Н. В. Мельников

ВЕНД-КЕМБРИЙСКИЙ СОЛЕНОСНЫЙ БАССЕЙН СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

СТРАТИГРАФИЯ, ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ

СИБИРСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ,
ГЕОФИЗИКИ И МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ (СНИИГГиМС)

ВЕНД-КЕМБРИЙСКИЙ СОЛЕНОСНЫЙ БАССЕЙН СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ. (СТРАТИГРАФИЯ, ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ)

Новосибирск
2017

УДК 551.72/.732 (571.5)
ББК 26.33
М-48

Мельников Н. В. Венд-кембрийский соленосный бассейн Сибирской платформы. (Стратиграфия, история развития). Изд. 2-е, доп. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2018. – 177 с.

Книга «Венд-кембрийский соленосный бассейн Сибирской платформы. (Стратиграфия, история развития)» опубликована в 2009 г. После этого был выявлен ряд новых стратиграфических особенностей в составе вендских и кембрийских отложений. Тираж первого издания книги полностью разошелся, поэтому возникла необходимость дополненного второго издания книги.

Венд-кембрийский соленосный бассейн охватывает южную и центральную части Сибирской платформы. Строение бассейна изучено по результатам нефтегазопоискового бурения. Шкала геологического времени этапов формирования венда и кембрия соленосного бассейна приведена в соответствие с последней российской шкалой [85]. Детализация региональной стратиграфической шкалы основана на периодичности колебательных движений в вендском и кембрийском периодах. Периодичность обоснована строением региональных циклитов венда и кембрия. Приведены уточненные стратиграфические схемы венда Тунгусского региона и кембрия Туруханo-Иркутско-Олекминского региона Сибирской платформы. Отдельно рассмотрены длительные (млн лет) перерывы и сопровождающие их размывы во время вендского и кембрийского периодов. Приведены доказательства распространения перерывов и размывов на крупнейших структурах юга Сибирской платформы. История геологического развития соленосного бассейна рассмотрена по горизонтам региональной стратиграфической шкалы венда и кембрия Сибирской платформы. Распространение региональных горизонтов венда ограничено. На юге и востоке Тунгусского региона в крупнейших отрицательных структурах исчезают предтирский и предданиловский перерывы и размывы – главный признак границ между региональными горизонтами. Показаны начальные этапы соленакопления в позднем венде и завершение соленакопления в майском веке среднего кембрия.

Стратиграфические схемы венда и кембрия могут быть использованы в практике геолого-разведочных и научно-исследовательских работ на Сибирской платформе. Книга является научным пособием для геологов практиков, научных сотрудников, преподавателей вузов.

ISBN 978-5-904321-43-7

Рецензент
зам. директора СНИИГГиМС к. г.-м. н. В. Е. Смирнов

Утверждено к печати Ученым советом
Сибирского научно-исследовательского института геологии, геофизики и минерального сырья
(АО «СНИИГГиМС»)

ISBN 978-5-904321-43-7

© Н. В. Мельников, 2017
© Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья (СНИИГГиМС), 2017

ВВЕДЕНИЕ

Восточно-Сибирский соленосный бассейн расположен на территориях Красноярского края, Иркутской области, Республики Саха (Якутия) (рис. 1). В геологическом отношении он охватывает южную и центральную части Сибирской платформы. Самые древние пачки галитов и ангидритов в бассейне установлены в тирском горизонте, в низах верхнего венда. Это торсальская пачка солей в бюкской свите на севере Предпатомского регионального прогиба, толща ангидритов в старореченской свите Анабарской синеклизы, оскобинская свита на юго-востоке Курейской синеклизы. Верхние пачки солей кембрия известны в различных областях бассейна. Они установлены в метегерской, оленчиминской свитах, верхнелитвинцевской подсвите, которые отнесены к верхам амгинского яруса среднего кембрия. В западной части бассейна (в Тынепской впадине) соли установлены в майском ярусе среднего кембрия.

Диапазон геологического времени существования Восточно-Сибирского соленосного бассейна в хронологической шкале составляет около 65 млн лет. За это время в бассейне отложилось 1500–3300 м карбонатных, карбонатно-галитовых и карбонатно-ангидритовых пород. Восточно-Сибирский соленосный бассейн отличается огромными объемами накопившейся в нем каменной соли, который оценен в $6 \cdot 10^5$ км^3 [92]. В разрезе установлено чередование этапов соленакопления с этапами накопления карбонатов. В результате возникла цикличность в строении венда и особенно кембрия.

Территория распространения солей в разрезах венда и кембрия Сибирской платформы установлена по результатам нефтегазопоискового бурения.

