которого (в т. ч. Дерюгинский горст) испытали сильную эрозию (вплоть до полного уничтожения верхнемеловых отложений). Подобно другим частям Охотоморского массива, в позднем палеоцене — среднем миоцене происходило погружение (накопилось до 2 км осадков), а в средний миоцене — начале плиоцена — происходит повторное поднятие Дерюгинского горста выше уровня моря и перехват путей транспортировки осадков. Начиная с плиоцена происходит постепенное дифференцированное погружение впадины.

**Пограничный прогиб** занимает акваторию Охотского моря вдоль Восточного Сахалина и имеет асимметричную форму с крутым, интенсивно дислоцированным западным бортом и пологим, недеформированным восточным (Богданов, Хаин, 2000). Основание прогиба слабо наклонено на восток и погруженную на глубины до 4–6 км. Западный борт осложнен приразломными структурами крупной горстовой зоны, протянувшейся вдоль берега и регионального Пограничного надвига на 100 км, при ширине в 1–12 км.

Частично эродированный фундамент прогиба сложен на севере сильно дислоцированными верхнемеловыми вулканогенно-кремнистыми породами, сменяемыми мощной (до 4 км) терригенной толщей. Блоки фундамента разделяются Пограничным региональным надвигом. По его горизонтальной поверхности отложения западного блока на глубине около 4 км перекрывает терригенную толщу в полосе шириной 15–20 км. Ниже осадочной толщи в западном блоке в пределах прибрежной горстовой зоны прослеживается тектоническая пластина офиолитов. Кайнозойская осадочная толща разделена несогласиями на 8 структурно-стратиграфических комплексов.

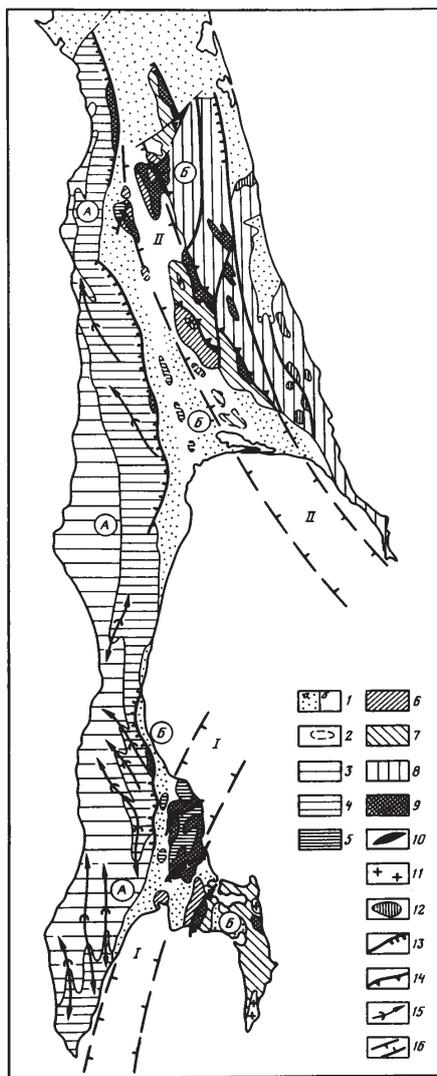
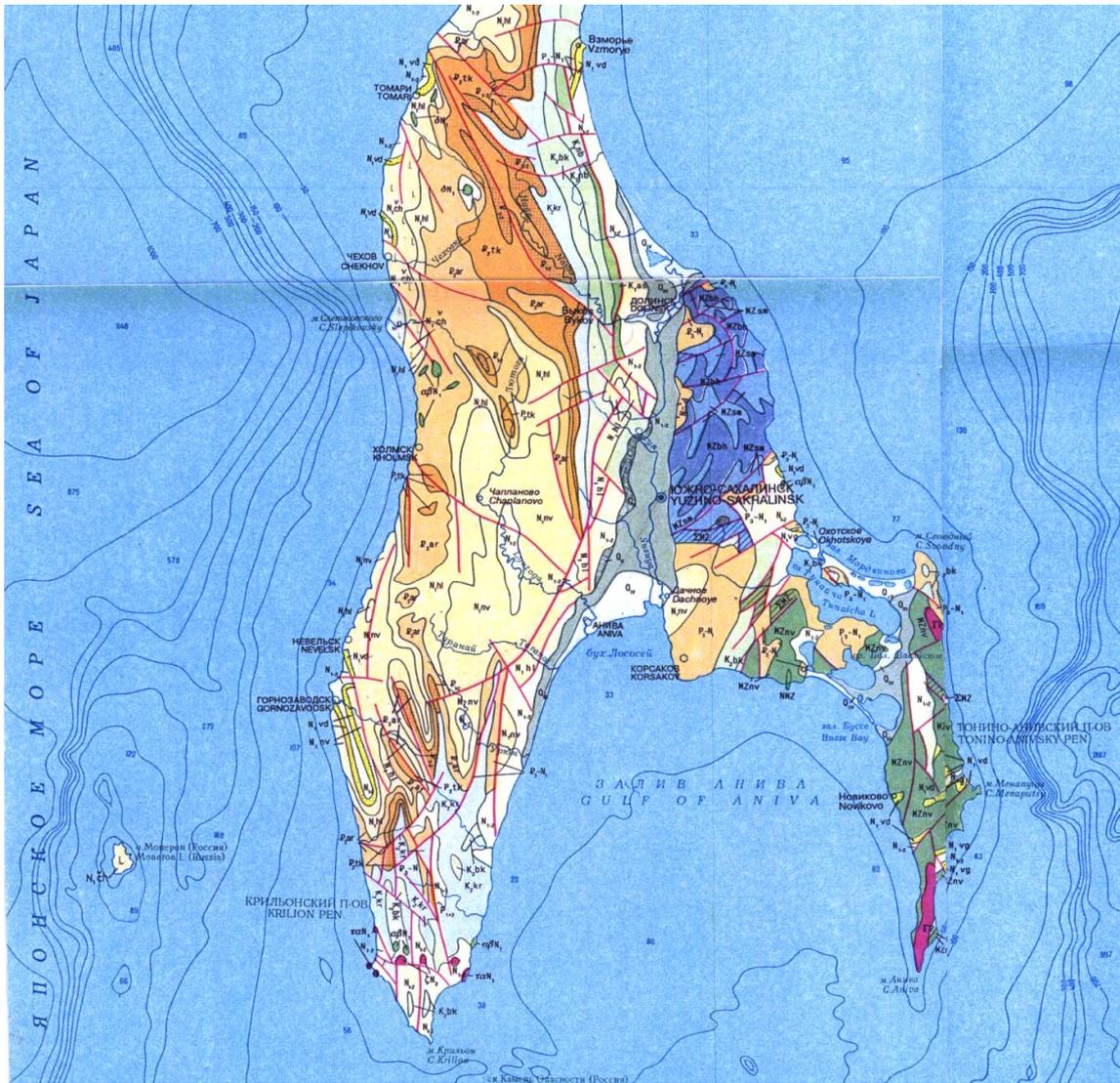


Рис. 1.2. Тектоническая схема о-ва Сахалин (Рихтер, 1986). 1 — позднекайнозойские впадины: а — прогибы, б — относительные поднятия; 2 — контуры позднемеловых—раннепалеогеновых погребенных поднятий в пределах позднекайнозойских впадин; кайнозойские зоны (А — Западная, складчатого строения, Б — Восточная, блокового строения); 3 — палеоген-миоценовые отложения Западной зоны; позднемеловые зоны чешуйчато-надвигового складчатого строения; 4–5 — Западно-Сахалинская (4 — Западная подзона, 5 — Сусунайско-Армуданская подзона), 6 — Мерейско-Тымовская, 7 — Аниво-Гомонская, 8 — Восточно-Сахалинская; 9 — выходы триас-нижнемелового вулканогенно-яшмового комплекса в ядрах антиклиналей и вдоль зон разломов; 10 — выходы метаофиолитового комплекса в зонах серпентинитового меланжа; 11 — кайнозойские гранитоиды; 12 — останцы позднемеловых офиолитовых аллохтонов; 13 — сдвиги, взбросо-надвиги и сбросы плиоцен-четвертичного возраста; 14 — основные надвиги поздне-верхнемелового — раннепалеогенового возраста; 15 — оси антиклиналей; 16 — зоны поздне-верхнемелового—раннепалеогенового динамометаморфизма зеленосланцевой фации: I — Камуикотан-Сусунайская, II — Лангерийская

**Южно-Сахалинский прогиб** образован двумя прогибами: заливов Терпения и Анивского. Их фундамент сложен континентальной корой, рифтогенная дезинтеграция которой привела к частичной эрозии. На периферии прогибов кайнозойская маломощная осадочная толща (1–3 км) перекрывает мезозойские аккреционные комплексы. В их депозитрах к востоку от прогиба залива Терпения кайнозойские отложения подстилает мощная (4–5 км) толща уплотненного терригенного верхнего мела.

Чехол Южно-Сахалинского прогиба смят в крупные (до 100 × 30 км), широкие антиклинали и синклинали и оборван системами продольных сбросов. Локальные антиклинали представляют собой складки облекания докайнозойских горстов и сложены породами верхнего миоцена — плиоцена. В отдельных грабенах сохранились олигоцен-нижнемиоценовые отложения.



		ТОНИНО-АНИВСКИЙ П-ОВ, СУСУНАЙСКИЙ ХРЕБЕТ TONINO-ANIVSKY PENINSULA-SUSUNAISKY RANGE	ЗАПАДНО-САХАЛИНСКИЕ ГОРЫ WEST SAKHALIN MOUNTAINS		ВОСТОЧНО-САХАЛИНСКИЕ ГОРЫ EAST SAKHALIN MOUNTAINS		СЕВЕРО-САХАЛИНСКАЯ РАВНИНА NORTH SAKHALIN PLAIN	ПОЛУОСТРОВ ШМИДТА SCHMIDT PENINSULA
			ЮГ SOUTH	СЕВЕР NORTH	ЗАПАД И СЕВЕР WEST AND NORTH	ВОСТОК И ЮГ EAST AND SOUTH		
ВЕРНИЙ МЕЛ. UPPER CRETACEOUS	КАМПАНИ-МАСТРИХТ CAMPAIGN-MASTRICHTIAN					Ольдонская свита Oldonsk suite (K <sub>o</sub> )		
	ТУРОНИАН-САНТОНИАН TUROMIAN-SANTONIAN	Быковская свита Bykovsk suite (K <sub>b</sub> k)	Красноярковская свита Krasnoyarskovsk suite (K <sub>kr</sub> )	Жонькерская свита Zhonyevsk suite (K <sub>jn</sub> )	Березовская свита Berezovsk suite (K <sub>br</sub> )	Туровская и заслоновская свиты Turovsk and Zaslonskovsk suites (K <sub>tr</sub> zsl)		Марийская свита Mariysk suite (K <sub>mr</sub> )
ТРИАС-ВЕРХНИЙ МЕЛ. (СЕНОМАН) TRIASSIC-UPPER CRETACEOUS (SENOMANIAN)				Верблюжегорская и арковская свиты Verbyuzhegor'sk and Arkovsk suites (K <sub>vb</sub> )(K <sub>ar</sub> )	Богатинская свита Bogatinsk suite (K <sub>bg</sub> )	Учирская свита Uchirsk suite (K <sub>uc</sub> )		Славянская свита Slavyansk suite (K <sub>sl</sub> )
			Найбинская свита Nalbinsk suite (K <sub>nb</sub> )	Тумовская свита Tumovsk suite (K <sub>tm</sub> )	Хойская свита, Иващинская толща Khoisk suite, Ivashkinsk thick unit (K <sub>ho</sub> )(K <sub>iv</sub> )		Томинская свита Tominsk suite (K <sub>tn</sub> )	
			Айская свита Aisk suite (K <sub>as</sub> )	Побединская свита дальдлаганская серия Pobedinsk suite Daldlagansk series (K <sub>-pb</sub> )(K <sub>-dl</sub> )				Тойская свита Toisk suite (K <sub>ts</sub> )
		Новиковская свита Novikovsk suite (K <sub>nv</sub> )		Буякинские слои, самохинская толща Buyakinsk layers, samokhinsk unit (K <sub>bl</sub> )(K <sub>sa</sub> )	Остринская свита Ostrinsk suite (K <sub>-o</sub> )(K <sub>os</sub> )			Орлинская свита Orlinsk suite (K <sub>-o</sub> )(K <sub>or</sub> )
		Симинский комплекс Siminsk complex (K <sub>sv</sub> )			Дербышевский комплекс Derbyshevsk complex (K <sub>dr</sub> )			
	Бахуринский комплекс Bakhurinsk complex (K <sub>bh</sub> )			Руковский комплекс Rukovsk complex (K <sub>rk</sub> )				
				Мулейкинский комплекс Muleikinsk complex (K <sub>ml</sub> )				

Рис. 1.3. Фрагмент геологической карты Сахалина, масштаб 1:1000000

Синклинальная зона, с запада ограниченная Центрально-Сахалинским разломом, резко асимметрична. В западной, приразломной части, мощность осадочного кайнозоя достигает 4–6 — 9 км (в локальных трогах). К востоку его мощность постепенно сокращается (1,5–2 км) до выклинивания на крыльях смежных антиклинальных зон. Среднемиоцен-четвертичные пострифтовые толщи слабо деформированы, практически не пересекаются разрывными нарушениями и с угловым несогласием перекрывают горсты интенсивно дислоцированных пород нижележащих структурно-стратиграфических комплексов.

С запада Сахалин граничит с **Татарским прогибом**, занимающим акваторию одноименного пролива. Фундамент прогиба сложен мезозойскими вулканогенно-кремнистыми отложениями и вулканитами окраинных поясов, залегающими на глубинах от 3 до 12 км. Позднемеловой терригенный комплекс из-за низкой уплотненности сейсмоакустически частично попадает в осадочную толщу бассейна, а частично — в акустический фундамент (та часть, которая претерпела термальный метаморфизм). Татарский прогиб включает в себя трого (с севера на юг): Северо-Татарский, Центрально-Татарский, Южно-Татарский и Исикари.

**Северо-Татарский трог** представляет собой грабенообразную структуру, частично выходящую на севере Сахалина, поверхность фундамента которой располагается на глубине 8,0–10,0 км. На севере он через небольшую седловину сочленяется с Северо-Сахалинским прогибом. Осадки, выполняющие трог, представлены четырьмя структурными комплексами, разделенными региональными несогласиями и резко различающимися по структурно-вещественной и физической характеристикам. Верхнемеловой структурный комплекс образован уплотненными осадочными и вулканогенно-осадочными породами мощностью в 1–2,5 км. Палеоцен-эоценовый раннерифтовый структурный комплекс, сложенный континентальными осадочными и вулканогенно-осадочными образованиями мощностью до 1,5 км, выполняет узкие (5–10 км) грабены, вдоль восточной и западной границ бассейна. Позднерифтовый олигоцен-нижнемиоценовый комплекс образует мощную (0,5–4 км) осадочную толщу сложного внутреннего строения, ограниченную слабонарушенной кровельной и сильно изогнутой подошвенной поверхностями, погружающимися на восток, к зоне Западно-Сахалинского разлома. Оligоцен представлен глубоководными глинистыми и кремнистыми отложениями (0,1–2 км), расположенными в грабенах; нижний — средний миоцен образован песчаными и алевро-песчаными континентальными и прибрежно-морскими отложениями (0,1–1,5 км), перекрывающими отложения олигоцена и блоки верхнемеловых и палеогеновых пород. Среднемиоцен-четвертичный пострифтовый структурный комплекс представлен терригенными отложениями (0,1–5,1 км) и обладает асимметричной структурой с пологим протяженным западным и крутым коротким восточным крыльями.

**Центрально-Татарский трог** северо-восточного направления, отделен от соседних структур региональными разломами: с востока — Западно-Сахалинским; с севера — Восточно-Сихотэ-Алинским. Южной границей трога служит Слепиковский разлом, выраженный в геофизических полях магнитной аномалией. Поперечные разломы контролировали вулканические центры в миоцене и плиоцене. Трог сложен мощной толщей верхнемеловых и кайнозойских отложений, из которых частично изучены олигоцен-нижнемиоценовый и среднемиоцен-четвертичный структурные комплексы. Оligоцен-нижнемиоценовый присутствует на восточном борту и в односторонних грабенах западной части трога. Среднемиоцен-четвертичный комплекс образует субгоризонтально залегающий чехол, увеличивающийся в мощности в направлении Сахалина, где осадки подверглись складчатости в конце плиоцена.

**Южно-Татарский трог** является переходной структурой к глубоководной котловине Японского моря. Его центральная часть представляет собой зону растяжения и выполнена субгоризонтально залегающими среднемиоцен-четвертичными отложениями, с выклиниванием среднего миоцена к бортам прогиба. На западном борту прогиба верхнемиоценовые и плиоценовые породы залегают на мезозойских образованиях и постепенно выклиниваются за счет нижних частей разреза. В восточной части прогиба серии сбросов формируют односторонние грабены, выполненные слабо деформированными среднемиоцен-четвертичными отложениями. На юго-востоке трого Южно-Татарский и Исикари разделены **Ребун-Монеронским поднятием** (горстом), сложенным мезозойско-кайнозойскими вулканитами. Неогеновые осадочные и вулканогенно-осадочные отложения выполняют грабены в своде поднятия и образуют складки на его северном периклинальном замыкании.

Асимметричный **трог Исикари** имеет пологое западное и крутое восточное крылья. Он сложен слабо деформированными верхнемеловыми; палеоцен-эоценовым, олигоцен-нижнемиоценовым, среднемиоцен-четвертичным осадочными комплексами. Нижние части кайнозойского разреза выклиниваются на периферии осевой части трого.

## 2. Стратиграфия меловых отложений Западного Сахалина

Меловые отложения Западного Сахалина разделяются на нижний и верхний отделы (табл. 1.1, 1.2).

**Самохинская толща** (свита) названа по ключу Самохинскому представлена кремнисто-вулканогенной последовательностью. Возраст предположительно аптальбский; является аналогом буюклинских слоев (Сальников и др., 1984; табл. 1.1).

**Буюклинские (Буюклинские) слои** названы по р. Буюклинка (Теплов, 1963). В основании (более 750 м) — темные тонкослоистые аргиллиты и алевролиты; вверху (470 м) тонкочередующиеся аргиллиты и алевролиты с подчиненными прослоями песчаников и туфов. Взаимоотношение с подстилающими породами неизвестно, согласно перекрываются побединской свитой.

**Побединская свита** названа по р. Побединка (Совещание..., 1959), согласно залегают на буюклинских слоях и согласно перекрывается тымовской свитой. Сложена туфогенными песчаниками, алевролитами, туфами, кремнисто-глинистыми породами (более 3000 м) альб — сеноманского возраста. Свита является частичным аналогом найбинской свиты.

**Тойская свита** названа по р. Той (Верещагин, 1970). Аргиллиты, алевролиты с многочисленными слоями песчаников и редкими прослоями окремненных алевролитов. Мощность 700—800 м. Подстилающие отложения не установлены; перекрывается согласно томинской свитой. Нижняя часть свиты соответствует айской свите и буюклинским слоям Западно-Сахалинских гор. Возраст: альб-сеноман.

**Томинская свита** названа по р. Томь (Верещагин, 1970). Разделяется на три подсвиты: нижняя (350—900 м) — туфы псефито-псаммитовые и агломератовые, песчаники граувакковые и полимиктовые, аргиллиты и алевролиты; средняя (400—700 м) — аргиллиты, алевролиты с прослоями окремненных алевролитов и полимиктовых песчаников; верхняя (500—700 м) — туфы, аргиллиты, алевролиты, полимиктовые и туфогенные песчаники с пластами кремнистых пород. Общая мощность 1250—2300 м. Согласно залегают на тойской свите, перекрывается неогеном; аналогична нижебыковской подсвите и тымовской свите. Возраст: сеноман-турон (?).

**Тымовская свита** названа по пади Тымовская (Смехов, 1953). Сложена алевролитами, аргиллитами, в верхней части — песчаниками, иногда с прослоями каменных углей; в основании конгломератами. Мощность 3500 м. Согласно залегают

на побединской и перекрывается верблюжегорской или арковской свитой. Является аналогом нижнебыковской подсвиты. Возраст: сеноман-турон.

**Верблюжегорская свита** названа по «группе горы Верблюды» (Смехов, 1953). Она представлена песчаниками с прослоями конгломератов мощностью около 1000 м. Согласно залегает на тымовской и перекрывается жонкьерской свитой. На юге аналогом является среднебыковская подсвита, на севере — арковская свита. Возраст — коньяк.