На первом этапе геолого-разведочные работы проводились в основном в южной части Сибирской платформы, которая получила название Иркутский нефтегазоносный бассейн, или Иркутский амфитеатр. (В. Г. Васильев, И. П. Карасев, М. М. Одинцов, Я. К. Писарчик, Ю. А. Притула). Геологическое обобщение результатов этого этапа поисков нефти и газа приведено в ряде работ, авторами которых были перечисленные выше исследователи, а также А. К. Бобров, М. А. Жарков, Е. В. Кравченко, М. М. Мандельбаум, С. П. Микуцкий, Ю. П. Мирончев, В. В. Самсонов, В. М. Сенюков, И. Н. Сулимов, М. А. Цахновский и др. Итогом исследований были первые реконструкции объемов и площадей соленакопления в кембрийской части разреза осадочного чехла Сибирской платформы.

На втором этапе масштабные геолого-разведочные работы на нефть и газ охватили центральные районы Сибирской платформы. Соленосный тип разрезов венда и кембрия был прослежен до широтного течения р. Нижняя Тунгуска. В результате геологических обобщений был выделен обширный Восточно-Сибирский соленосный бассейн [20, 92], но не было определено его северное окончание. В стратиграфических работах и палеогеологических реконструкциях площадь развития кембрийских солей была выделена в Турухано-Иркутско-Олекминский фациальный регион [31, 67, 71]. На этом этапе поиски нефти и газа вели коллективы Енисейнефтегазгеологии, Ленанефтегазгеологии, ВостСибнефтегазгеологии, Ени-

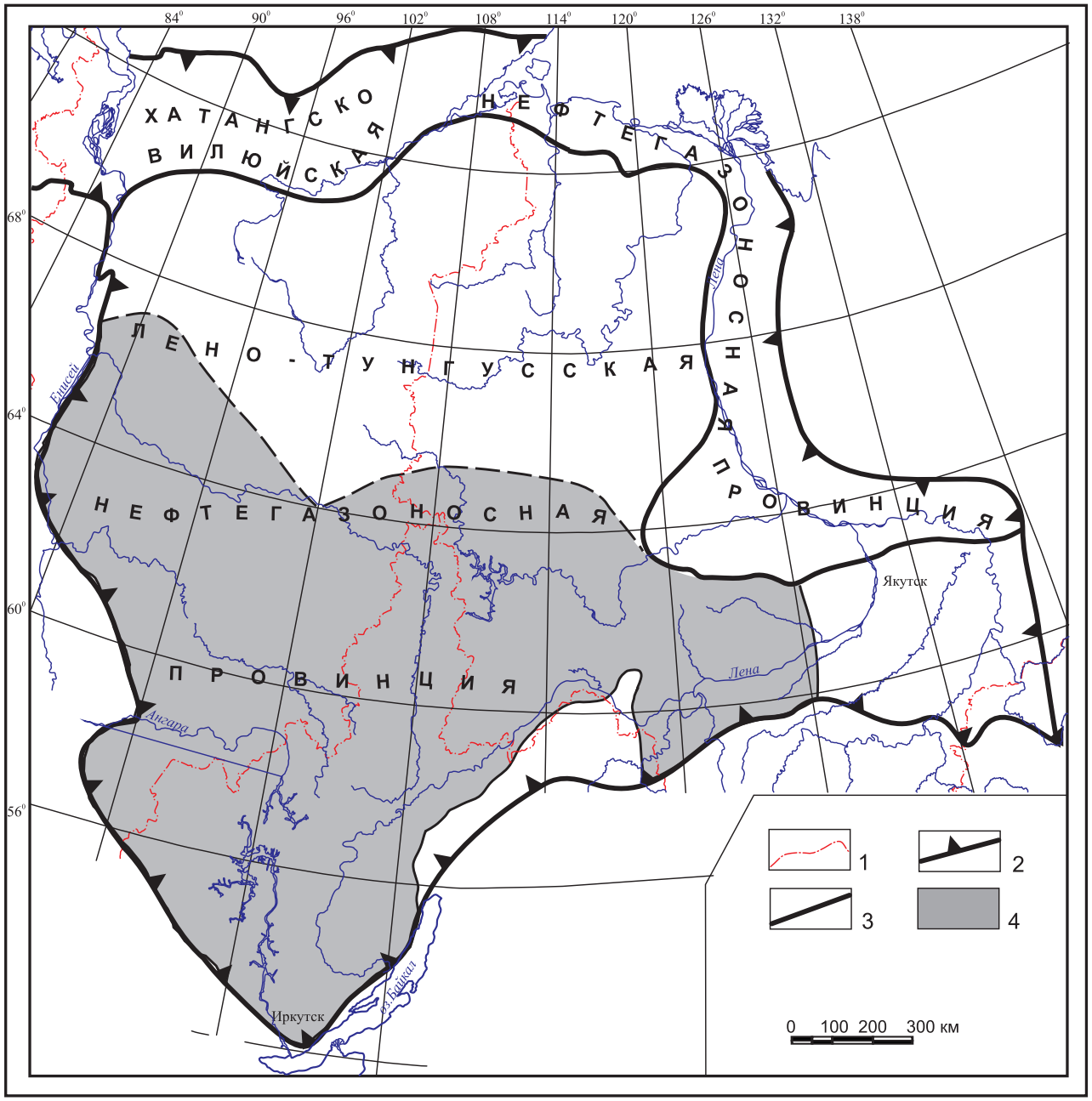


Рис. 1. Восточно-Сибирский соленосный бассейн и нефтегазоносные провинции Сибирской платформы

Границы: 1 – административные, 2 – Сибирской платформы, 3 – нефтегазоносных провинций; 4 – соленосный бассейн

сейгеофизики, Иркутскгеофизики, Якутскгеофизики; отраслевых институтов Мингео СССР (ВНИГНИ, ВНИГРИ, ВостСибНИИГГиМС, ВСЕГЕИ, НИИГА, СНИИГГиМС); академических институтов (ИГНиГ СО АН СССР, ИГ ЯФ СО АН СССР, ИЗК СО АН СССР). Подробное описание результатов геолого-разведочных работ на нефть и газ, история бурения, геолого-геофизических исследований детально рассмотрены в фундаментальной монографии «Геология нефти и газа Сибирской платформы» (1981) под редакцией А. Э. Конторовича, В. С. Суркова, А. А. Трофимука. В ней приведено нефтегазогеологическое районирование (Лено-Тунгусская нефтегазоносная провинция, разделенная на нефтегазоносные области), современная стратиграфия венда и кембрия, описаны месторождения нефти и газа, открытые в вендском нефтегазоносном комплексе (НГК).

Тектонический план венда и кембрия Сибирской платформы представлен Анабарской, Байкитской, Непско-Ботуобинской антеклизами, Северо-Алданской гемиантеклизой, Ангаро-Ленской ступенью, Курейской и Присаяно-Енисейской синеклизами, Предпатомским региональным

прогибом, Бахтинским мегавыступом, Катангской и Сюгджерской седловинами, Приенисейским мегапрогибом (рис. 2).

Соленосный венд-кембрийский бассейн Сибирской платформы охватывает южную и центральную части Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции (НГП). Здесь расположены Южно-Тунгусская, Байкитская, Катангская, Непско-Ботуобинская, Западно-Вилюйская, Присаяно-Енисейская, Ангаро-Ленская и Предпатомская нефтегазоносные области (НГО). Частично на территорию соленосного бассейна попали южные части Туруханo-Норильской, Северо-Тунгусской и Сюгджерской НГО (см. рис. 2).

На современном этапе региональные геолого-разведочные работы проведены на междуречье Подкаменной и Нижней Тунгусок, в северных частях Байкитской, Непско-Ботуобинской анте-