**Арковская свита (слои)** названа по р. Арково (Криштофович, 1937). Песчаники, конгломераты, чередующиеся песчаники, алевролиты и аргиллиты с промышленными пластами каменного угля; мощность 1000 м. Залегает согласно на тымовской свите, перекрывается предположительно жонкьерской. К югу фациально замещается верблюжегорской и среднебыковской подсвитой. Возраст: поздний коньяк — ранний сантон.

**Жонкьерская (Жонкиерская) свита** названа по мысу Жонкиер (Смехов, 1953). Она сложена алевролитами, аргиллитами, туфогенными песчаниками с прослоями конгломератов и каменных углей мощностью около 2000 м. Залегает согласно на верблюжегорской и арковской свитами, перекрывается согласно красноярковской. На юге она фациально замещается верхнебыковской подсвитой; вероятно, частично соответствует нижнекрасноярковской подсвите. Возраст: сантон — ранний кампан.

**Айская свита** названа по р. Ай (Андреев и др., 1966) на юге Сахалина. Обнажается в т. ч. в опорном разрезе меловых отложений Сахалина (Верещагин и др., 1987). Подстилающие породы не известны, согласно перекрывается найбинской свитой. Разрез состоит из туфотурбидитов: алевролитов, аргиллитов и песчаников с прослоями и пластами туфов преимущественно среднего состава, а также известняков с орбитолинами. Видимая мощность около 1400 м. Возраст: альб.

**Найбинская свита** названа по р. Найба (Егиазаров, 1963), где расположен опорный разрез меловых отложений Сахалина. Свита сложена алевролитами, аргиллитами, песчаниками с линзами конгломератов мощностью 1200 м. Залегает согласно на айской свите, перекрывается согласно быковской свитой. Свита разделена на две подсвиты: нижнюю (410–500 м) глинистую и верхнюю (600–850 м) более песчаную. Возраст: поздний альб — ранний сеноман (Верещагин и др., 1987).

**Быковская свита** названа по с. Быков (Материалы... 1961) на р. Найба. Сложена алевролитами, глинами с редкими прослоями турбидитов и известняково-мергелистыми конкрециями. Подразделяется на три подсвиты, средняя (500–680 м) из которых более песчаная, чем нижняя (1000 м) и верхняя (600–800 м). Мощность 1900–2700 м. Согласно залегает на найбинской свите и перекрывается красноярковской. Возраст: поздний сеноман-ранний кампан (Верещагин и др., 1987).

**Красноярковская свита** названа по р. Красноярка (Материалы... 1961). Образована чередованием песчаных и алевритовых туффитов, туфов среднего состава с конгломератами в основании. Согласно залегает на быковской свите на юге острова и на жонкиерской на севере, перекрывается без видимого несогласия каменной угленосной свитой палеоцена. Подразделена на две подсвиты. Верхняя (230 м), существенно туфогенная подсвита, на юге называется **синегорской подсвитой (слоями)**, на севере — **бошняковской**. Мощность 800–900 м. Возраст: поздний кампан — даний (Верещагин и др., 1987).

Корреляция названных подразделений, в том числе с соседними регионами, показана в табл. 1.1.



### 3. Палеогеография и условия формирования меловых отложений Сахалина

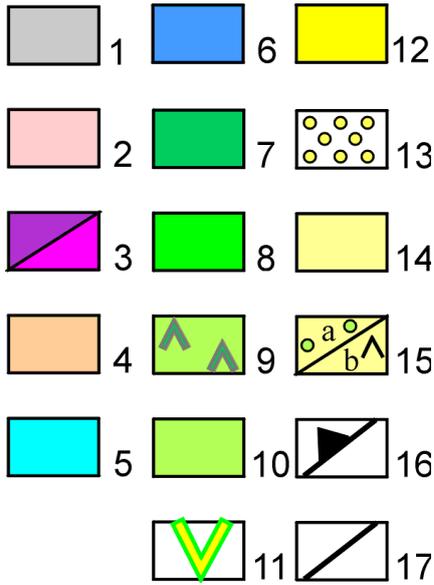
Существует достаточно большое количество палеотектонических и, соответственно, палеогеографических реконструкций развития данного региона, охватывающих меловой период, но различающихся в деталях.

Для Сахалина и прилегающих районов предполагают, что в перми-раннем мелу отложения формировались в океанических условиях с отдельными поднятиями типа гайотов (в т. ч. с юрскими рифами), в конце юры — раннем мелу в условиях островной дуги, а в позднем мелу — палеоцене — в условиях глубокого склона бассейна, сменившегося мелким морем (рис. 1.4–1.5, 1.8).

В развитии Сахалина и близлежащих районов в мелу устанавливается обычно три этапа: юрско-раннемеловой (доальбский), альб-сеноманский и сеноман-палеоценовый.

#### Раннемеловой (доальбский) этап

В раннем мелу на значительной восточной окраины Азии формируются океанические вулканогенно-кремнистые комплексы мощностью десятки — первые сотни метров (рис. 1.4). Они известны на Сахалине, Японских островах и в Приморье. Большинство из них, в т. ч. широко распространенные на Сахалине, относятся к альбу-сеноману, но присутствуют и существенно более древние, находящиеся в сложных тектонических соотношениях.

	<p>Условные обозначения к рис. 1.4–1.5 (Kemkin et al., 2016):</p> <p>1 — шельф;                  2 — континентальная кора: <b>РСm</b> кратоны,  <b>O<sub>1</sub></b> Ханкайско-Буреинский массив и другие блоки;                  3 — до <b>J</b> террейны;                  4 — <b>P-T</b> коллизионные пояса;                  5 — <b>J</b> турбидитный бассейн;                  6 — <b>J</b> аккреционная призма;                  7 — <b>K<sub>1</sub></b> турбидитный бассейн;                  8 — <b>J<sub>3</sub>-K<sub>1</sub></b> аккреционная призма;                  9 — <b>K<sub>1</sub>h-al</b> островные дуги;                  10 — <b>K<sub>1</sub>h-al</b> аккреционная призма;                  11 — <b>K<sub>2</sub></b> В-Сихотэ-Алинский вулканический пояс;                  12 — <b>K<sub>2</sub></b> аккреционная призма;                  13 — <b>K<sub>2</sub></b> преддуговой бассейн;                  14–15 — субдукционно-аккреционные комплексы Палео-Охотской зоны;                  16 — современная зона субдукции;                  17 — разломы</p>
--	--

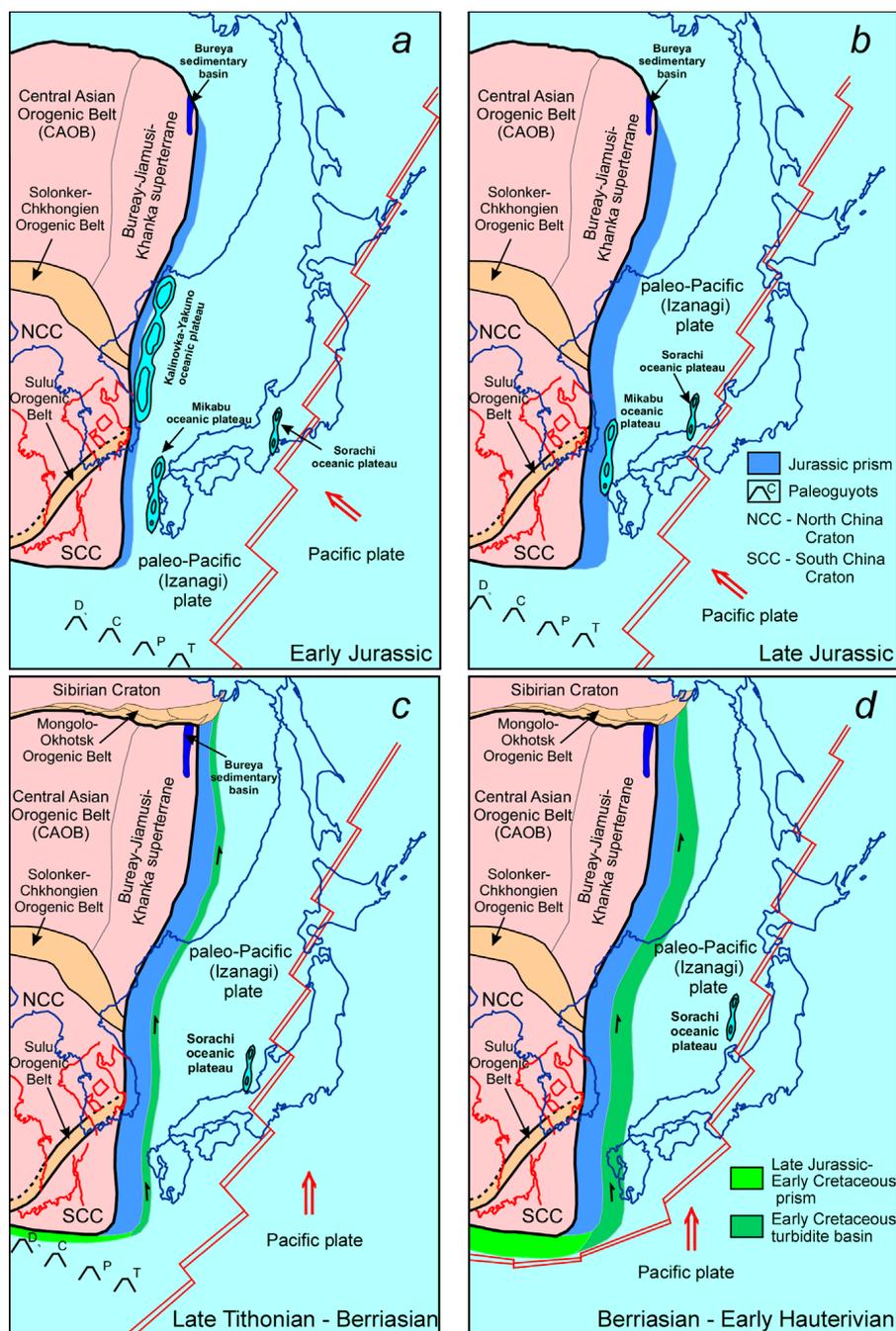


Рис. 1.4. Палеогеодинамическая реконструкция Сихотэ-Алиня, Сахалина и Япономорского региона в ранней юре (А), поздней юре (В), на границе титона и берриаса (С) и в берриасе — раннем готериве (D) (Kemkin et al., 2016)

Раннемеловые (юрско- и триас-раннемеловые) доальбские океанические последовательности известны в поясах Сорачи-Езо на Хоккайдо (Takashima et al., 2004), в комплексе пояса Токоро, расположенном восточнее (Sakakibara et al., 1993), и на Сахалине (Жаров и др., 2005). Они сложены яшмами и радиоляритами, которые согласно перекрывают толщу основных вулканитов, представленную пиллоу-лавами, гиалокластитам и вулканогенно-осадочными породами. Строение и состав комплекса свидетельствуют о его медленном накоплении в крупном океаническом бассейне. Петрохимические особенности базальтов, ассоциирующих с кремнистыми породами, также свидетельствуют об их океаническом внутриплитном происхождении. Предполагается, что они являются фрагментами океанического плато, образовавшегося

в результате позднеюрско-раннемелового мантийного плюма в средней части Панталассы.

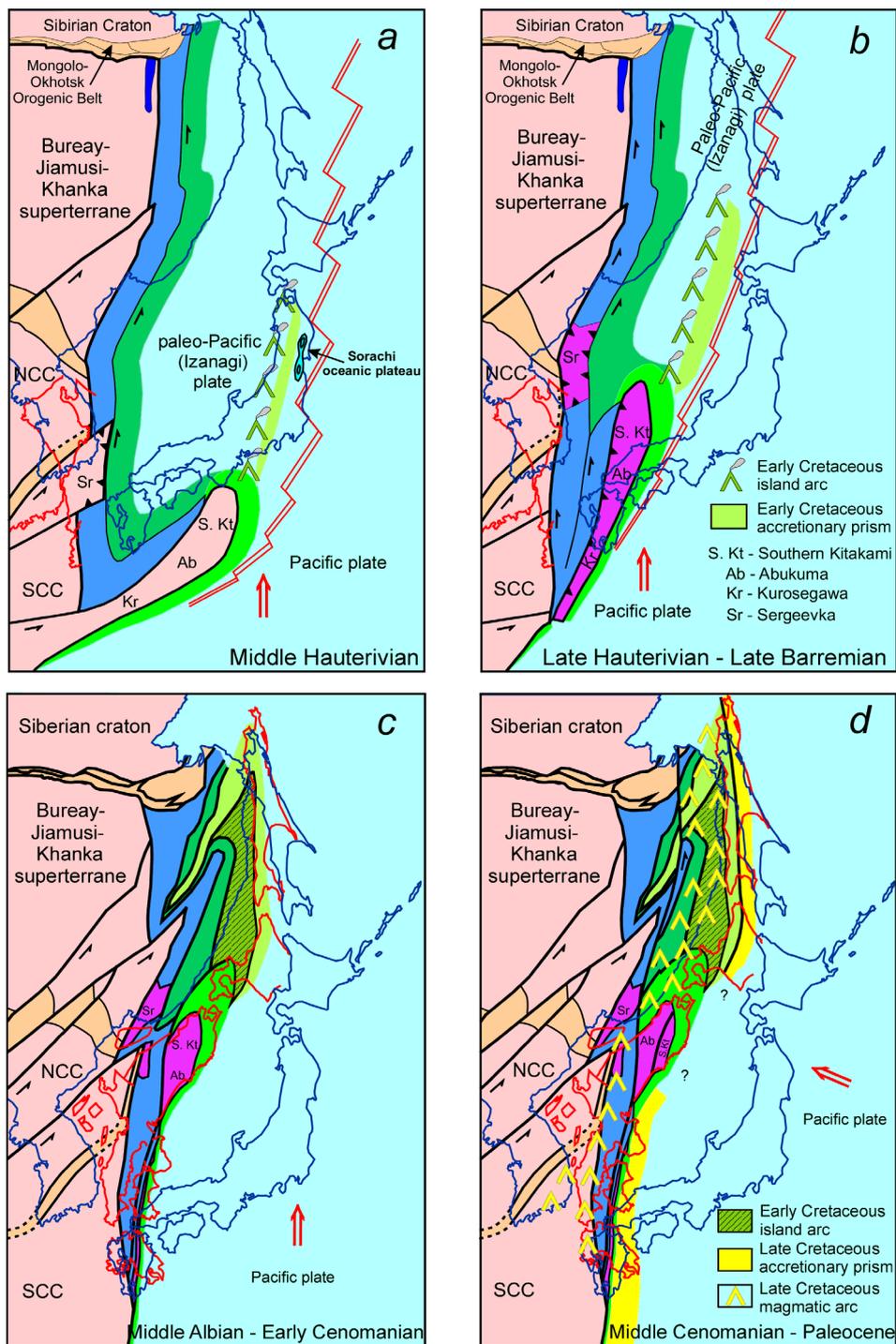


Рис. 1.5. Палеогеодинамическая реконструкция Сихотэ-Алиня, Сахалина и Япономорского региона в середине готерива (А), в конце готерива — барреме (В), в середине альба — начале сеномана (С) и в середине сеномана — палеоцене (D) (Kemkin et al., 2016)

### ***Альб-сеноманский этап***

В альбе-сеномане Хоккайдо-Сахалинской области происходит смена режима осадконакопления, обусловленная крупными структурными перестройками, в результате которых рассматриваемая область океанического бассейна превратилась в часть поздне меловой переходной зоны континент-океан.

В начале раннего мела в пределах современных Южного Сихотэ-Алиня — Хоккайдо — Сахалина развивался единый прогиб, но уже в апте-альбе на востоке Сихотэ-Алиня вплоть до о. Монерон возникло поднятие, переросшее в гряду островов, а позже — в вулканическую Монероно-Самаргинскую островную дугу (Симаненко и др., 2010), которая разделила прогиб на тыловой (Коппи-Лужкинская и Кемская зоны) и преддуговой (восточная часть Татарского прогиба, Западный Сахалин и юг Сахалина). Тыловой бассейн, имевший более пологие склоны, постепенно мелел и окончательно заполнился осадками в готериве-барреме с последующим осушением. Субдукция под преддуговой прогиб и субдукционный вулканизм начались не позднее конца раннего апта, о чем свидетельствует терригенная седиментация в Западно-Сахалинском прогибе (Зябрев и др., 2004) в отдельных блоках Южного Сахалина (Жаров и др., 2005). Субдукция, вызвавшая образование поднятия, явились причиной локального глаукофан-сланцевого метаморфизма метаофиолитов, палеозойских и мезозойских отложений, приуроченных к разломным зонам (Рихтер, 1986). Источником обломочного материала служила энсиалическая Монерон-Самаргинская (Ребун-Кабато-Монероно-Самаргинская) островная дуга, аккретированная к моменту его заложения к краю Евразийского континента. Палеотектонические реконструкции для этого времени показаны на рис. 1.5.

### ***Сеноман-палеоценовый этап***

Примерно в середине сеномана палеогеография региона меняется (рис. 1.5) и Сахалинский бассейн представляет собой окраинно-континентальное глубокое море. В найбинское время обломочный материал поступал с запада и северо-запада, с островов и с суши, береговая линия которой проходила в районе Татарского пролива. К юго-востоку (район залива Анива) состав всех отложений меняется на более тонкий, глинистый (рис. 1.6). В быковское время береговая линия отодвинулась дальше на запад. Для меридиональной зоны Хоккайдо также устанавливается доминирующее влияние западного источника сноса и в туронских отложениях отмечается погрубение материала и в направлении с запада-северо-запада на восток-юго-восток в современных координатах (Takashima et al., 2004, рис. 1.7). По мнению (Верещагин и др., 1987), большая часть верхнемелового разреза представляет собой чередование более глинистых отложений «относительно глубокого моря» и грубозернистых мелководных отложений с многочисленными органическими остатками. Вероятнее всего, бассейн отвечал внешнему шельфу и верхней батиали, поскольку грубозернистые отложения найбинской и быковской свит представляют собой различные фации склоновых отложений. Это следует и из детальных данных, полученных для Хоккайдо (Takashima et al., 2004), где для аналогичного интервала восточной части бассейна интерпретируются обстановки континентального склона. Исключение составляет туронский интервал, связанный с падением уровня моря, обмелением, и формированием сети врезанных долин. На большей части Сахалина ему, вероятно, соответствует формирование относительно грубой среднебыковской подсвиты.

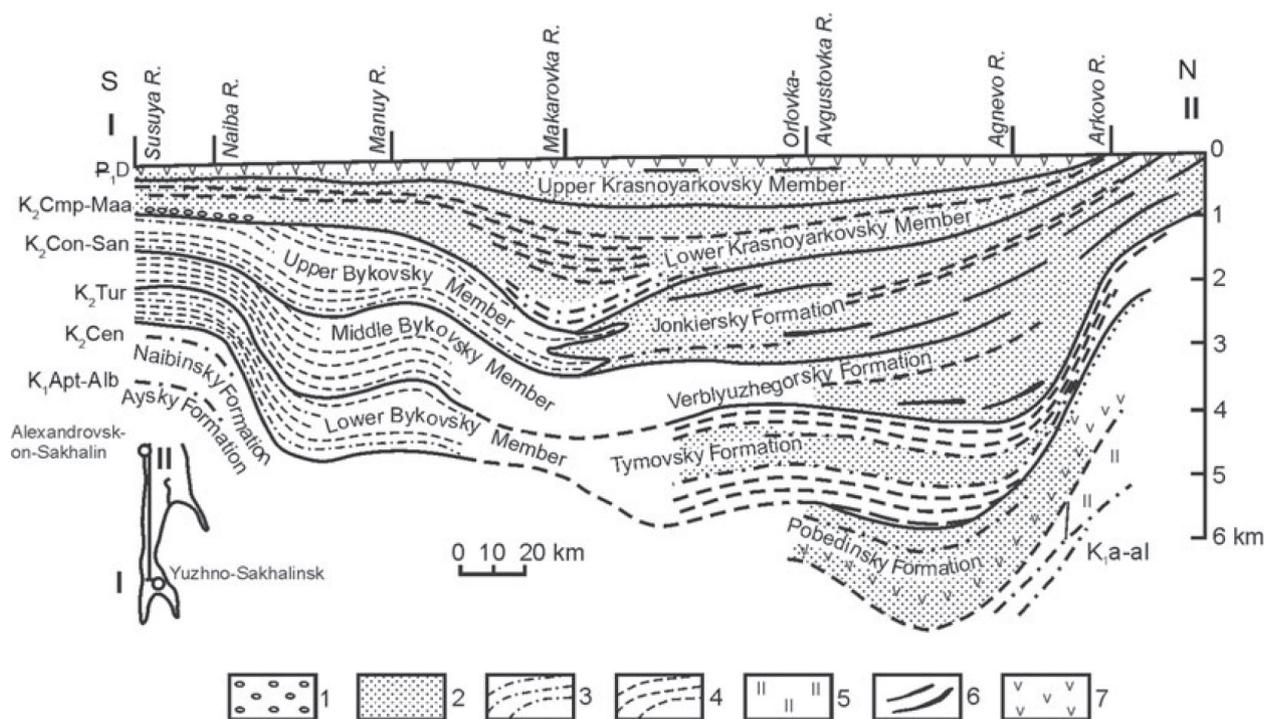


Рис. 1.6. Схематический профиль меловых отложений Западно-Сахалинской зоны (Kirillova et al., 2011). 1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — алевролиты; 4 — аргиллиты; 5 — кремнистые породы; 6 — угли; 7 — средние эффузивы

На севере Сахалина в это же время накапливались мелководно-морские отложения, прибрежные, а также континентальные угли арковской свиты. Континентальные условия здесь продолжались и в сантоне-кампане, о чем свидетельствует присутствие углей в жонкьерской свите. Кроме того, здесь начал проявляться вулканизм, свидетельствующий о близости островной дуги.

По минералогическим данным для Западно-Сахалинской зоны (в Найбинском разрезе) выделены две ассоциации тяжелых минералов (Верещагин и др., 1987). Турмалин-гранат-цирконовая ассоциация охватывает айскую, найбинскую и быковскую свиты. Роговообманково-эпидотовая ассоциация соответствует отложениям красноярковской свиты. На границе быковской и красноярковской свит (т. е. внутри кампана) происходит резкая смена ассоциаций минералов тяжелой фракции и, соответственно, источников сноса.

В конце мела — палеоцене в результате тектонических движений, направленных со стороны океана, в районе Сахалина произошло сближение и совмещение разнородных позднемеловых формационных комплексов, была сформирована чешуйчато-надвиговая структура центральных и восточных районов острова (Рихтер, 1986). При этом Западно-Сахалинский бассейн почти не подвергся деформациям, осадконакопление в нем было непрерывным, хотя общий тренд заполнения бассейна был направлен в сторону его быстрого обмеления.

В красноярковское время (конец кампана — начало маастрихта) на востоке Сахалина существовал глубокий прогиб, в котором при подводных излияниях шло формирование мощной толщи кремнистых, терригенных и вулканогенных пород. Предположительно только в конце красноярковского времени в пределах Восточно-Сахалинских гор появились острова, близ которых накапливались грубообломочные осадки березовской свиты (Гранник, 1978).



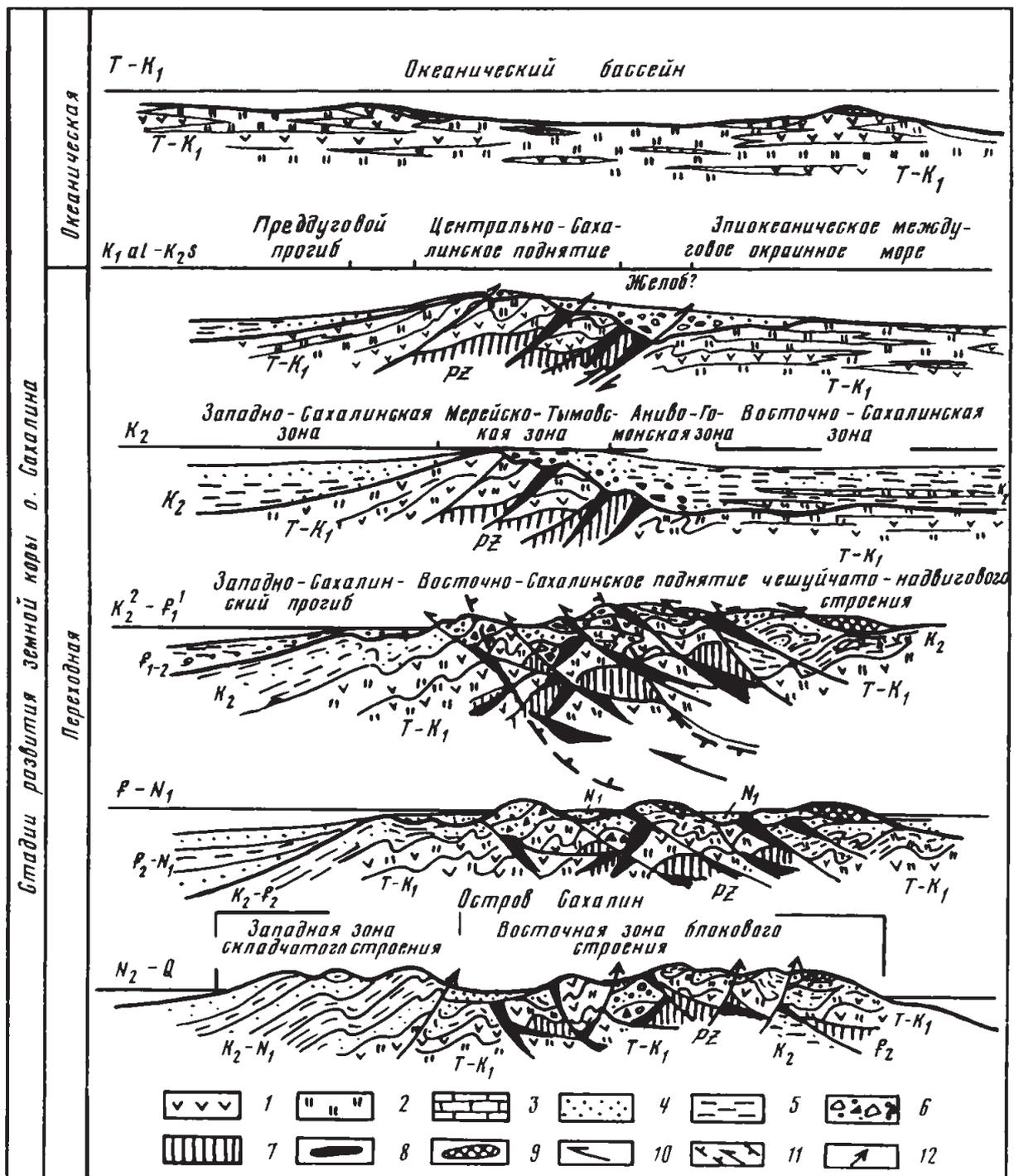


Рис. 1.8. Схема развития структур Сахалина (Рихтер, 1986). 1 — базальты, спилиты, диабазы; 2 — яшмы, радиолариты; 3 — известняки; 4 — песчаники; 5 — алевролиты, аргиллиты; 6 — олистостромы; 7 — палеозойские отложения; 8 — метагипербазиты, амфиболиты; 9 — офиолитовые аллохтоны; 10 — надвиги и направление движения; 11 — зоны динамометаморфизма и направление движения масс вдоль глубинных надвигов; 12 — взбросо-надвиги, сопряженные с правыми сдвигами

## ЭКСКУРСИЯ 1.

### РЕКА НАЙБА, РАЙОН СЕЛА БЫКОВ. ОПОРНЫЙ РАЗРЕЗ ВЕРХНЕГО МЕЛА САХАЛИНА

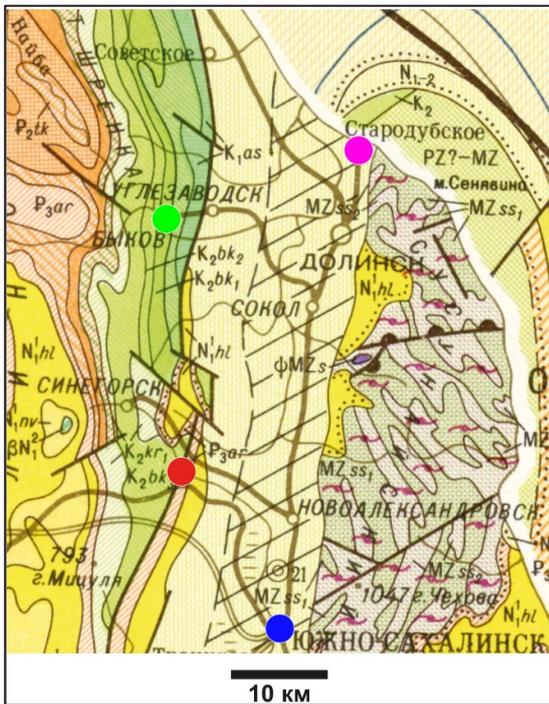


Рис. 1.1.1а. Район проведения экскурсий на геологической карте. Зеленая точка — р. Найба, район с. Быков

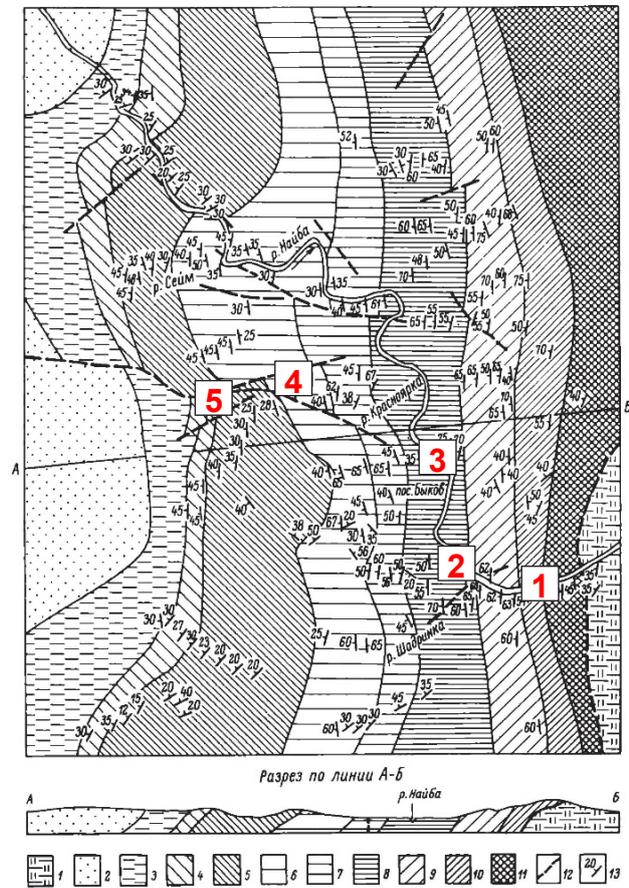


Рис. 1.1.1б. Схема геологического строения бассейна р. Найбы (Верещагин и др., 1987).

- 1 — неогеновые отложения; свиты и подсвиты: 2 — краснопольская и такарадайская, 3 — снежинкинская, 4 — верхнекрасноярковская, 5 — нижнекрасноярковская, 6 — верхнебыковская, 7 — среднебыковская, 8 — нижнебыковская, 9 — верхнеайбинская, 10 — нижнеайбинская подсвита, 11 — айская свита; 12 — разрывы, 13 — элементы залегания

Разрез меловых отложений на р. Найба является одним из наиболее полных и хорошо обнаженных разрезов меловой системы в тихоокеанском секторе Российской Федерации. Результаты его изучения изложены в многочисленных публикациях и обобщены в монографии (Верещагин и др., 1987). Несмотря на это, разрез требует дальнейшего изучения современными методами. Посещение этого разреза как специалистами, так и любителями, приносит новую информацию о его строении и стратиграфии и способствует повышению уровня знаний о геологии региона.

Для посещения предлагается несколько легкодоступных мест по берегам р. Найба и р. Красноярка в районе с. Быков. Каждое из этих мест представляет достаточно интересный геологический объект, демонстрирующей особенности стратиграфии и осадконакопления Южного Сахалина в меловом периоде. Каждый из этих пунктов сопровождается краткими пояснениями в путеводителе.

## 1.1. Окраина села Быков, левый борт реки Найба, дорожная выемка у трассы газопровода (рис. 1.1.2)

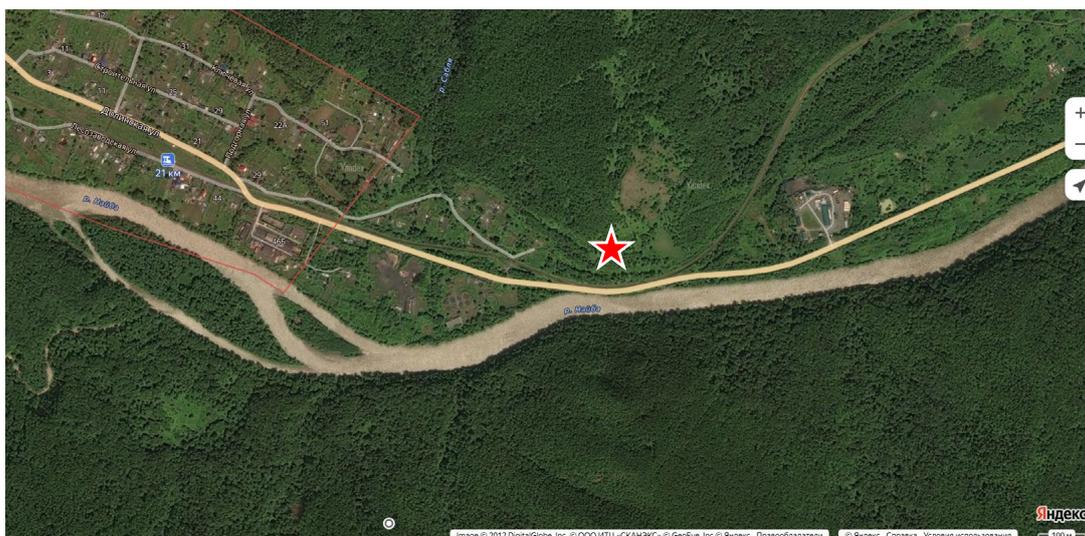


Рис. 1.1.2. Местоположение разреза нижненайбинской подсвиты (<https://yandex.ru/maps/>)

**Разрез айской свиты** обнажается в найбинском разрезе юго-восточнее с. Быков (Верещагин и др., 1987). Подстилающие породы неизвестны. Южнее полоса айской свиты суживается и выклинивается за счет срезания все более молодых отложений разломом. Свита согласно перекрывается найбинской свитой. Разрез состоит из туфотурбидитов: алевролитов, аргиллитов и песчаников, редко — конгломератов с прослоями и пластами туфов преимущественно среднего состава, а также известняков с орбитолинами. Видимая мощность около 1400 м. Возраст: альб, установлен на основе находок аммонитов *Brewericeras* ex gr. *hulenense* (Верещагин и др., 1987).

**Стратотип найбинской свиты** расположен на юго-восточной окраине с. Быков. Свита сложена туфоалевролитами, аргиллитами, туфопесчаниками с линзами конгломератов мощностью 1200 м. Залегает согласно на айской свите, перекрывается согласно быковской свите. Свита разделена на две подсвиты: нижнюю (410–500 м) глинистую и верхнюю (600–850 м) более песчаную. Возраст: поздний альб — ранний сеноман (Верещагин и др., 1987).

В разрезе можно наблюдать фрагмент нижней подсвиты (рис. 1.1.3), представленной туфопесчаниками различной зернистости, чередующимися с алевроито-глинистыми породами. Ее нижняя часть состоит преимущественно из песчаников и выделяется как пачка I, верхняя — существенно алевролитовая — выделена в пачку II.

В пачке I встречены двустворки *Inoceramus* sp. (*I.* ex gr. *anglicus*), *Inoceramus dunveganensis aiensis*, *Parvamussium* aff. *kimurai*, а также комплекс радиолярий *Crolanium cuneatus*.

Пачка II содержит аммонитов *Parajaubertella kawakitana*, *Desmoceras* (*Pseudouhligella*) *japonicum*, иноцерамов *Inoceramus dunveganensis aiensis*, и тот же комплекс радиолярий.

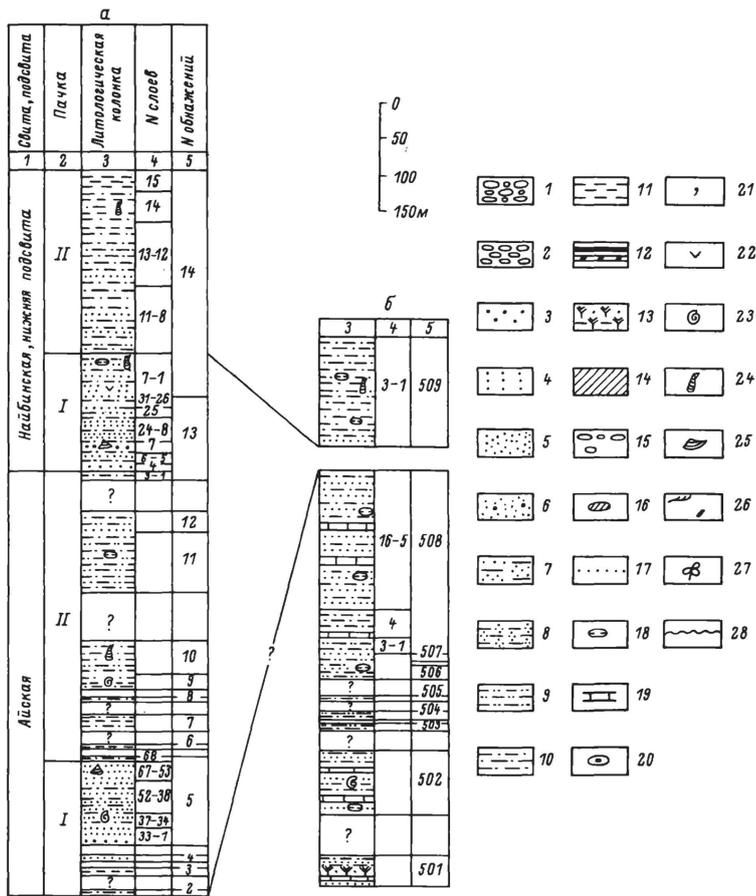


Рис. 1.1.3. Разрезы айской свиты и нижнеайбинской подсвиты по р. Найбе (а) и р. Ай (б) (Верещагин и др., 1987).

1 — конгломерат, 2 — гравелит, песчаник: 3 — крупнозернистый, 4 — среднезернистый, 5 — мелкозернистый, 6 — разнозернистый, 7 — глинистый; алеврит: 8 — песчанистый, 9 — крупнозернистый; 10 — мелкозернистый, 11 — аргиллит и глина, 12 — уголь и углистый аргиллит, 13 — туфы псаммитовый и алевритовый, 14 — кремнистые породы; гальки: 15 — аллотигенных пород, 16 — гальки аутигенных пород; 17 — прослой песчаника, 18 — карбонатные конкреции, 19 — известняк, 20 — конкреции сульфидов, 21 — глауконит, 22 — примесь вулканогенного материала, 23 — аммониты, 24 — иноцерамы, 25 — прочая фауна, 26 — растительный детрит, 27 — листовая флора, 28 — размыв

Туфотурбидиты сформированы за счет вулканогенно-обломочных пород, источник сноса которых располагался на западе, в пределах Сихитэ-Алинского вулканического пояса. Соответственно, их накопление происходило в преддуговом прогибе, но в тылу амагматической аккреционной призмы Восточного Сахалина (рис. 1.5).