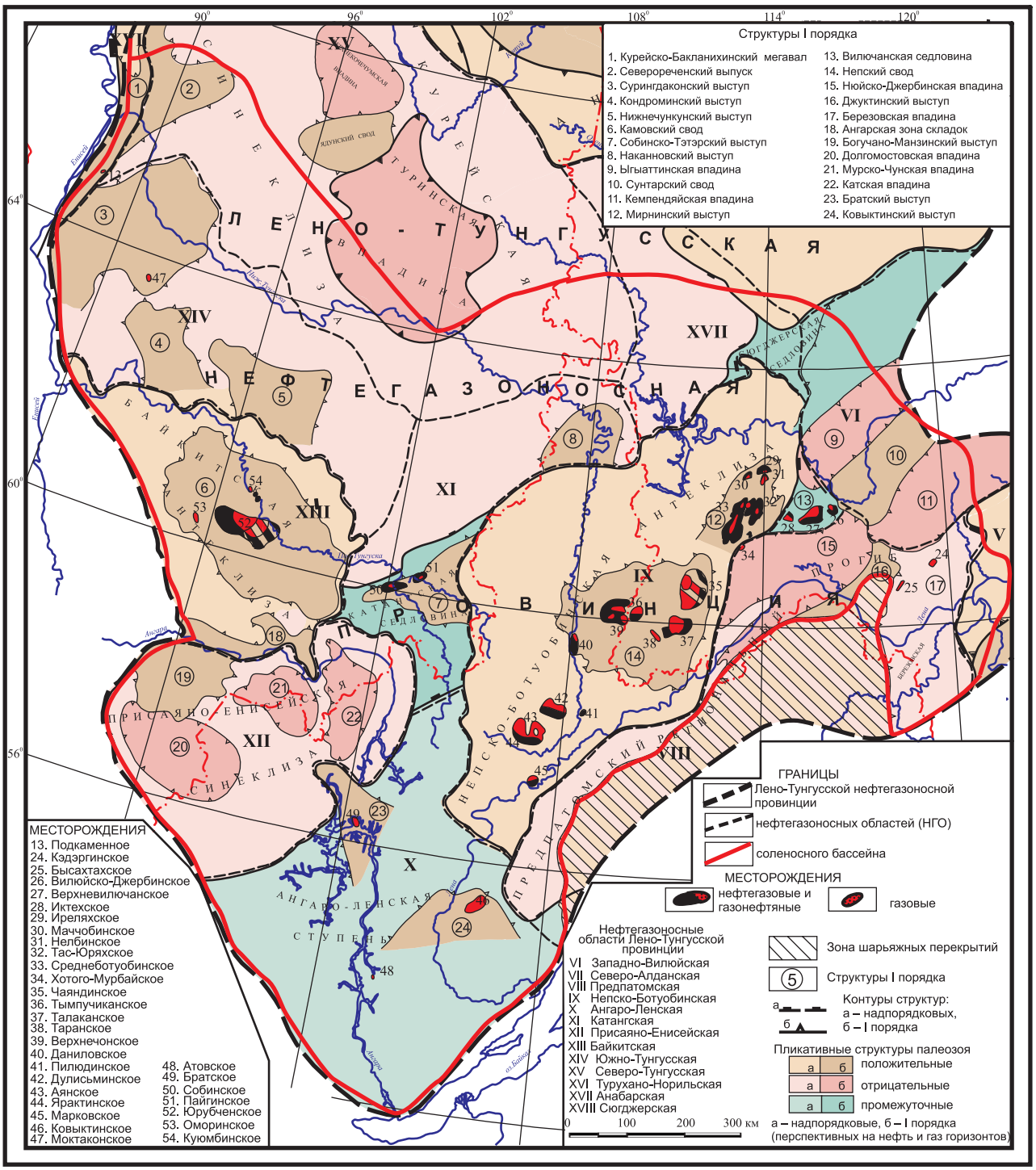


Рис. 2. Фрагмент тектонической карты нефтегазоносных провинций Сибирской платформы (по В. С. Старосельцеву, 2005 г.)

клиз (бурение и сейсморазведка), Бахтинском мегавыступе, Присаяно-Енисейской синеклизе.

К настоящему времени границы Восточно-Сибирского соленосного бассейна почти полностью установлены по данным бурения и сейсморазведки. Остается неопределенным положение северного ограничения соленосного бассейна и одного участка на западе бассейна (устьевая часть р. Бахта). Северное замыкание соленосного бассейна намечено по данным сейсморазведки МОГТ (рис. 3), но не по скважинам. По изменениям волнового поля оно находится близ широтного колена р. Нижняя Тунгуска в промежутке между устьями рр. Илимпея и Кочечум. Далее на запад граница продолжается на правобережье р. Нижняя Тунгуска, в серединные части рр. Виви и Тутончана. На этих участках нет скважин, но начаты сейсморазведочные работы.

В разрезе венда выявлены два соленосных уровня – торсальская пачка соли в низах тирского стратиграфического горизонта и солесодержащие пачки в средней и верхней частях катангской и собинской свит (даниловский горизонт).

Торсальская пачка солей распространена в северной части Предпатомского регионального прогиба, где она вскрыта на площадях бурения в Березовской впадине и на севере Нюйско-Джербинской впадины, а кроме того, южнее – в зоне сочленения Непско-Ботуобинской антеклизы с Предпатомским региональным прогибом. Толщина пачки возрастает в более прогнутых частях прогиба. По данным сейсморазведки предполагается распространение солей в старореченской свите на Чириндинской ступени на востоке Курейской синеклизы (см. рис. 3)

Пачки солей в нижнеданиловском подгоризонте установлены в катангской свите на восточном окончании Присаяно-Енисейской синеклизы, здесь соли выклиниваются в зоне сочленения синеклизы с Катанской седловиной с Ангаро-Ленской ступенью.

В среднеданиловском подгоризонте (собинская свита) соли выявлены в тех же районах, толщины солей меньше, но площади их распространения существенно расширены.