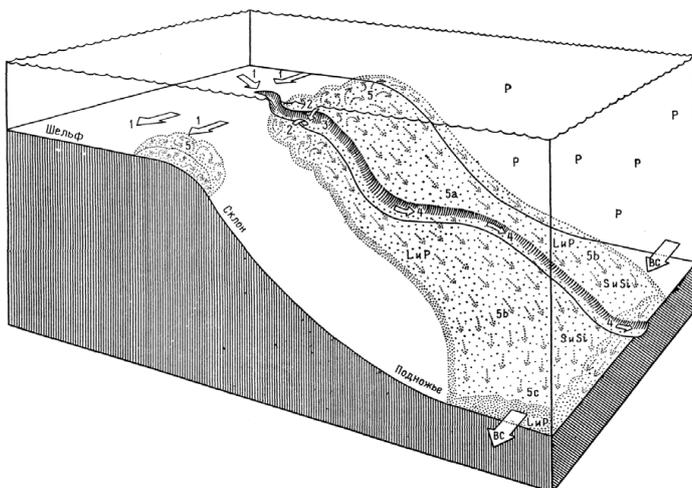
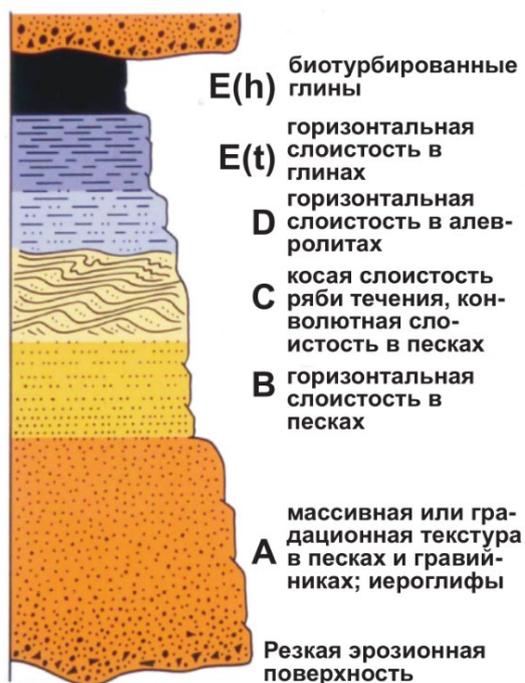


Рис. 1.1.4. Схождение мутьевого потока (турбидита) (по Stanley, 1969, с изменениями). Пески перемещаются на край шельфа (1), накапливаются в верховьях каньонов (2). При мобилизации (5) они в виде суспензии движутся вниз по склону (5а) к подножью. Контурное течение (BC) отклоняет мутьевой поток (5в и 5с), обогащенный глиной (L, P). Песчаная и алевритовая взвесь (S, Si) отклоняется, перемещаясь на более короткое расстояние



*Arnold H. Bouma*  
(05.09.1932 – 16.11.2011)

Рис. 1.1.5. Идеальный «цикл Боума» в среднезернистых турбидитах.  
А–Е — элементы цикла Боума

Турбидиты формируются за счет перемещения турбулентных гравитационных потоков (мутьевых потоков) вниз по склону, где обломочный материал находится во взвешенном состоянии (в суспензии) (рис. 1.1.4). По мере торможения такого потока на дне последовательно оседает все более тонкий материал, образуя закономерную смену отложений от песчаников (конгломератов, гравелитов) до глин (аргиллитов), демонстрирующих такую же закономерную смену текстур. Этот процесс повторяется многократно. Подобные последовательности получили названия «цикла Боума» в честь Арнольда Боума — голландского геолога, впервые объяснившего причины закономерной смены структур и текстур (рис. 1.1.5).

Турбидиты обычно формируют крупные конусообразные тела («фены») в подножье склона бассейнов (рис. 1.1.6). В разрезе можно наблюдать русловые турбидиты, образованные наиболее мощными (несколько метров) массивными песчаными пластами (рис. 1.1.7, Р). Между ними располагаются межрусловые турбидиты — наиболее тонкозернистые пачки аргиллитов, а также турбидиты прирусловых валов (рис. 1.1.7, ПР) — чередующиеся песчаные (сантиметры — десятки сантиметров) и аргиллитовые прослои. В песчаниках прирусловых валов наиболее хорошо можно разглядеть элементы цикла Боума. На фоне туфотурбидитов имеющих зеленовато-серую и серую окраску, встречаются тонкие прослои зеленовато-желтого цвета. Это прослои туфов (рис. 1.1.7, Т) преимущественно андезитового состава.

В верхней части разрез перекрыт четвертичным обломочным шлейфом.

Песчаники туфотурбидитов состоят из плохоокатанного и плохосортированного материала андезитового состава с сильно измененным мелкозернистым матриксом (рис. 1.1.8).

**ПРИСЛОНЕННЫЙ КОНУС,  
ПРОРЕЗАННЫЙ РУСЛАМИ**

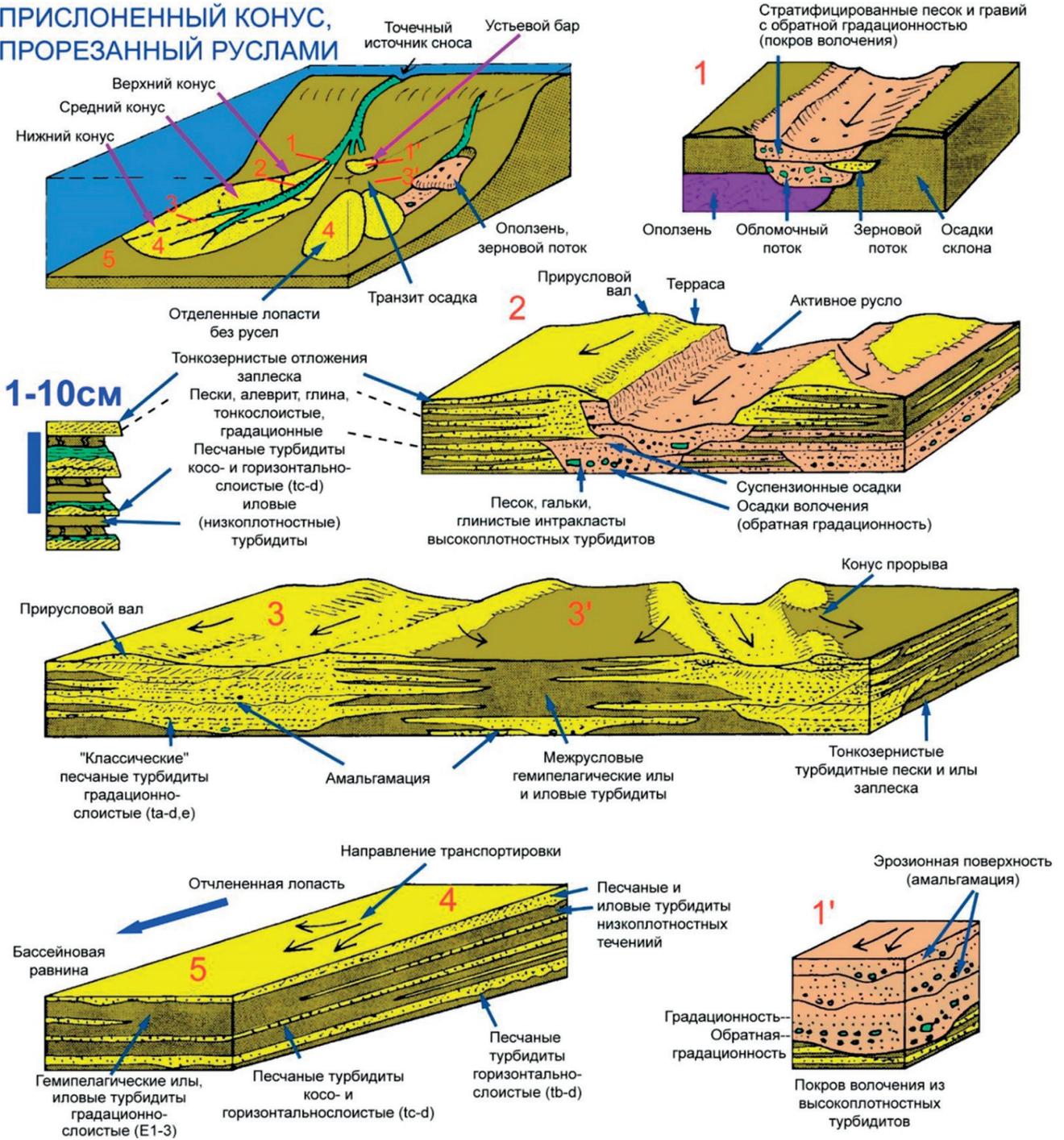


Рис. 1.1.6. Схема строения турбидитного конуса (Барабошкин, 2011, по Einsele, 2000, с изменениями)

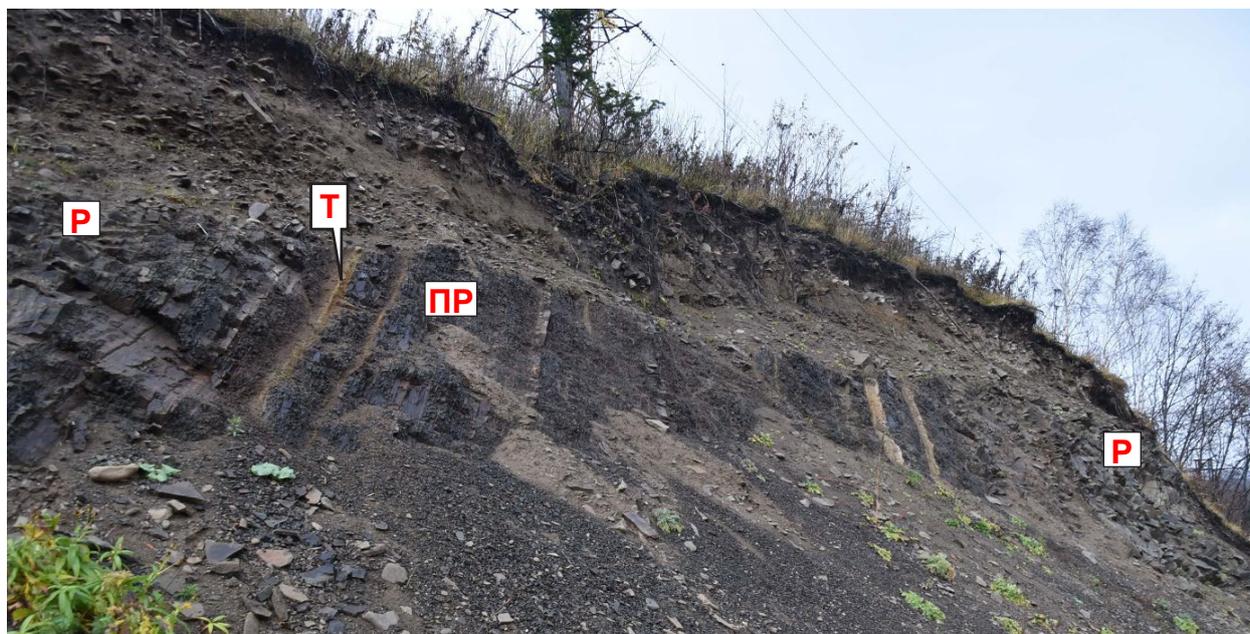


Рис. 1.1.7. Обнажение пород нижненайбинской подсвиты: P — русловые турбидиты, ПР — турбидиты прируслового вала, Т — прослои туфов (фото Е. Ю. Барабошкина, 2023)



Поляризованный свет

Неполяризованный свет

Рис. 1.1.8. Фото шлифа Сах2022-4. Нижненайбинская подсвита, русловые песчаные туфотурбидиты. Видны зерна кварца (Q) и плагиоклазов (Pl). Масштабная линейка 200 мкм (фото Е. Ю. Барабошкина, 2023)

## 1.2. Окрина села Быков у железнодорожного моста, протока реки Найба (рис. 1.2.1, 1.2.2). Нижнебыковская подсвита, отложения глубокого шельфа и перехода к склону

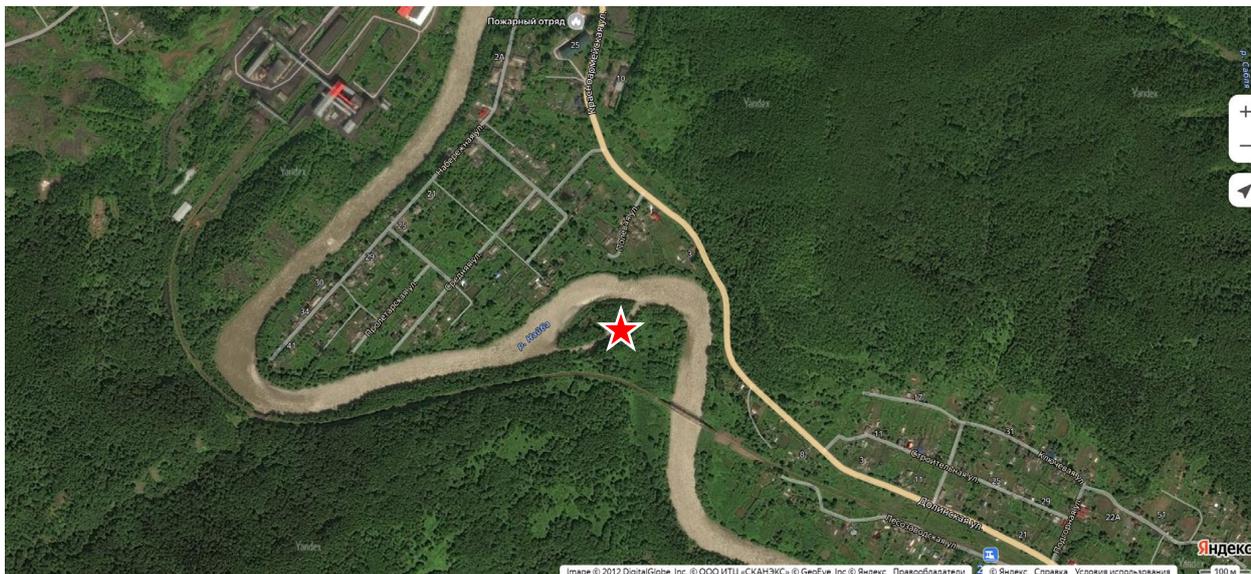


Рис. 1.2.1. Местоположение разреза нижнебыковской подсвиты (<https://yandex.ru/maps/>)

**Быковская свита** названа по с. Быков на р. Найба. Сложена алевролитами, глинами с редкими прослоями турбидитов и известняково-мергелистыми конкрециями. Подразделяется на три подсвиты, средняя (500–680 м) из которых более песчаная, чем нижняя (1000 м) и верхняя (600–800 м) (рис. 1.2.3, 1.1.3). Мощность 1900–2700 м. Согласно залегает на найбинской свите и перекрывается красноярковской свитой. Возраст — поздний сеноман-ранний кампан — подтвержден сравнительно многочисленными находками фауны (Верещагин и др., 1987): аммониты *Anagaudryceras buddha*, *Desmoceras (Pseudouhligella) japonicum*, *Epigoniceras glabrum*, *Jimboiceras planulatiforme*, *Gaudryceras striatum*, *G. denseplicatum*, *Scalarites scalaris*, *S. venustum*, *Scaphites yonecurai*, *Puzosia ambigua*, *Mesopuzosia pacifica*, *Nipponites mirabilis*, *N. bachus*, иноцерамы *Mytiloides labiatus*, *Inoceramus gradilis*, *I. concentricus nipponicus*, *I. pressulus*, и другие фоссилии.

В данной точке обнажается часть разреза нижнебыковской подсвиты, пачка III. Нижнебыковская подсвита согласно залегает на верхненайбинской подсвите и состоит из пяти пачек. Пачка I сложена песчано-глинистыми породами «мусорного» облика. Пачка II представлена тонкозернистыми породами. Пачка III сложена чередующимися песчаниками и алеврито-глинистыми породами. Пачки IV и V представлены преимущественно аргиллитами и алевролитами и различаются только наличием прослоев песчаника в пачке V. Мощность подсвиты 1000 м.

По всей видимости, образование отложений свиты происходило в условиях глубокого шельфа и перехода к батии, подобно пассивным окраинам континентов (рис. 1.2.4). Обломочный материал турбидитов лучше сортирован, более мелкозернистый и минералогически более зрелый (преобладает кварц), присутствуют единичные зерна глауконита (рис. 1.2.5). По всей видимости, источник сноса располагался существенно дальше, чем в случае нижненайбинской подсвиты.

В самой толще и в крупной конкреции (рис. 1.2.6) встречаются биотурбации *Zoophycos*, типичные для глубоководных отложений мезозоя (рис. 1.2.8–1.2.9).

Предполагается, что это структуры поедания осадка червеобразными организмами (черви-эхиуриды, полихеты, аннелиды, сипункулиды, кишечнодышащие).



Рис. 1.2.2. Обнажение пород нижнебыковской подсветы в протоке р. Найба. Видны песчаные прослои турбидитов, местами сцементированные карбонатом, образующим конкреционные прослои (фото Е. Ю. Барабошкина, 2005)

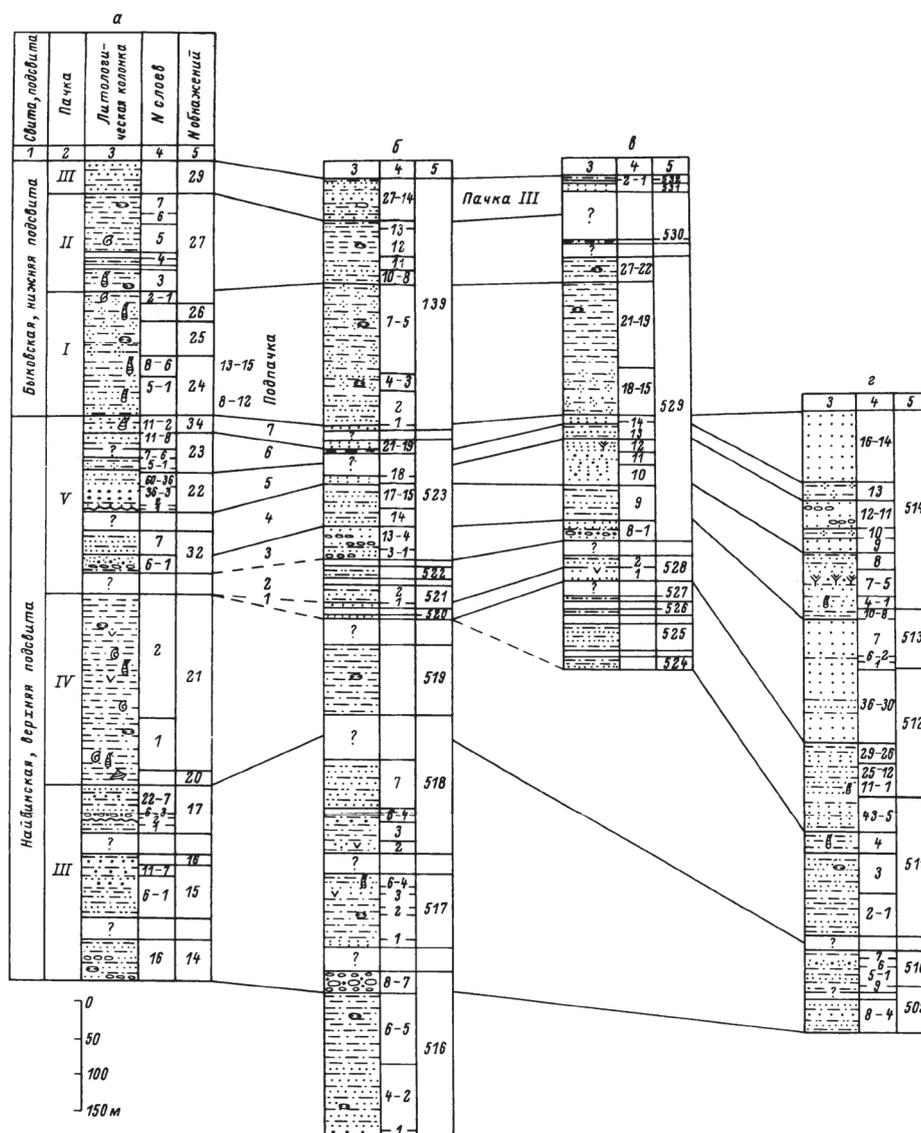


Рис. 1.2.3. Разрезы верхненайбинской и нижнебыковской подсвет по рекам Зависти и Шадринке (а), р. Найбе (б), по четвертому левому притоку р. Найбы (в), р. Ай (г) (Верещагин и др., 1987). Условные обозначения см. на рис. 1.1.3