В кембрийской части осадочного чехла соленосность установлена на шести уровнях: нижнеусольском, верхнеусольском, верхнебельском, ангарском, верхнелитвинцевском и майском. Пять уровней соленосных толщ установлено в южной половине Сибирской платформы. Но в ее юго-западной части верхнелитвинцевская подсвита отсутствует, она размыта во время предмайского перерыва в среднем кембрии. Соли в ангарской свите и верхнелитвинцевской подсвите отсутствуют также вдоль юго-восточной окраины платформы. Здесь они растворены инфильтрационными водами [54]. Растворение и вынос кембрийских солей продолжаются в настоящее время. Этот процесс фиксируется по увеличению содержания соли в водах рек, особенно в тех, которые протекают по выходам кембрия в восточной части соленосного бассейна. Особенно заметна соленость вод в зимнее время.

В северо-восточной части соленосного бассейна установлено последовательное выклинивание солей в северном направлении снизу вверх по разрезу кембрия. Первыми исчезают соли юрегинской свиты и верхнетолбачанской подсвиты. Граница распространения солей чарской свиты находится в 50–100 км севернее. Дальше всех на север распространены соли метегерской свиты. Последние достигают Западно-Якутских барьерных рифов, отделяющих Восточно-Сибирский соленосный бассейн от морского Юдомо-Оленекского региона с водами нормальной солености.

Северо-западное окончание соленосного бассейна имеет другое строение. Здесь дальше всех на север проходят соли ясенгской и сурингдаконской свит (нижнеусольский и верхнебельский уровни). К северу от соленосных толщ предполагается полоса бессолевых доломитовых разрезов, которая является северным окончанием шельфа сатурации. Последний в северо-восточной части бассейна сменяется системой краевых рифов, но в северо-западной части подтверждения этого пока не получено, здесь нет ни скважин, ни сейсмических разрезов. На остальных окраинах соленосный бассейн достигает границ Сибирской платформы. Ряд признаков позволяет заключить, что в палеоплане бассейн был более обширным чем контур Сибирской платформы. К таким признакам отнесены увеличение мощностей соленосных толщ и увеличение содержания соли в их разрезах по мере приближения к современным границам Сибирской платформы. Эти признаки проявляются на границе платформы с Байкало-Патомской складчатой областью, с Енисейским кряжем и к северу от него до устья р. Бахта.

Признаком приближения к берегам Восточно-Сибирского соленосного бассейна является смена литологического состава пород. В первую очередь меняется состав соленосно-доломитовых толщ, взамен которых в ряде скважин пройдены красноцветные терригенные и мергельные

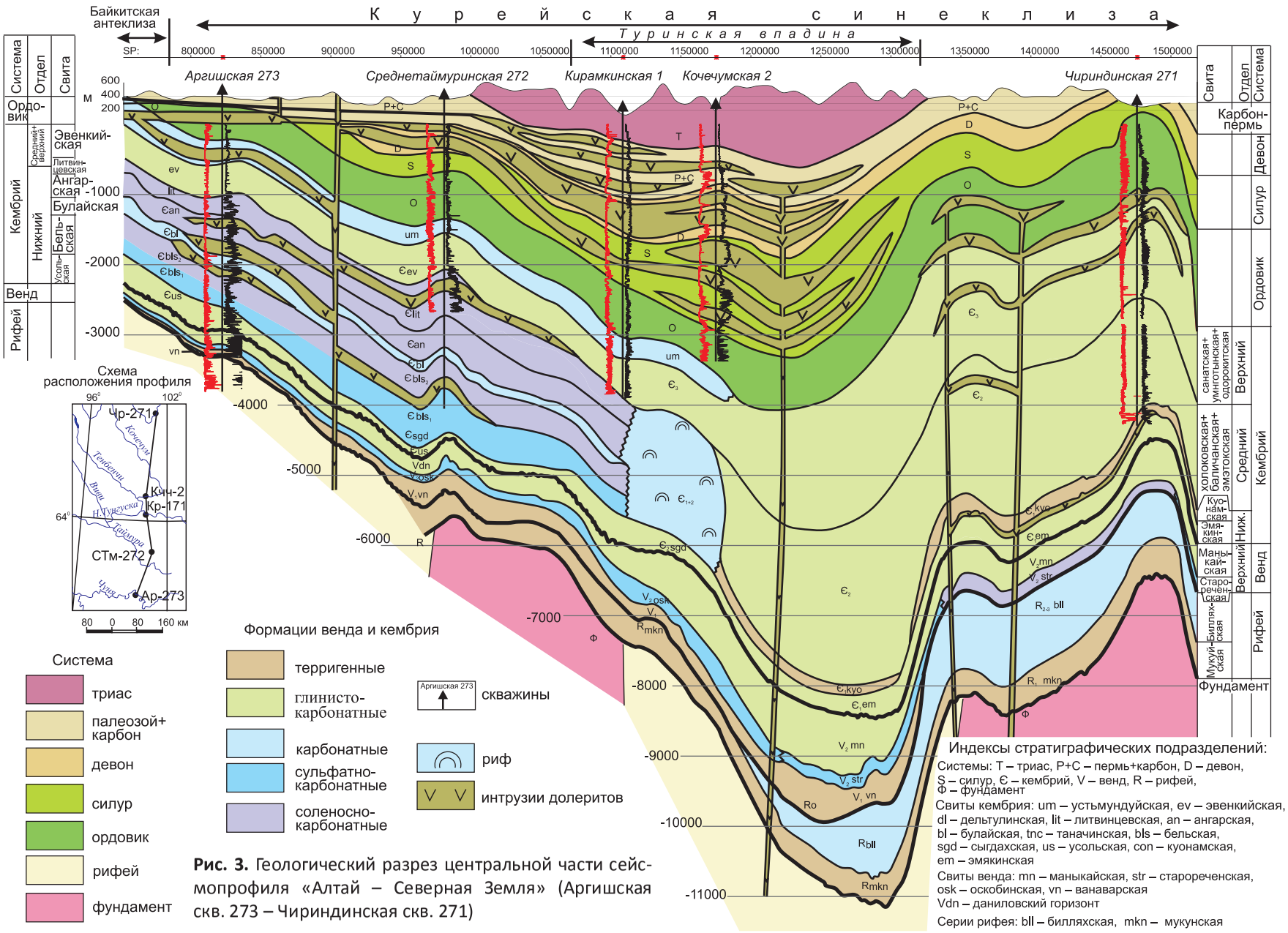


Рис. 3. Геологический разрез центральной части сейсмопрофиля «Алтай – Северная Земля» (Аргишская скв. 273 – Чириндинская скв. 271)

тела, обычно без пластов солей; затем появляются пласты красноцветных терригенных пород в карбонатных толщах кембрия. Эти изменения литологического состава интерпретируются как приближение к берегам соленосного бассейна. Такое положение береговых линий бассейна установлено скважинами вдоль юго-западной границы Сибирской платформы от р. Ангара до Канска и далее на юго-восток до Иркутска.

В последние десятилетия оконтурен соленосный венд-кембрийский Приенисейский бассейн к западу от Енисейского кряжа. Он, видимо, соединялся с Восточно-Сибирским соленосным бассейном, но затем был разделен поднятием Енисейского кряжа.

В настоящей работе Восточно-Сибирский соленосный бассейн рассмотрен в пределах Сибирской платформы.

Глава 1. СТРАТИГРАФИЯ ВЕНДА И КЕМБРИЯ ВОСТОЧНО-СИБИРСКОГО СОЛЕНОСНОГО БАССЕЙНА

На Сибирской платформе венд и кембрий составляют низы осадочного чехла. Ниже распространен фундамент или рифей, выше – ордовик. Толщина венда и кембрия меняется от 1600 до 3600 м.

Стратиграфическое расчленение венда и кембрия Сибирской платформы – результат труда геологов XX столетия: сотрудников АН СССР и РАН, работников отраслевых НИИ, геологов производственных организаций. Проблемы стратиграфии венда и кембрия Сибирской платформы детально рассмотрены в монографиях, сборниках и многих публикациях. Внимание к данной проблеме обусловлено одной причиной: в венде и кембрии на Сибирской платформе содержится основная часть нефтегазовых месторождений. Поэтому стратиграфия венда и кембрия обеспечена результатами нефтегазопоискового бурения.

Итоги стратиграфических работ по венду и кембрию были подведены в 1979 и 1986 гг. на стратиграфических совещаниях, на которых приняты стратиграфические схемы [71, 72]. Разрезы венда в скважинах изучены детально, из них отобрано основное количество керна, по этим отложениям выполнен комплекс ГИС м-ба 1:200. Основными видами каротажа, применяемыми при выделении в разрезах венда слоев и пачек, являлись гамма-каротаж и нейтрон-гамма-каротаж. Дополнительно анализировались кривые КС, БК, АК и ДС (диаметр ствола).

По керну и каротажным характеристикам выполнено расчленение разрезов венда с выделением пачек, подсвит и свит, затем проведена корреляция разрезов по скважинам, при этом прослеживались выделенные вспомогательные и местные стратиграфические подразделения.

Расчленение вендских и кембрийских отложений на пачки выполнено почти по всем скважинам, пробуренным на Сибирской платформе, что послужило базой данных для обоснования границ горизонтов, свит, для обоснования длительных перерывов осадконакопления.