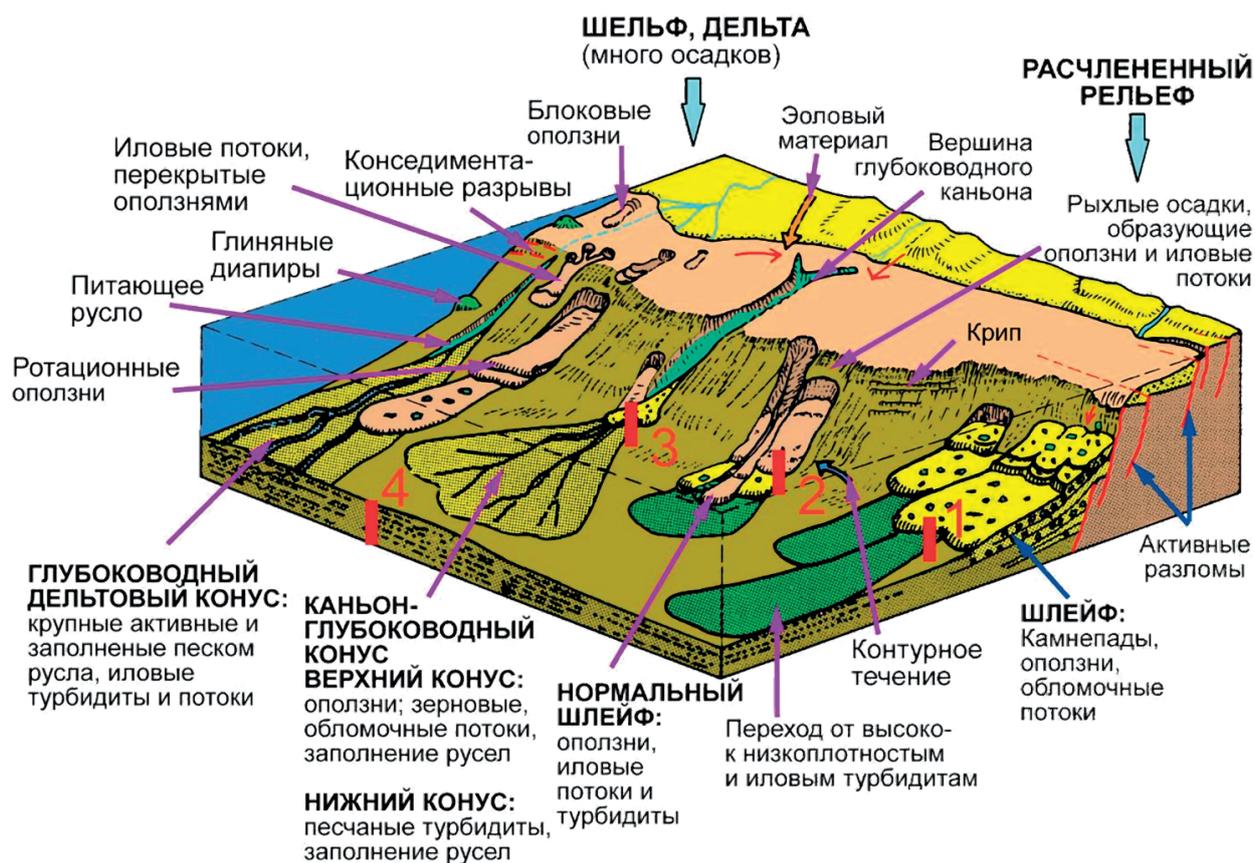


Рис. 1.2.4. Геометрия склона и основные типы склоновых терригенных отложений. Седиментационная модель пассивной континентальной окраины на поздней стадии дрейфа (слева) и на ранней стадии рифтинга (справа) с активными разломами (Барабошкин, 2011, по Einsele, 2000, с изменениями)



Поляризованный свет



Неполяризованный свет

Рис. 1.2.5. Фото шлифа Сах2023-2. Нижнебыковская подсвита, песчаники с *Zoophycos*. G — глауконит. Масштабная линейка 200 мкм (фото Е. Ю. Барабошкина, 2023)



Рис. 1.2.6. Фрагмент структуры *Zoophycos insignis* Squinabol, реконструкция и строение которого показаны на рис. 1.2.7, 1.2.9

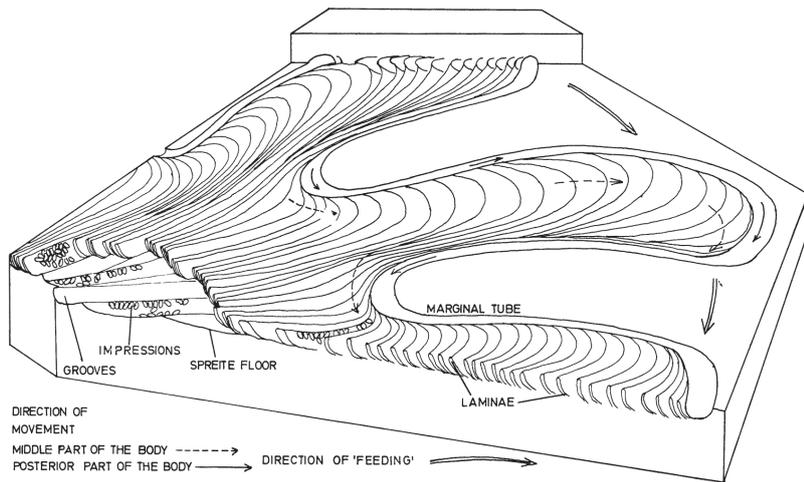


Рис. 1.2.7. Строение *Zoophycos* «Перегородки» — т. н. шпейты — следы поедания осадка. «Отпечатки» — фекальные шарики (Olivero, Gaillard, 2007)

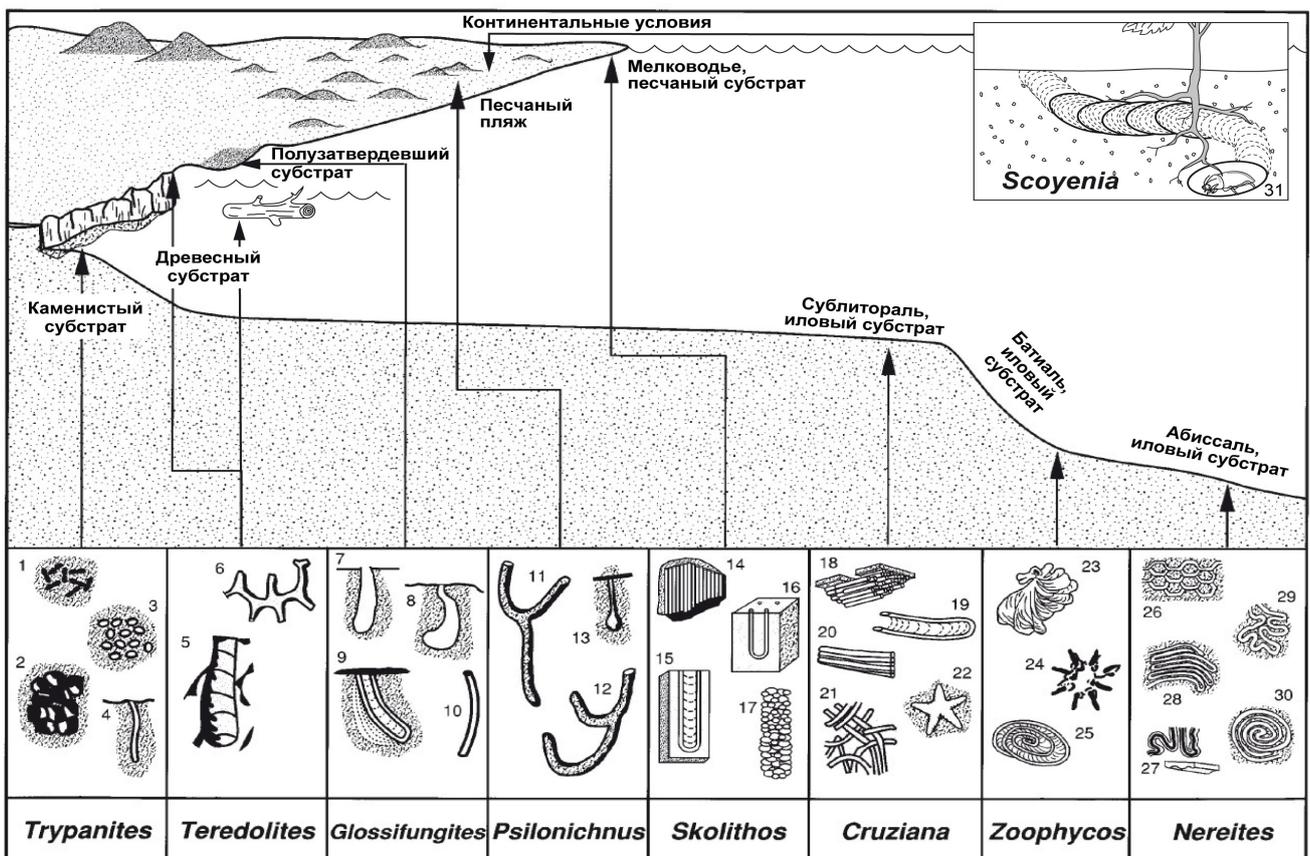


Рис. 1.2.8. Ихнофации А. Зайлахера (Seilacher, 1967; Pemberton, MacEachern, 1995; Smith, Hasiotis, 2008; с изменениями Е. Ю. Барабошкина, 2011). 1 — *Caulostrepsis*; 2 — *Entobia*; 3 — сверления иглокожих; 4 — *Trypanites*; 5 — *Teredolites*; 6 — *Thalassinoides*; 7–8 — *Gastrochaenolites*; 9 — *Diplocraterion* (*Glossifungites*); 10 — *Skolithos*; 11–12 — *Psilonichnus*; 13 — *Macanopsis*; 14 — *Skolithos*; 15 — *Diplocraterion*; 16 — *Arenicolites*; 17 — *Ophiomorpha*; 18 — *Phycodes*; 19 — *Rhizocorallium*; 20 — *Teichichnus*; 21 — *Planolites*; 22 — *Asteriacites*; 23 — *Zoophycos*; 24 — *Lorenzina*; 25 — *Zoophycos*; 26 — *Paleodictyon*; 27 — *Taphrhelminthopsis*; 28 — *Helminthoida*; 29 — *Cosmorhapse*; 30 — *Spirorhapse*; 31 — *Scoyenia*, *Taenidium*

*Zoophycos* в течение эволюции организмов-продюсеров следов перешли от мелководного к преимущественно глубоководному образу жизни, при этом конструкция нор постоянно усложнялась (рис. 1.2.9). *Zoophycos* является одной из «стандартных» или

«архетипических» ихнофаций А. Зайлахера, характеризующих обстановки глубокого шельфа, склонов бассейнов и их подножья в мезозойских и кайнозойских отложениях (рис. 1.2.8). Современные биотурбации такого типа встречены на глубинах свыше 3 км.

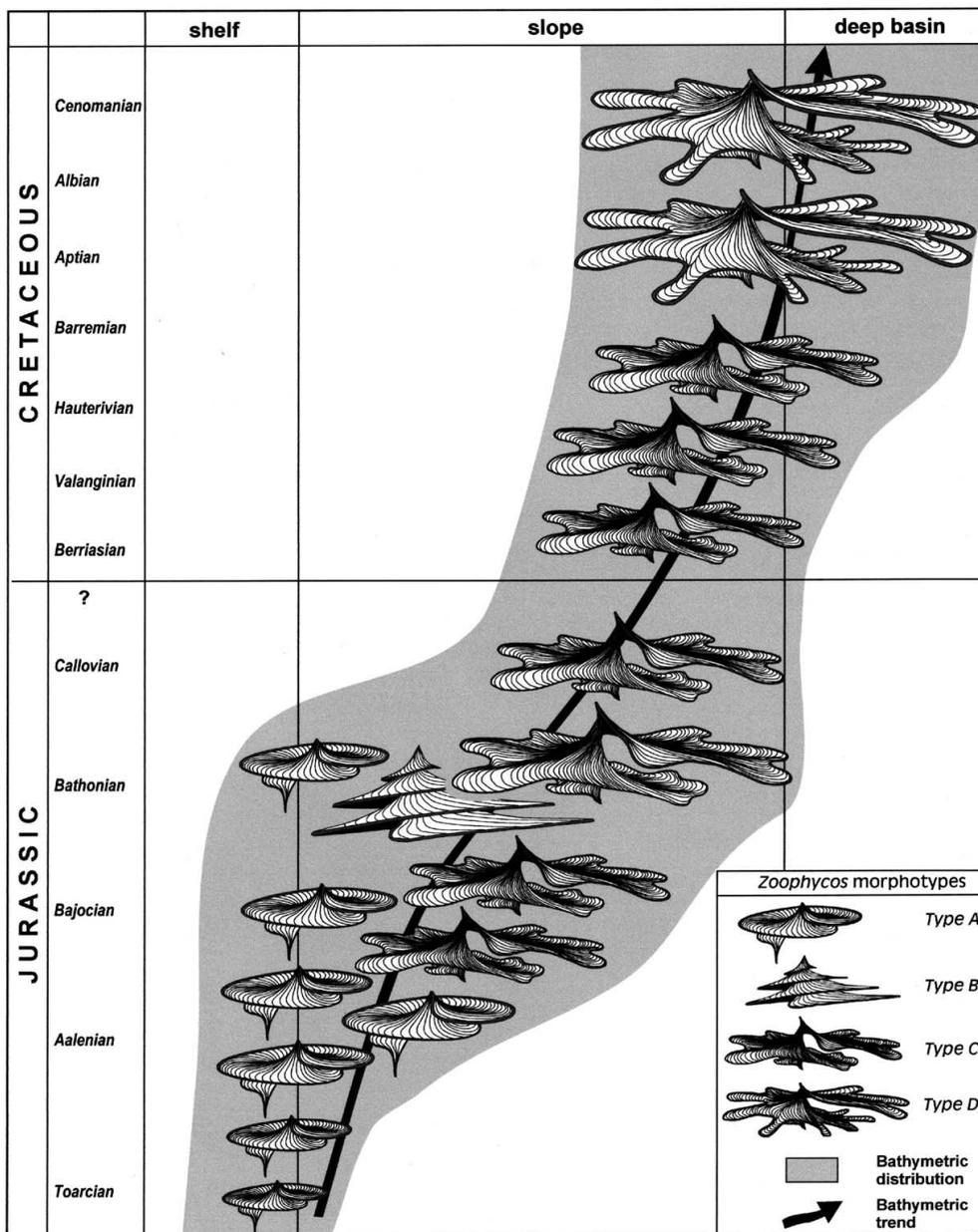


Рис. 1.2.9. Эволюционные тенденции *Zoophycos* из французского субальпийского бассейна. Со временем сложность и размер структур возрастают и происходит батиметрический сдвиг от мелководья к глубоководью (Olivero, 2003)

### 1.3. Восточная окраина села Быков, левый берег реки Найба (рис. 1.3.1, 1.3.2). Нижнебыковская подсвита, отложения глубокого шельфа и перехода к склону

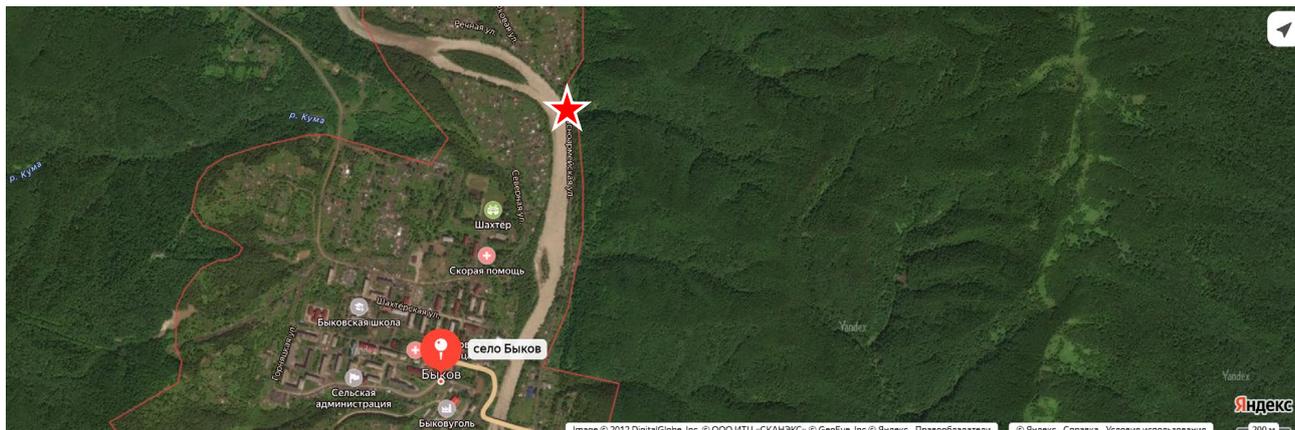


Рис. 1.3.1. Местоположение разреза нижнебыковской подсвиты (<https://yandex.ru/maps/>)

**Быковская свита** названа по с. Быков на р. Найба. Сложена алевролитами, глинами с редкими прослоями турбидитов и известняково-мергелистыми конкрециями. Подразделяется на три подсвиты, средняя (500–680 м) из которых более песчаная, чем нижняя (1000 м) и верхняя (600–800 м) (рис. 1.1.3, 1.4.3). Мощность 1900–2700 м. Согласно залегает на найбинской свите и перекрывается красноярковской свитой. Возраст — поздний сеноман-ранний кампан — подтвержден сравнительно многочисленными находками фауны (Верещагин и др., 1987): аммониты *Anagaudryceras buddha*, *Desmoceras (Pseudouhligella) japonicum*, *Epigonicerias glabrum*, *Jimboicerias planulatiforme*, *Gaudryceras striatum*, *G. denseplicatum*, *Scalarites scalaris*, *S. venustum*, *Scaphites yonecurai*, *Puzosia ambigua*, *Mesopuzosia pacifica*, *Nipponites mirabilis*, *N. bachus*, иноцерамы *Mytiloides labiatus*, *Inoceramus gradilis*, *I. concentricus nipponicus*, *I. pressulus*, и другие фоссилии.

В данной точке обнажается средняя часть разреза нижнебыковской подсвиты, пачка IV, сложенная преимущественно аргиллитами и алевролитами. Хотя эта часть разреза стратиграфически расположена несколько выше, чем точка 1.3, ее формирование накопление проходило в аналогичных условиях.

Примечательной чертой данного разреза является обилие кластических даек, секущих слоистость и продолжающихся под уровень воды.

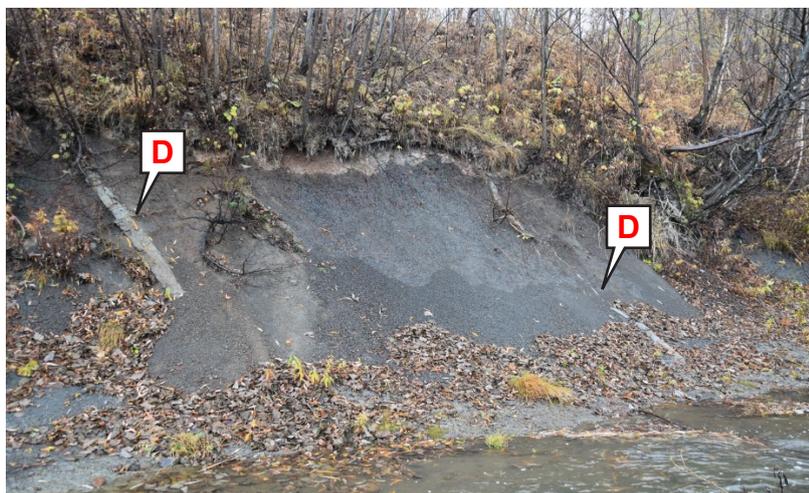
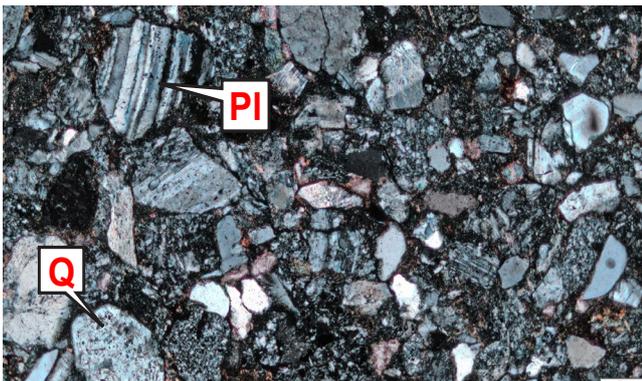
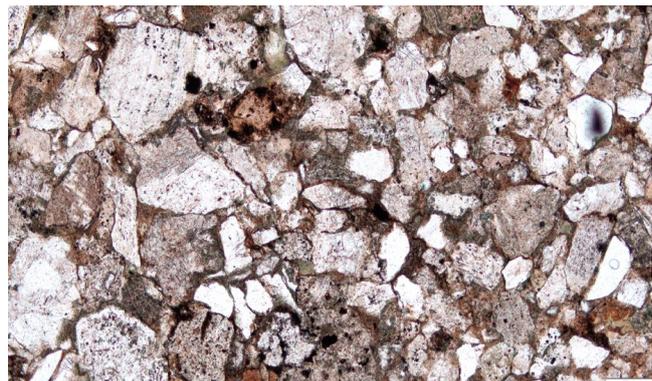


Рис. 1.3.2. Обнажение пород нижнебыковской подсвиты в протоке р. Найба. Видны субвертикальные песчаные кластические дайки (D) (фото Е. Ю. Барабошкина, 2022)

**Кластические дайки** (или инъектиты) — это осадочные образования, имеющие интрузивные соотношения с вмещающими породами. Они могут формироваться в трещинах отрыва тыловой части оползней, тектонических трещинах отрыва, в грязевых вулканах и т. д., когда осадочный материал разного происхождения проникает и заполняет открытую трещину. Различают инъекционные и нептунические кластические дайки: в первые пластический материал поступал снизу вверх вместе с выходящей водой, а во вторые засыпался — сверху вниз. В данном случае это инъекционные дайки, поскольку в шлифах хорошо видно, что обломочный материал аналогичен породам нижнебайкинской подсыты (рис. 1.3.3, сравни с 1.2.5 и 1.1.8). В процессе перемещения обломочного материала происходило частичное удаление матрикса за счет перемещения флюида.