Последние крупные обобщающие работы – это монографии из цикла «Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири»: «Рифей и венд Сибирской платформы и ее складчатого обрамления» (2005), «Геология и перспективы нефтегазоносности венда и нижнего кембрия центральных районов Сибирской платформы (Непско-Ботуобинская, Байкитская антеклиза и Катангская седловина)» (2007) и «Венд-кембрийский соленосный бассейн Сибирской платформы. Стратиграфия, история развития» (2009). В них приведены библиографические сведения, детальные характеристики разрезов венда по фациальным районам и зонам. Особое внимание уделено характеристикам региональных стратиграфических перерывов, пачковой корреляции разрезов венда, цикличности строения вендских разрезов, глубинам вендского бассейна, стратиграфическим схемам венда, ведь после стратиграфических совещаний прошло более 30 лет.

Из изложенного видно, что корреляция и расчленение разрезов венда и кембрия (внутренние районы Сибирской платформы) в основном завершены. Основной проблемой остается объем отложений, отнесенных в настоящей книге к вендской системе и ее отделам (табл. 1.1).

Таблица 1.1

Современные хронометрические шкалы геологического венда и кембрия, млн лет

Дополнения к стратиграфическому кодексу России (2000 г.)				Международная, стратиграфическая шкала (2004 г.)		
Период	Эпоха	Век	Возраст	Возраст	Эпоха	Период
Ордовик			490±2	488,3±1,7		Ордовик
Кембрий	Поздняя		500	501±2,0	Поздняя	Кембрий
	Средняя	Майский			Средняя	
		Амгинский	509	513±2,0		
	Ранняя	Тойонский			Ранняя	
		Ботомский	526			
		Атдабанский	531			
		Томмотский	535±1			
Венд	Поздняя	Немакит-далдынский	545	542±1,0		Эдиакарий
	Ранняя		555–570			
Рифей			600±10	630		

1.1. Шкала геологического времени венда и кембрия

В геологической литературе известен ряд планетарных хронологических шкал верхнего протерозоя и кембрия. Их анализ выполнен С. Л. Афанасьевым [3], Г. П. Мясниковой, В. И. Шпильманом, М. А. Семихатовым [77], А. Г. Рублевым [73], приведен в дополнениях [18] к стратиграфическому кодексу России и в самом кодексе. При составлении шкал использовались радиометрические данные хронометрии и выведенные с их помощью функции постоянных распада, стратиграфические функции, галактические циклы и сезоны, вековые циклы. Длительность последних – 9,47 млн лет.

Значительно меньше хронологических знаков в литературе дано для вендского периода. В Стратиграфическом кодексе (СК) 1992 г. приведена общая стратиграфическая шкала докембрия, утвердившая схему, принятую в Уфе в 1990 г. Эта шкала основана на изотопных хемостратиграфических данных. Именно она использовалась в стратиграфических работах по Сибирской платформе. В постановлении МСК 1992 г. указаны следующие геологические возраста нижних границ: венда – 650±20 млн лет, верхнего венда – 620±15 млн лет, кембрия – 570–530 млн лет. На Сибирской платформе к этим рубежам были привязаны событийные геологические границы: конец предвендского перерыва (650 млн лет), предданиловский перерыв (620 млн лет) и Возраст подошвы кембрия был принят (570 млн лет) в соответствии с СК.

В 2000 г вышли дополнения к СК, в которых отражены новые изотопно-геохронологические датировки возраста. Рекомендовано внести следующие изменения датировок границ верхнего протерозоя и кембрия: нижняя граница венда – 600±10 млн лет, нижняя граница верхнего венда – 570–555 млн лет (вероятнее, 570 млн лет) [18], нижняя граница кембрия – 535±1 млн лет. Кроме этого, в шкале геологического времени дан возраст начала следующих веков венда и кембрия (млн лет): немакит-далдынского века позднего венда – 545, томмотского – 535±1, атдабанского – 529, ботомского – 526, начало среднего кембрия – 509, начало позднего кембрия – 500, начало ордовикского периода – 490±2 (табл. 1.1).

В 2004 г. Международной стратиграфической комиссией принята шкала геологического времени [111], в которой даны следующие цифры возраста: подошва эдиакария (верхи неопротерозоя) – 630 млн лет, нижнего кембрия (немакит-далдына) – 542±1 млн лет, среднего кембрия – 513±2 млн лет, подошва верхнего кембрия (Furongian) – 501±2 млн лет подошва ордовика – 488,3±1,7 (см. табл. 1.1).