Поляризованный свет



Неполяризованный свет

Рис. 1.3.3. Фото шлифа Сах2022-2. Нижнебыковская подсыта, обломочный материал кластической дайки. Видны зерна кварца (Q) и плагиоклазов (PI). Масштабная линейка 200 мкм (фото Е. Ю. Барабошкина, 2023)

По своей морфологии и происхождению кластические дайки достаточно разнообразны и могут формировать крупные тела до десятков метров мощностью (рис. 1.3.4). На Сахалине мощные (несколько метров) кластические дайки известны на полуострове Шмидта (Macdonald, Flecker, 2007).

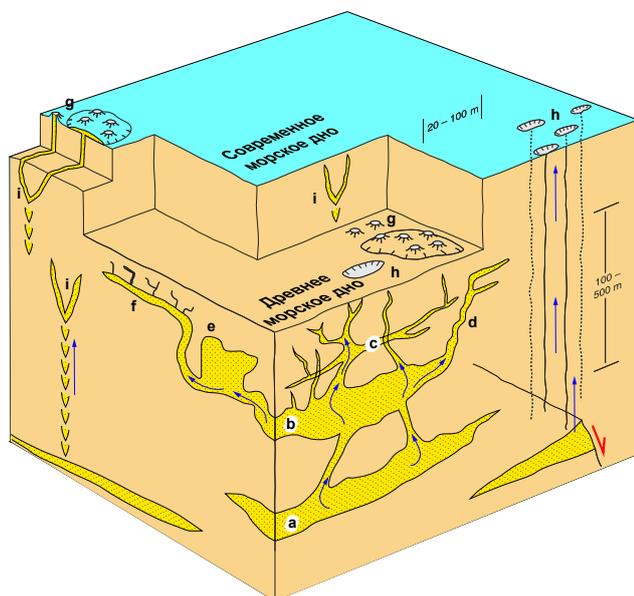


Рис. 1.3.4. Основные типы кластических даек (инъектитов). а–б) тела с нагнетанием песка (b сильнее изменено и питается снизу за счет даек); с) дайки и силлы над крупным песчаным телом; d) выклинивающиеся силлы вдоль полигональных разломов; e) неправильные тела с острыми краями и зубчатой вершиной; f) пологие силлы, связанные с наклонными, и перекрытые мелкими комплексами; g) песчаные экструзии (вулканы, покровы); h) выход газа на морское дно, образующее покмарки и/или холодноводные карбонатные сипы, питающиеся за счет инъектитов; i) конические песчаные интрузии, связанные с более глубокими телами (Hurst, Cartwright, 2007)

#### 1.4. Правый борт реки Красноярка выше села Быков (рис. 1.4.1, 1.4.2). Верхнебыковская подсвита, отложения глубокого шельфа и перехода к склону

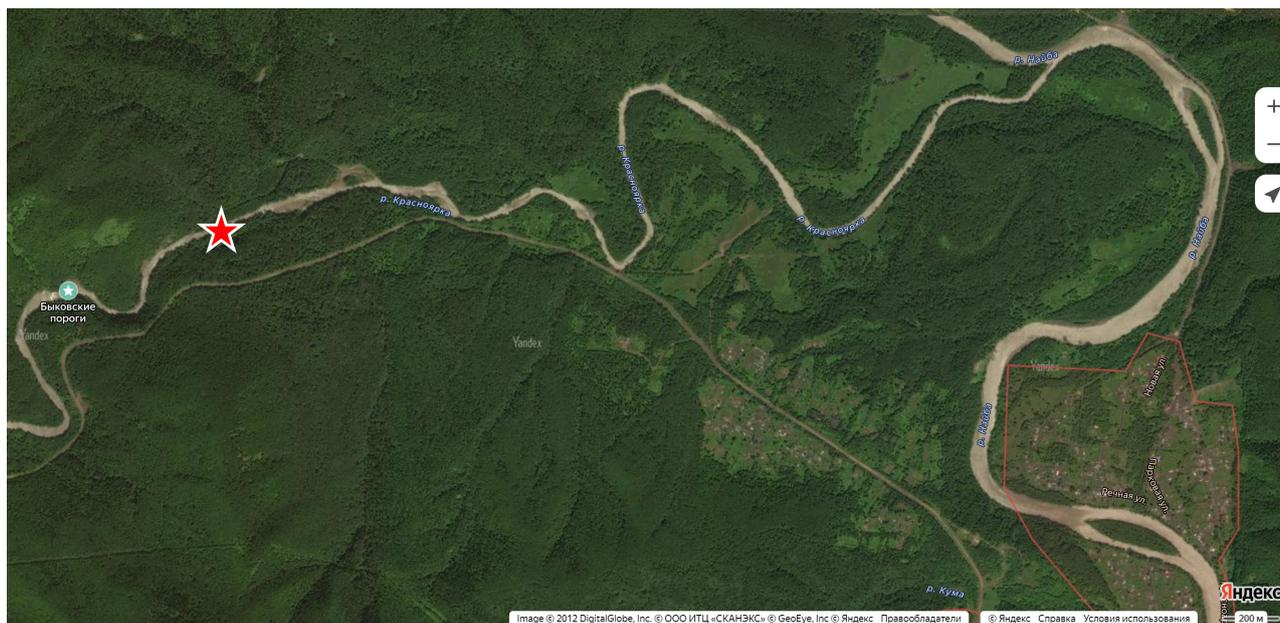


Рис. 1.4.1. Местоположение разреза нижнекрасноярковской подсвиты  
(<https://yandex.ru/maps/>)

**Быковская свита** названа по с. Быков на р. Найба. Сложена алевролитами, глинами с редкими прослоями турбидитов и известняково-мергелистыми конкрециями. Подразделяется на три подсвиты, средняя (500–680 м) из которых более песчаная, чем нижняя (1000 м) и верхняя (600–800 м) (рис. 1.2.3, 1.4.3). Мощность 1900–2700 м. Согласно залегает на найбинской свите и перекрывается красноярковской свитой. Возраст — поздний сеноман-ранний кампан — подтвержден сравнительно многочисленными находками фауны (Верещагин и др., 1987): аммониты *Anagaudryceras buddha*, *Desmoceras (Pseudouhligella) japonicum*, *Epigonicerias glabrum*, *Jimboicerias planulatiforme*, *Gaudryceras striatum*, *G. denseplicatum*, *Scalarites scalaris*, *S. venustum*, *Scaphites yonecurai*, *Puzosia ambigua*, *Mesopuzosia pacifica*, *Nipponites mirabilis*, *N. bachus*, иноцерамы *Mytiloides labiatus*, *Inoceramus gradilis*, *I. concentricus nipponicus*, *I. pressulus*, и другие фоссилии.

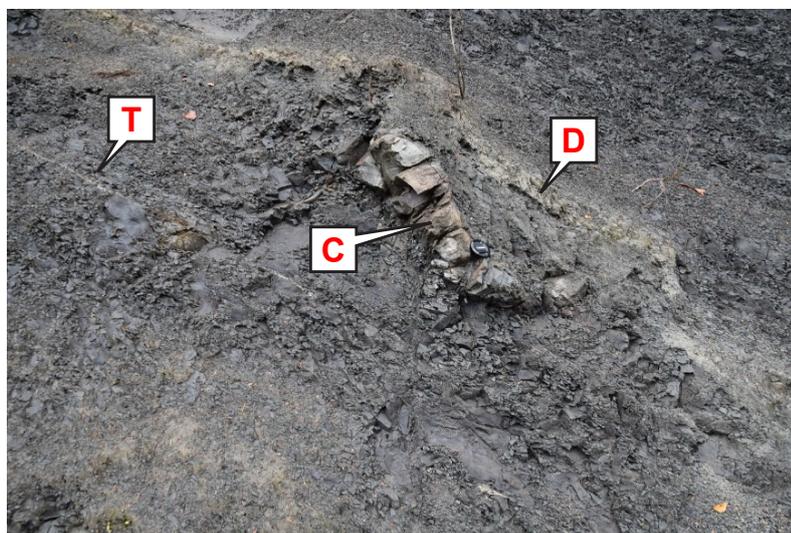


Рис. 1.4.2. Обнажение пород верхнебыковской подсвиты на р. Красноярка. Видны тонкие песчаные турбидиты (Т), оползень с деформированной конкрецией (С), и песчаная кластическая дайка (D) (фото Е. Ю. Барабошкина, 2022)

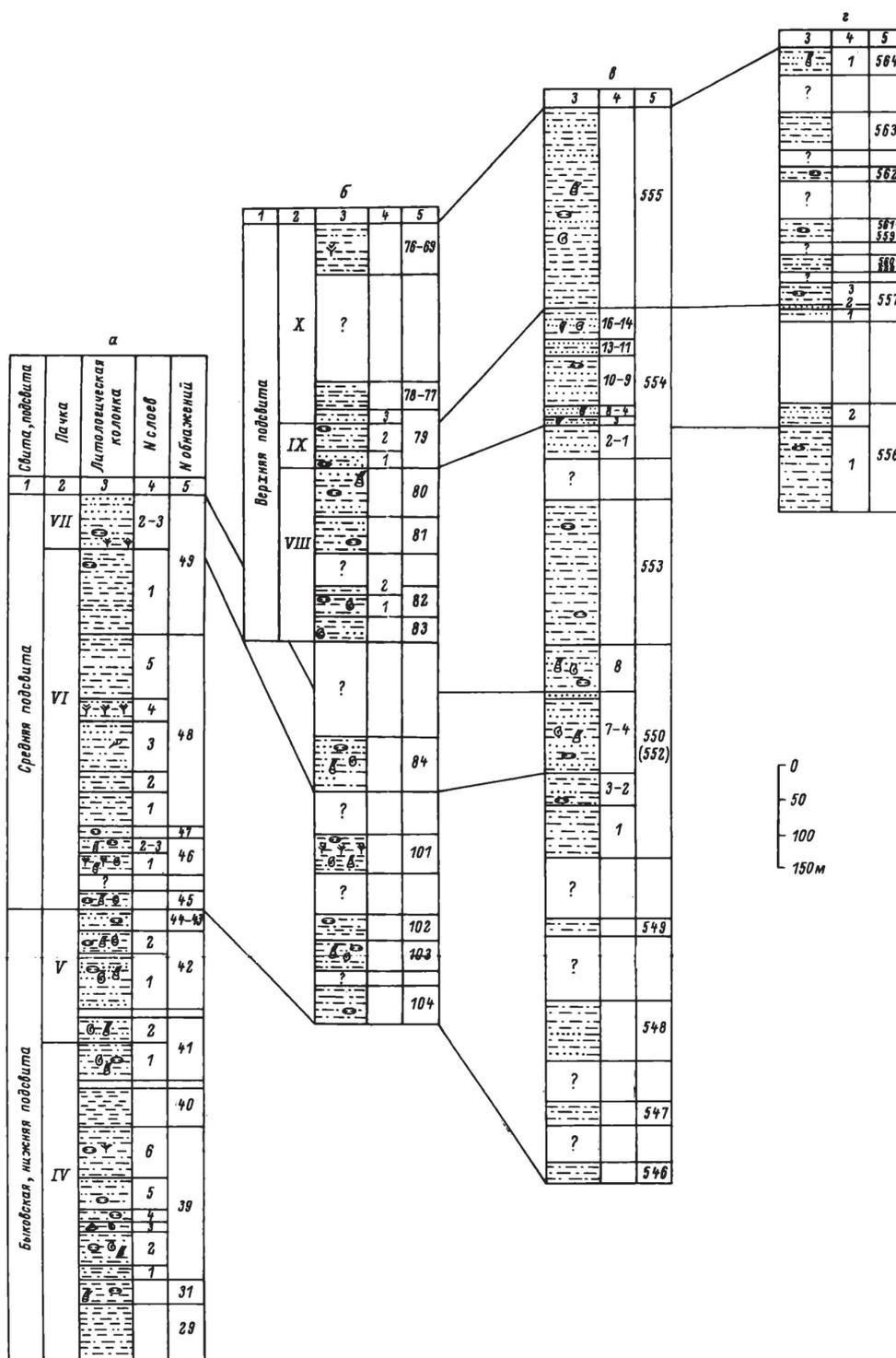


Рис. 1.4.3. Разрезы быковской свиты по р. Найбе и кл. Найденова (а), р. Красноярке (б), р. Найбе (в), рекам Найбе и Сейму (г) (Верецагин и др., 1987).  
Условные обозначения см. на рис. 1.1.3

В данной точке вскрывается разрез верхнебыковской подсвиты. Подсвита состоит из трех пачек: нижней и верхней, преимущественно глинистых, и средней — с участием песчаников. Мощность оценивается от 600 до 800 м, что связано с мелкой тектоникой.

Подсвита содержит остатки аммонитов *Hypophylloceras ramosum*, *Gaudryceras tenuiliratum*, *Neopuzosia ishikawai*, *Epigonicerus glabrum*, *Anapachydiscus sutneri*, *Polyptychoceras pseudogaultinum*, *P. yubarensis*, иноцерамов *Inoceramus naumanni*, *I. yokoymai* и другую фауну.

Наличие редких прослоев турбидитов и оползней указывает на условия осадконакопления, связанные со склонами бассейнов (рис. 1.2.4). Примечательно, что деформированными оказываются отдельные конкреции, что говорит об оползании осадка в момент их образования.



Рис. 1.4.4. Фрагмент крупного аммонита, встреченный в обнажении

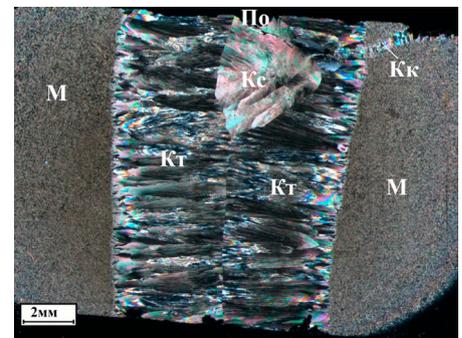
Среди конкреций выделяются септарии (рис. 1.4.5), представляющие собой хороший поделочный материал. Септарии — известково-глинистые конкреции с трещинами контракции (уплотнения), выполненными каким-либо минералом (в данном случае — кальцитом). Имеется несколько моделей образования септарий. Одна из них связывает происхождение части трещин септарий с землетрясениями (рис. 1.4.6).



А



Б



В

Рис. 1.4.5. Конкреции — септарии района р. Найба: А — встреченные непосредственно в разрезе, Б — полированный спил, В — прозрачный шлиф (поляризованный свет), Кт — кальцит темно-коричневый, Кк — кальцит коричневый, Кс — кальцит светло-коричневый, Кб — кальцит бесцветный, Км — известняк (Петроченков, Барабошкин, в подготовке)

В аргиллитах подsvиты можно также встретить многочисленные прослои и скопления толстого призматического слоя раковин иноцерамов (рис. 1.4.8). Род *Inoceramus* J. Sowerby — вымершие представители двустворчатых моллюсков отряда *Dysodonta* (беззубые). Их раковина, как и у других двустворок, состоит из трех основных слоев: наружного органического (конхиолинового) и двух внутренних известковых: призматического и пластинчатого. Из них призматический слой (с призматическими

кристаллами кальцита или арагонита) самый толстый (рис. 1.4.7). Иноцерамы являются одной из важнейших биостратиграфических групп, на основе которых расчленяются верхнемеловые отложения тихоокеанской области (рис. 1.4.9, 1.4.10).

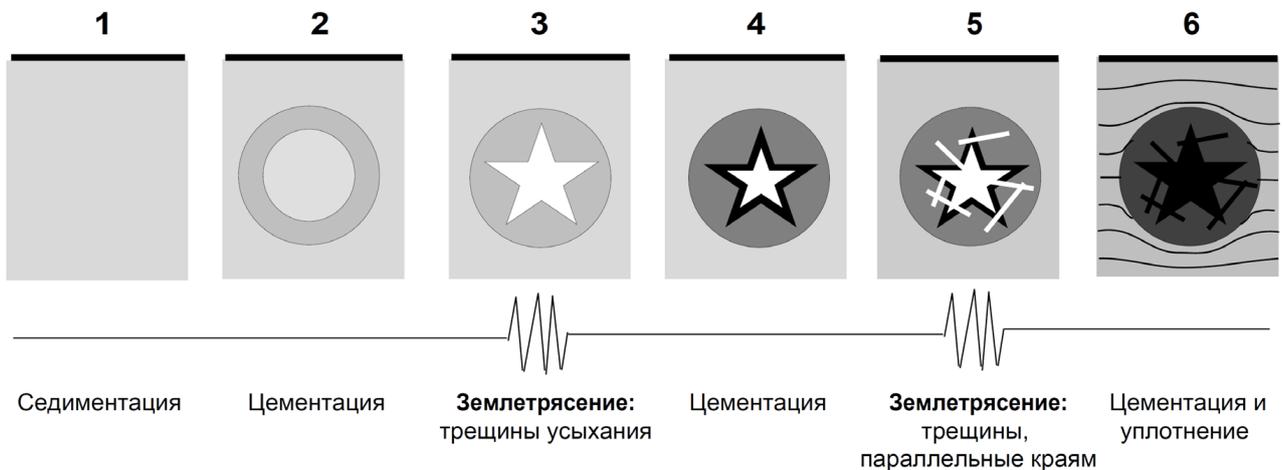


Рис. 1.4.6. Одна из моделей образования септариевых конкреций (Pratt, 2001). Вызванное землетрясением сотрясение илов инициирует растрескивание и усадку более мягких частей конкреции внутри более литифицированных внешних частей. За растрескиванием следует цементация матрикса и заполнение трещин цементом, возникающие в результате проникновения измененных морских поровых вод. Последующее землетрясение вызывает образование системы трещин, параллельных краям конкреции и растрескивание более жесткого матрикса и цемента в усадочных трещинах. Цементация матрикса происходит во время уплотнения окружающих илов

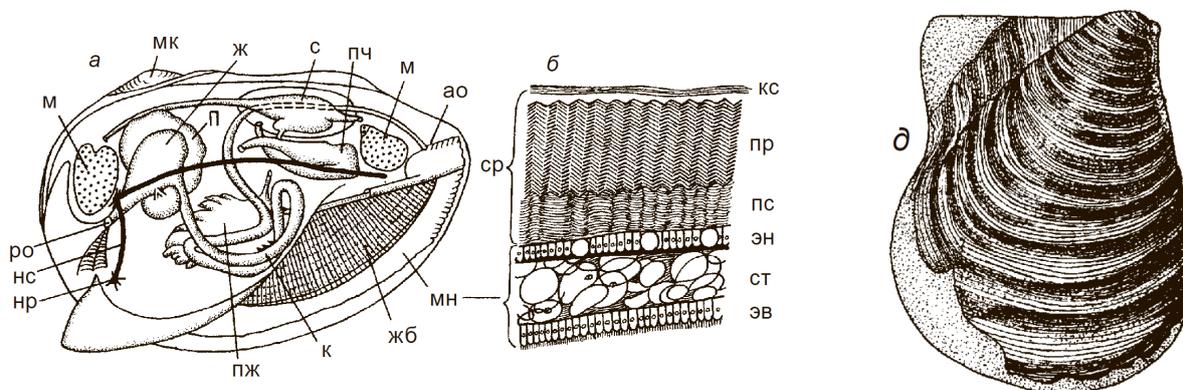


Рис. 1.4.7. Схема внутреннего строения (а); строение мантии и микроструктура стенки раковины (б) двустворчатых моллюсков и раковина *Inoceramus* (д) (Михайлова, Бондаренко, 2006). ао — анальное отверстие; ж — желудок; жб — жабры; к — кишечник; кс — наружный (конхиолиновый) слой; м — мускул; МК — макушка; мн — мантия; нр — нервный узел; нс — нервный ствол; п — печень; пж — половая железа (гонада); пр — призматический (фарфоровидный) слой; пс — пластинчатый (перламутровый) слой; пч — почка; ро — ротовое отверстие; с — сердце; ср — стенка раковины; ст — соединительная ткань мантии; эв — внутренний и эн — наружный эпителий мантии



Рис. 1.4.8. Скопление фрагментов призматического слоя иноцерамов (П)

ОТДЕЛ	ЯРУС	СВИТА	ПАЧКА	Группы иноцерамид /Видовое наполнение стратиграфических подразделений/	Стратиграфические подразделения						
ВЕРХНИЙ	МААСТРИХТ	КРАСНОЯРКОВСКАЯ	Vkr	Кусирензисовая группа I. kusiroensis I. shahmati	I. kusiroensis 15						
			IVkr	Шикотанензисовая группа I. shikotanensis	I. shikotanensis 14						
			IIIkr	Баликусовая группа I. aff. balticus	I. aff. balticus 13						
			IIkr	Группа радиально-ребристых Sch. schmidti Sch. schutovae S. sachalinensis O. bicentralis	Sch. schmidti	Sch. schutovae	S. sachalinensis	O. bicentralis	Schmidiceramus schmidti 12		
					P. orientalis orientalis P. orientalis matsumoto					Pennatoceramus orientalis 11	
			Xbk	Группа нагао I. nagao I. elegans pseudosulcatus I. cuneus	I. nagao	I. elegans pseudosulcatus	I. cuneus	I. nagaoi 10			
					Амакусензисовая группа I. ezoensis I. amakusensis				I. amakusensis 9		
			VIIIbk	Михоензисовая группа I. mihoensis I. m. yuasaiformis I. m. inconstansiformis	I. mihoensis	I. m. yuasaiformis	I. m. inconstansiformis	I. mihoensis 8			
					Уваймензисовая группа I. uwajimensis I. subgelinitzianus				I. uwajimensis 7		
			VIbk	Тешюензисовая группа I. teshioensis	I. teshioensis			I. teshioensis 6			
					Vbk	Ламаркоидная группа I. iburtensis I. hobetsensis I. ex gr. lamercki I. capitatus	I. iburtensis	I. hobetsensis	I. ex gr. lamercki	I. hobetsensis 5	
			IVbk	Лабнатусовая группа Mytiloides aff. labiatus			M. aff. labiatus 4				
	IIIbk	Концентрико-пеннатидовая группа I. con. nipponicus I. con. pennatulus I. con. costatus I. sichotealinensis I. gradilis I. korjakensis I. bychia-wajamensis I. aff. tenuis	I. con. nipponicus	I. con. costatus	I. sichotealinensis	I. concentricus nipponicus - I. pennatulus 3					
			I. pennatulus	I. gradilis	I. korjakensis						
	IIbk	Группа криппси I. aff. crippi	I. aff. crippi			I. aff. crippi 2					
			Ibk	Дунвеганензисовая группа I. dunveganensis aiensis	I. dunveganensis aiensis			Слой с I. dunveganensis aiensis 1			
	Vnb	IVnb			IIInb	IInb	Inb	IIs			
			СЕНОМАН	ТУРОН					КОНЬЯК	САТОН	КАМПАН
	НИЖНИЙ	АЛЬБ	НАЙБИНСКАЯ	СЕНОМАН	ТУРОН	КОНЬЯК	САТОН	КАМПАН	МААСТРИХТ	ЯРУС	ОТДЕЛ

Рис. 1.4.9. Комплексы видов иноцерамид, характеризующие стратиграфические подразделения найбинского разреза (стрелками отмечены виды, отдельные представители которых могут быть встречены в вышележащих подразделениях) (Верещагин и др., 1987)

Stage	Substage	Formation	Member	Inoceramid zones by ZONOVA	Ammonoid zones by YAZYKOVA	Radiolarian zones by KAZINTSOVA
Maastrichtian	upper	Krasnoyarsk	5	<i>Korjakkia kociubinskii</i> <i>Shachmaticeramus kusiroensis</i> , <i>Inoceramus hetonaianus</i>	<i>Pachydiscus (P.) flexuosus</i> , <i>P. (Neodesmoceras) gracilis</i>	<i>Pachydiscus (P.) subcompressus</i> <i>Amphipyndax tylotus</i>
	lower		4	<i>Shachmaticeramus shikotanensis</i>	<i>Pachydiscus (Neodesmoceras) japonicus</i>	
Campaian	upper		3	<i>Inoceramus aff. balticus</i>	<i>Canadoceras multicosatum</i>	
	lower		2			
Santonian	upper		1	<i>Schmidticeramus schmidti</i>	<i>Pachydiscus (P.) aff. egertoni</i>	<i>Pseudoaulophacus floresensis</i> - <i>Stichomitra livermorensis</i>
	lower		10	<i>Pennatoceramus orientalis</i> <i>Inoceramus nagaoui</i>	<i>Canadoceras kossmati</i> <i>Anapachydiscus (Neopachydiscus) naumanni</i>	<i>Spongostaurus (?) hokkaidoensis</i> - <i>Hexacantium sp.</i>
Coniacian	upper		9	<i>I. aff. undulaticus</i>	<i>Menuites menu</i>	<i>Eupachydiscus haradai</i> <i>Archaeospongoprimum bipartitum</i> - <i>Patulibracchium petroleumensis</i>
	lower		8	<i>Inoceramus amakusensis</i>	<i>Texanites (Plesiotexanites) kawasaki</i>	
Turonian	upper		7	<i>Inoceramus mihoensis</i>	<i>Peroniceras sp.</i>	<i>Orbiculiforma vacaensis</i> - <i>Squinabolella putahensis</i>
	lower		6		<i>Forresteria (F.) alluaudi</i>	
Santonian	upper	5	<i>Inoceramus uwajimensis</i> <i>Inoceramus teshioensis</i> , <i>Mytiloides incertus</i>	<i>Jimboiceras mihoense</i> <i>Subprionocyclus sp.</i>	<i>Orbiculiforma quadrata</i> - <i>O. monticelloensis</i>	
	lower	4	<i>Inoceramus hobetsensis</i>	<i>Jimboiceras planulatiforme</i> <i>Romaniceras (Yubar.) ornatissimum</i> <i>Scaphites planus</i>		
Cenomanian	upper	3	<i>Mytiloides aff. labiatus</i>	<i>Fagesia sp.</i>	<i>Crucella cachensis</i> - <i>Alievium superbum</i>	
	lower	2	<i>Inoceramus aff. tenuis</i>	<i>Desmoceras (Pseudouhligella) japonicum</i>		
Albian	upper	1	<i>Inoceramus pennatulus</i> - <i>I. gradilis</i>	<i>Calycoceras sp.</i> <i>Acanthoceras sussexiense</i>	<i>Haliomma sachalinica</i> - <i>Dictiomitra multicosata</i> <i>Lipmanium sacramentoensis</i> - <i>Archaeodictyomitra squinaboli</i>	
	lower	4	<i>Inoceramus (Birostrina) nipponica</i> - <i>I. (B.) tamurai</i>	<i>Mantelliceras sp.</i>		
Albian	upper	3	<i>Inoceramus aff. crippei</i>	<i>Desmoceras (D.) kossmati</i>	<i>Crolanium quadrangulatum</i> - <i>Spongurus sp.</i> <i>Xitus plenus</i> - <i>Pseudodictyomitra lodogaensis</i>	
	lower	2	<i>Inoceramus anglicus</i> , <i>I. aiensis</i>	<i>Cleoniceras sp.</i>		
Albian	upper	1			<i>Orbiculiforma multangula</i> - <i>Crolanium triquetrum</i>	
	lower	1				

Рис. 1.4.10. Зональные биостратиграфические схемы по аммонитам, иноцерамам и радиолариям (Yazykova, 2004, по разным источникам)

Наиболее важной биостратиграфической группой из макрофауны являются аммониты.

**Аммониты** — вымершая группа головоногих моллюсков, имевшая очень высокую скорость эволюции и поэтому традиционно используемая для биостратиграфического расчленения и корреляции разрезов. Некоторое представление о строении этой группы дает рис. 1.4.11.

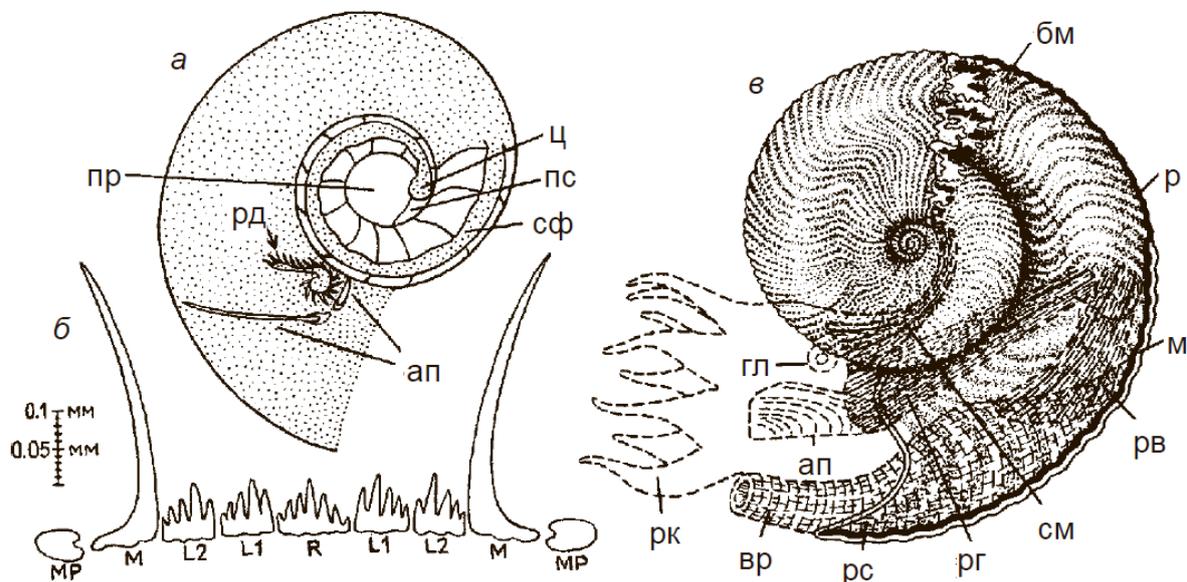


Рис. 1.4.11. Строение аммонита рода *Aconeceras* (нижний мел): *a* — ювенильная раковина, *б* — радула, *в* — реконструкция мускулатуры. ап — аптихи; бм — брюшной мускул; вр — воронка; вч — верхняя челюсть (контраптихи); гл — глаз; кл — клюв; м — мантия; нч — нижняя челюсть (аптихи); пр — протоконх; пс — просифон; р — раковина; рв — мускулы воронки; рг — мускулы головы; рд — радула; рк — руки; рс — ростр; сз — симфиза; см — спинной мускул; сф — сифон; ц — цекум; R — рахициальный зубец; L1, L2 — 1 и 2 боковые зубцы; маргинальные: М — зубец; МР — пластина (Михайлова, Бондаренко, 2006)

Аммониты имели гидростатический аппарат, подобный современному наутилусу: раковина внутри была разделена на камеры, заполненные жидкостью и газом, соединенные трубкой — сифоном (рис. 1.4.11а). За счет изменения ионного состава жидкости раковина становилась тяжелее или легче, что позволяло моллюску регулировать глубину своего обитания.

Форма раковины была невероятно разнообразной, что связывается с образом жизни аммонитов (рис. 1.4.12, 1.4.13). Большинство раковин были плоскостральнойными (т. н. мономорфные). Они могли иметь прижизненную маскировочную окраску (рис. 1.4.12).

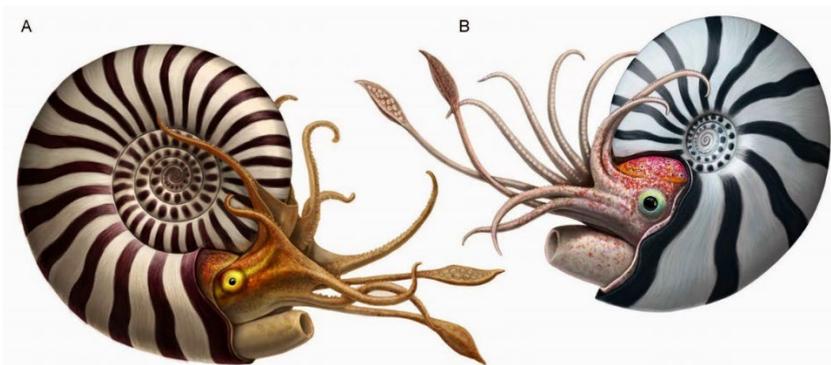


Рис. 1.4.12. Реконструкция поздневоловжских аммонитов *Kachpurites fulgens* (Trautschold) (A) и *Garniericeras catenulatum* (Fischer) (B) (Mironenko, 2015)

Другие типы раковин имели очень необычную форму, ее называют гетероморфной (рис. 1.4.13). Они вели преимущественно мегаланктонный или бентосный образ жизни. Учитывая это и другие факторы, находки аммонитов могут быть использованы для реконструкции палеогеографии и обстановок осадконакопления (рис. 1.4.14).

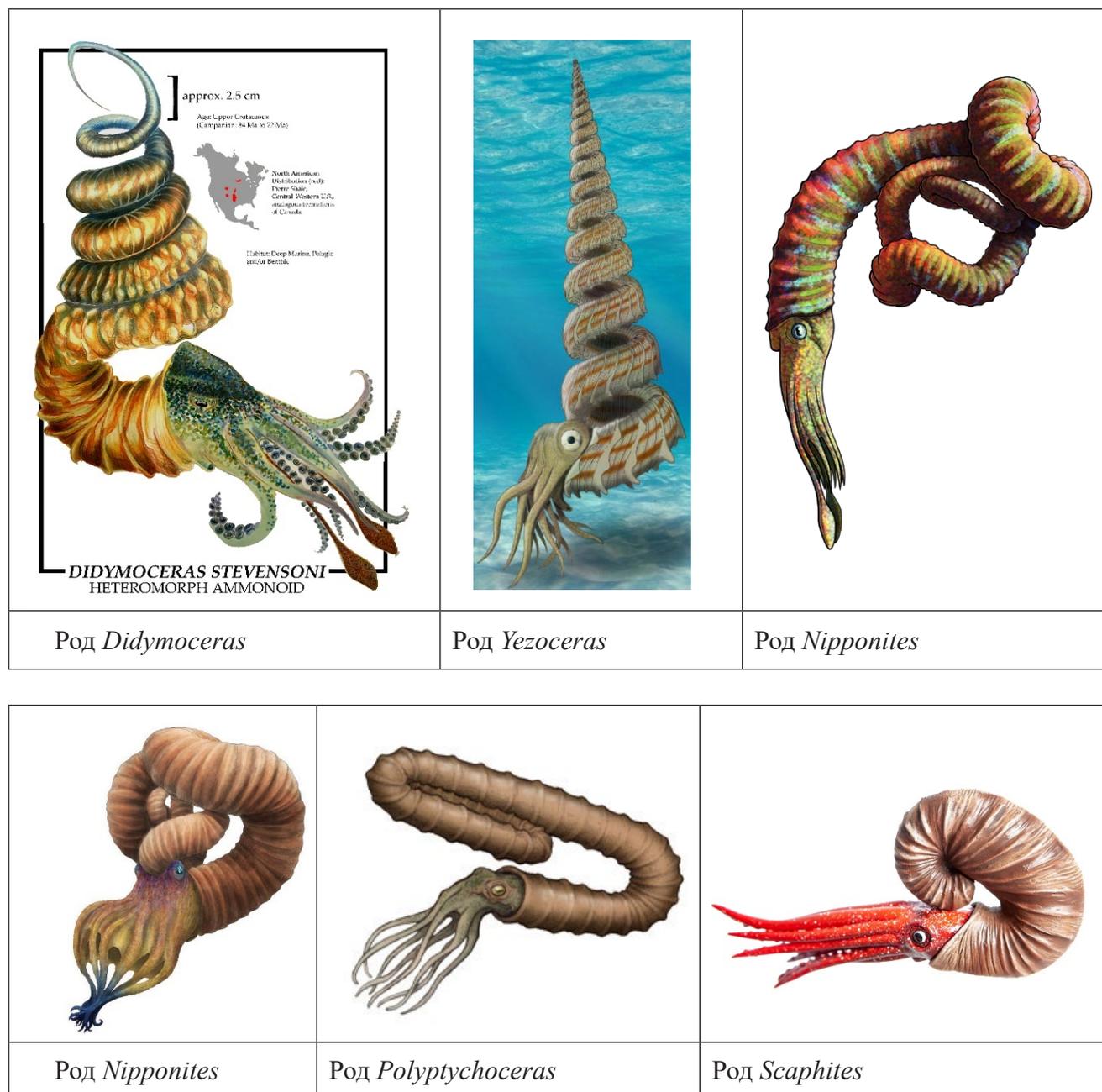


Рис. 1.4.13. Реконструкция некоторых аммонитов с гетероморфной раковиной, встречающихся на Сахалине (изображения с сайтов [www.tumblr.com/palaeopedia](http://www.tumblr.com/palaeopedia), <https://www.sci.news/paleontology>, <https://en.scientificmodels.shop/pagina-prodotto>, <https://www.pinterest.ru>)



Рис. 1.4.14. Предполагаемый образ жизни некоторых юрско–меловых аммонитов.

Прибрежные местообитания исключают аммонитов. Вертикальные стрелки для миграции не подразумевают вертикальное перемещение. AMMONITINA: 1 — *Peltoceras*, Aspidoceratidae; 2 — *Arietites*, Arietitidae; 3 — *Perisphinctes*, Perisphinctidae; 4 — *Harpoceras*, Hildoceratidae; 5 — *Sphaeroceras*, Sphaeroceratidae; 6 — *Oxycerites*, Oppeliidae; 7 — *Barremttes*, Desmoceratidae. ANCYLOCERATINA: *Turrilitites*, Turrilitidae; 9 — *Baculites*, Baculitidae; 10 — *Scaphites*, Scaphitidae; 11 — *Ancyloceras*, Ancyloceratidae; 12 — *Nipponites*, Turrilitidae, 13 — *Didymoceras*, Turrilitidae; 14 — *Crioceratites*, Ancyloceratidae; 15 — *Labeceras*, Labeceratidae; 16 — *Glyptoxoceras*, Turrilitidae; 17 — *Hamulina*, Ptychoceratidae, 18 — *Anisoceras*, Anisoceratidae; 19 — *Pseudoxybeloceras*, Turrilitidae. PHYLLOCERATINA: 20 — *Holcophylloceras*, Phylloceratidae; 21 — *Phylloceras*, Phylloceratidae. LYTOCERATINA: 22 — *Lytoceras*, Lytoceratidae  
(Барабошкин, по Westermann, 1990)

## 1.5. Быковские пороги, река Красноярка выше села Быков (рис. 1.5.1, 1.5.2). Нижнекрасноярковская подсвита, отложения мелководного бассейна

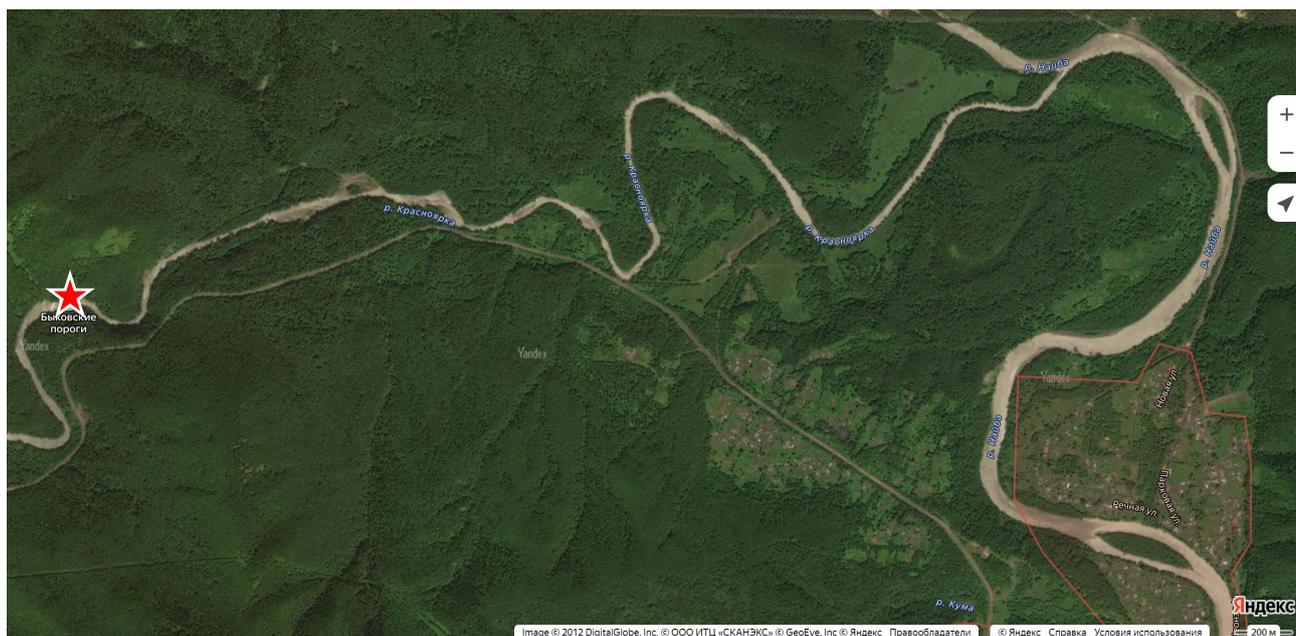


Рис. 1.5.1. Местоположение разреза нижнекрасноярковской подсвиты (<https://yandex.ru/maps/>)

**Красноярковская свита** названа по р. Красноярка, где расположен ее стратотип. Образована чередованием песчаных и алевритовых туффитов, туфов среднего состава с конгломератами в основании. Согласно залегает на быковской свите, перекрывается без видимого несогласия каменной угленосной свитой палеоцена. Подразделена на две подсвиты, верхняя из которых отличается большим количеством вулканогенного материала и содержит особый комплекс органических остатков. Мощность 800–900 м. Возраст: поздний кампан — даний (Верещагин и др., 1987).

Нижнекрасноярковская подсвита состоит из пяти пачек (рис. 1.5.3). Пачка I сложена переслаивающимися туфопесчаниками и туфоалевролитами и имеет в основании пласт конгломератов, пачка II состоит из массивных песчаников и туфопесчаников, пачка III сложена преимущественно алевролитами, пачка IV — вновь массивными песчаниками и пачка V — однородными алевролитами и аргиллитами. Мощность подсвиты на р. Красноярке достигает 600 м. Подсвита содержит остатки аммонитов *Canadoceras subcompressum*, *C. multicoatum*, *Phyllopacyceras ezoense*, *Baculites occidentalis*, *Neocrioceras (Schlueterella) sachalinicum*, *Pseudoxybeloceras quadrinodosum*, *P. lineatum*, *Gaudryceras tenuiliratum*, *Desmophyllites diphyloides*, *Gaudryceras tenuiliratum*, иноцерамов, и другую фауну.

Быковские пороги образованы на вулканогенно-осадочных породах пачки II (рис. 1.5.2). Отложения представлены грубообломочными туфопесчаниками и туфогравелитами с переотложенными обломками средних эффузивных пород и крупными зернами глауконита (рис. 1.5.4), формировавшимися в условиях мелководно-морского бассейна. Текстуры плохо видны, но иногда встречаются крупные норы ракообразных — *Thalassinoides suevicus* (Reith) (рис. 1.5.5, 1.5.6). Хотя подобные структуры могут присутствовать и в глубоководных фациях, они наиболее типичны для мелководья и прибрежной полосы — ихнофагии *Skolithos* и *Cruziana* (рис. 1.2.8).



Рис. 1.5.2. Быковские пороги. Обнажение пород нижнекрасноярковской подсвиты на р. Красноярка (фото Е. Ю. Барабошкина, 2022)

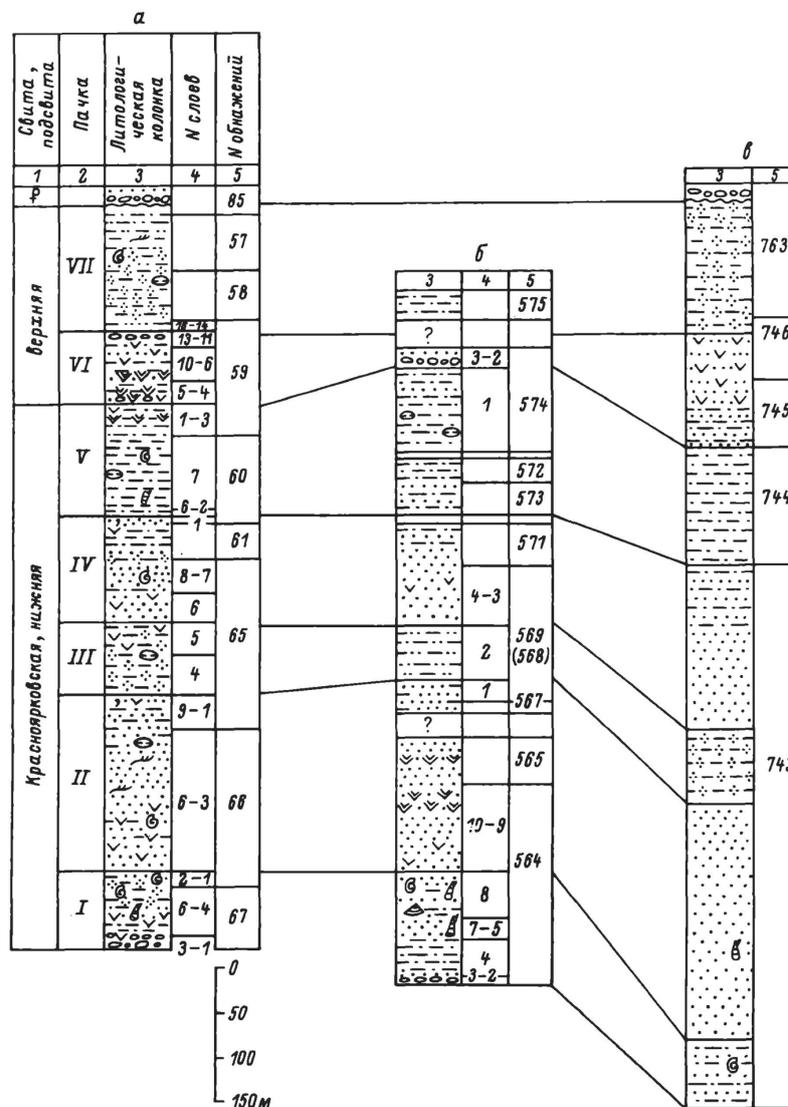
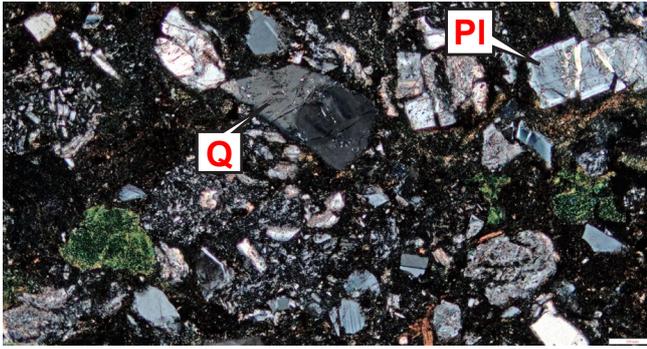


Рис. 1.5.3. Разрезы красноярковской свиты, по рекам Красноярке (а), Сейму (б), и Найбе (в) (Верещагин и др., 1987). Условные обозначения см. на рис. 1.1.3



Поляризованный свет



Неполяризованный свет

Рис. 1.5.4. Фото шлифа Сах2022-5. Нижнебыковская подсвета, туфопесчаники. Видны зерна кварца (Q), плагиоклазов (Pl) и глауконита (G). Масштабная линейка 200 мкм (фото Е. Ю. Барабошкина, 2023)



Рис. 1.5.5. Фрагмент крупной норы ракообразного *Thalassinoides suevicus* (Reith), реконструкция и строение которой показаны на рис. 1.5.6, 1.5.7.

Диаметр фотокрышки 7 см (фото Е. Ю. Барабошкина, 2022)

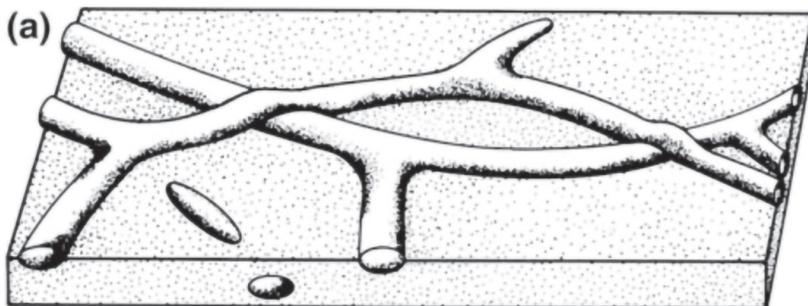


Рис. 1.5.6. Реконструкция норы *Thalassinoides suevicus*. Масштаб 5 см (Howard, Frey, 1984)

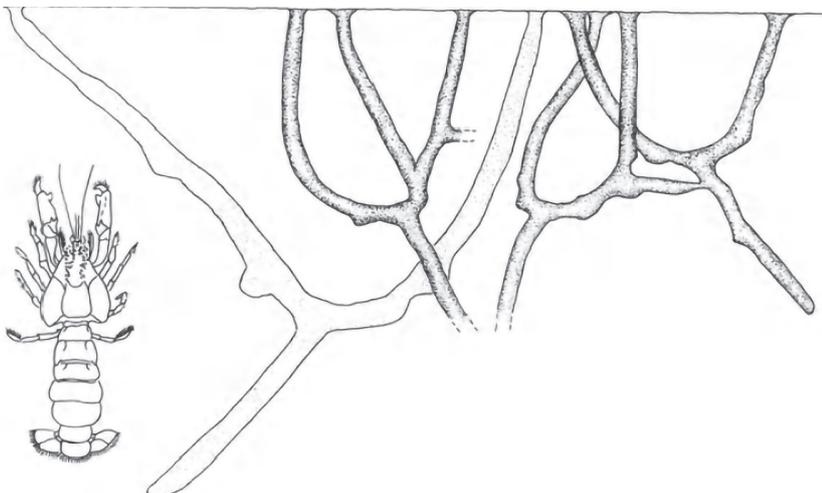


Рис. 1.5.7. Норы современных аналогов *Thalassinoides suevicus* — омаров *Upogebia pugettensis*. Более крупная нора имеет глубину 60 см (Bromley, 1996)

## Литература

- Андреев Б. А., Верещагин В. Н., Ганешин Г. С. и др. 1966. Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Недра. 516 с.
- Барaboшкин Е. Ю. 2011. Практическая седиментология. Терригенные резервуары. Пособие по работе с керном. Тверь, Издательство ГЕРС, 152 с.
- Богданов Н. А., Хаин В. Е. (Ред.). 2000. Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона масштаба 1:2500000. М.: ИЛОВМ РАН. 193 с.
- Верещагин В. Н. (Ред.). 1970. Геология СССР. Том XXXIII. Остров Сахалин. Геологическое описание. М.: Недра. 432 с.
- Верещагин В. Н., Будрин В. С., Зонова Т. Д. и др. 1987. Опорный разрез меловых отложений Сахалина (Найбинский разрез). Л.: Наука, Ленингр. отд-ние. 197 с.
- Гранник В. М. 1978. Верхнемеловые вулканогенно-осадочные формации Восточно-Сахалинских гор. М.: Наука, 164 с.
- Егиазаров Б. Х. (Ред.). 1963. Геология Корякского нагорья. М.: Госгеолтехиздат. 212 с.
- Жаров А. Э., Брагин Н. Ю., Речкин А. Н. 2005. Стратиграфия меловых-раннепалеогеновых аккреционных комплексов Тонино-Анивского полуострова, Южный Сахалин // Стратигр. Геол. корр. Т. 13, № 1. С. 87–105.
- Зябрев С. В., Пересторонин А. Н., Жаров А. Э. 2004. Начало терригенной седиментации в Западно-Сахалинском преддуговом прогибе — деталь ранней истории аккреционной системы Сахалина и Хоккайдо // Тихоокеан. геол. Т. 23, № 1. С. 53–61.
- Криштофович А. Н. 1937. Меловая флора Сахалина, Мгачи и Половинка // Тр. ДВФ АН СССР. Сер. геол. Т. 2. С. 1–103.
- Материалы совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов, состоявшегося в г. Охе 25 мая — 2 июня 1959 г. // 1961. М.: Гостоптехиздат. 339 с.
- Михайлова И. А., Бондаренко О. Б. 2006. Палеонтология. 2-е изд., перераб. и доп. Учебник. М.: Изд-во МГУ, 592 с.
- Москвин М. М. (Ред.). 1987. Стратиграфия СССР. Меловая система. Полутом II. М.: Недра, 326 с.
- Рихтер А. В. 1986. Структура и тектоническое развитие Сахалина в мезозое. М.: Наука. 93 с.
- Сальников Б. А., Туренко Т. В., Сальникова Н. Б. 1984. Нижнемеловые отложения Сахалина // Тихоокеан. геол. № 5. С. 34–37.
- Смехов Е. М. 1953. Геологическое строение острова Сахалин и его нефтегазоносность // Тр. ВНИГРИ. Спец. сер. Вып. 6. 321 с.
- Совещание по разработке унифицированных стратиграфических схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. Тезисы докладов и сообщений, 25 мая — 4 июня 1959 г., г. Оха (Сахалин). 1959. Л. 169 с.
- Теплов И. А. 1963. Боюклинские (нижнемеловые) слои в центральной части Сахалина // Тр. ВНИГРИ. Вып. 224. С. 227–228.
- Харахинов В. В. 2010. Нефтегазовая геология Сахалинского региона. М.: Научный мир. 276 с.

- Ando H., Tamura Y., Takamatsu D. 2010. Fourth- to third-order cycles in the Hakobuchi Formation: Shallow-marine Campanian final deposition of the Yezo Group, Nakagawa area, northern Hokkaido, Japan // *Island Arc*. Vol. 19. Iss. 4. P. 567–589.
- Bischoff B. 1968. *Zoophycos*, a polychaete annelid, Eocene of Greece. *Journal of Paleontology*, Vol. 42, No. 6. P. 1439–1443.
- Bromley R. G. 1996. *Trace Fossils. Biology, taphonomy and applications*. Second edition. London: Chapman & Hall, 361 p.
- Einsele G. 2000. *Sedimentary basins: Evolution, facies, and sediment budget*. Springer-Verlag, 792 p.
- Howard J. D., Frey R. W. 1984. Characteristic trace fossils in nearshore to offshore sequences, Upper Cretaceous of east-central Utah. *Canadian Journal of Earth Sciences*. Vol. 21, P. 200–219.
- Hurst A., Cartwright J. 2007. Relevance of sand injectites to hydrocarbon exploration and production. A. Hurst, J. Cartwright (Eds.). *Sand injectites: Implications for hydrocarbon exploration and production: AAPG Memoir 87*. P. 1–19.
- Kemkin I. V., Khanchuk A. I., Kemkina R. A. 2016. Accretionary prisms of the Sikhote-Alin Orogenic Belt: Composition, structure and significance for reconstruction of the geodynamic evolution of the eastern Asian margin. *Journal of Geodynamics*. Vol. 102. P. 202–230.
- Kirillova G. L. 2011. The Cretaceous of the East Asian continental margin: Stratigraphy, paleogeography, and paleoclimate // *Island Arc*. Vol. 20. Iss. 1. P. 57–77.
- Macdonald D., Flecker R. 2007. Injected sand sills in a strike-slip fault zone: A case study from the Pil'sk Suite (Miocene), Southeast Schmidt Peninsula, Sakhalin. A. Hurst, J. Cartwright (Eds.). *Sand injectites: Implications for hydrocarbon exploration and production: AAPG Memoir 87*. P. 253–263.
- Mironenko A. A. 2015. The soft-tissue attachment scars in Late Jurassic ammonites from Central Russia // *Acta Palaeontologica Polonica* 60, 4, p. 981–1000.
- Olivero D. 2003. Early Jurassic to Late Cretaceous evolution of *Zoophycos* in the French Subalpine Basin (southeastern France) // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. 192, Iss. 1–4. P. 59–78.
- Pemberton S. G., MacEachern J. A. 1995. The sequence stratigraphic significance of trace fossils in examples from the Cretaceous of Alberta. J. A. Van Wagoner, G. T. Bertram (Eds.). *Sequence Stratigraphy of Foreland Basin Deposits — Outcrop and Subsurface Examples from the Cretaceous of North America // American Association of Petroleum Geologists Memoir 64*. P. 429–475.
- Pratt B. R. 2001. Septarian concretions: internal cracking caused by synsedimentary earthquakes // *Sedimentology*, Vol. 48, Iss. 1, P. 189–213.
- Sakakibara M., Isozaki Y., Nanayama F. et al. 1993. Radiolarian age of greenrock-chert-limestone sequence and its accretionary process of the Nikoro Group in the Tokoro belt, eastern Hokkaido, Japan // *Journ. Geol. Soc. Japan*. Vol. 99. Iss. 8. P. 615–627.
- Seilacher A. 1967. Bathymetry of trace fossils // *Marine Geology*. Vol. 5. No. 5/6. P. 413–428.
- Smith J. J., Hasiotis S. T. 2008. Traces and burrowing behaviors of the cicada nymph *Cicadetta calliope*: neoichnology and paleoecological significance of extant soil-dwelling insects // *Palaios*. Vol. 23. P. 503–513.

- Stanley D. J. 1969. Sedimentation in slope and base-of-slope environments. D. J. Stanley (Ed.). The new concept of continental margin sedimentation. Washington: Am. Geophys. Inst. P. DJ 5-8 1-25.
- Takashima R., Kawabe F., Nishi H. et al. 2004. Geology and stratigraphy of forearc basin sediments in Hokkaido, Japan: Cretaceous environmental events on the north-west Pacific margin // *Cretac. Res.* Vol. 25. P. 365-390.
- Westermann G. E. G. 1990. New developments in ecology of Jurassic-Cretaceous ammonoids. F. Pallini, F. Cecca, S. Cresta, M. Santantonio (Eds.). *Fossili, Evoluzione, Ambiente. Atti Del Secondo Convegno Intern. F. E. A., Pregola, 25-30 Ottobre, 1987. Proceedings Second Pergola symposium.* P. 459-478.
- Yazykova E. A. 2004. Ammonite biozonation and litho-/chronostratigraphy of the Cretaceous in Sakhalin and adjacent territories of Far East Russia // *Acta Geologica Polonica.* Vol. 54. No. 2. P. 273-312.

## Оглавление

Введение .....	3
1. Основные черты геологического строения Сахалина .....	3
2. Стратиграфия меловых отложений Западного Сахалина.....	9
3. Палеогеография и условия формирования меловых отложений Сахалина .....	12
Экскурсия 1. Река Найба, район села Быков. Опорный разрез верхнего мела Сахалина .....	19
1.1. Окраина села Быков, левый борт реки Найба, дорожная выемка у трассы газопровода .....	20
1.2. Окраина села Быков у железнодорожного моста, протока реки Найба. Нижнебыковская подсвета, отложения глубокого шельфа и перехода к склону .....	25
1.3. Восточная окраина села Быков, левый берег реки Найба. Нижнебыковская подсвета, отложения глубокого шельфа и перехода к склону .....	30
1.4. Правый борт реки Красноярка выше села Быков. Верхнебыковская подсвета, отложения глубокого шельфа и перехода к склону .....	32
1.5. Быковские пороги, река Красноярка выше села Быков. Нижнекрасноярковская подсвета, отложения мелководного бассейна .....	41
Литература .....	44

Для заметок