В последнем издании СК [85] приведена общая стратиграфическая шкала верхнего докембрия, уточняющая материалы, опубликованные в дополнениях к СК (2000 г.). Именно она используется в стратиграфических работах в Тунгусском

регионе Сибирской платформы. В шкале даны следующие геологические возрасты нижних границ: венда – 600, верхнего венда – 570–555, кембрия – 535±1, ордовика – 490 млн лет.

Основные этапы развития органического мира в позднем протерозое приведены в статье [60]. К вендскому периоду отнесены два этапа развития органического мира – «биогоризонты» Амадеусский (0,635–0,560 млрд лет) и Беломорский (0,560–0,535 млрд лет). Эти этапы отражают разделение вендского периода на нижнюю и верхнюю эпохи.

В 2015 г. М. А. Семихатовым, А. Б. Кузнецовым и Н. М. Чумаковым проанализированы современные данные о возрасте верхнего протерозоя и показано, что возраст нижней границы венда следует принять в 640±5 млн лет [78].

Предлагается проводить нижнюю границу венда по возрасту 600±10 и 640±5 млн лет. Последняя датировка близка к таковой для эдиакария (630 млн лет). Таким образом, если принять границу подошвы венда в 640±5 млн лет, он в целом одновозрастен эдиакарию, а если установить границу подошвы венда на 600 млн лет, это будет верхняя часть эдиакария. Ниже нами принято положение подошвы венда, предлагаемое в СК, т. е. 600 млн лет.

1.1.1. Шкала геологического времени венда и кембрия Восточно-Сибирского соленосного бассейна

В дальнейших построениях для Сибирской платформе принята в основном шкала геологического времени венда и кембрия, рекомендованная в СК для широкого использования в геологической практике и стратиграфических работах [85]. Предлагаемая нами региональная шкала имеет дополнительную нагрузку, а именно: в ней приведены раздельно времена осадконакопления и времена длительных перерывов.

Дополнительно составлена циклометрическая шкала геологического времени венда и кембрия Восточно-Сибирского соленосного бассейна, основанная на следующих положениях.

1. В венде и раннем – среднем кембрии Восточно-Сибирский бассейн устойчиво погружается, это погружение компенсировалось накоплением последовательно терригенных, карбонатных и соленосных толщ, образующих единый галциклит, разделенный на два нексоциклита [28]. Чередование соленосных и карбонатных толщ создало в разрезе четко выраженную цикличность, позволяющую разделить разрез на регоциклиты. Черередование в последних пачек солей и карбонатов позволяет выделить зонциклиты.

2. Каждый регоциклит сформировался в течение одного длительного колебательного движения. Сделано допущение, что их продолжительность была близкой [36, 46].

3. Выделенные регоциклиты, сформированные в близкие по продолжительности отрезки геологического времени, вместе с перерывами составили основу циклометрической шкалы геологического времени для венда и кембрия Восточно-Сибирского соленосного бассейна.

4. Соленосные и карбонатные толщи и составляющие их пачки скоррелированы и прослежены по территории Восточно-Сибирского соленосного бассейна. Такая корреляция позволяет сделать вывод, что колебательные движения большой и средней длительности, приведшие к формированию регоциклитов и зонциклитов охватывают территорию бассейна и относятся к категории общих колебательных движений [100].

На этих положениях построена циклометрическая шкала геологического времени венда и кембрия для Восточно-Сибирского соленосного бассейна (табл. 1.2). В ней приведено время формирования регоциклитов и региональных перерывов – предвилючанского, преднепского, предданиловского и внутримайского. Для получения числовых значений границ регоциклитов использованы планетарные шкалы эпох венда и кембрия и количество регоциклитов, формировавшихся в эти эпохи. Продолжительность формирования кембрийских и вендских регоциклитов получились в среднем 5 млн лет.

Длительность перерывов определена условно: предвилючанского – в 30 млн лет (630–600 млн лет), преднепского – в 10 млн лет (595–585 млн лет). В перерывах размывались толщи рифея и фундамента: 1) во время предданиловского перерыва – верхняя часть, а на отдельных участках весь тирский горизонт; его длительность оценена в 5 млн лет (550–545 млн лет); 2) во время раннемайского – низы майского яруса, верхняя часть амгинского яруса, а местами – полностью амгинский ярус и верхи тойонского (верхняя треть булайско-ангарского регоциклита); его длительность также 5 млн лет (510–505 млн лет).

Таким образом, в вендском и кембрийском периодах сформировались крупнейшие вендский и нижнекембрийский нексоциклиты и начало майско-нижнеордовикского. Длительные (5–10 млн лет) перерывы разделяют времена их формирования.

Таблица 1.2

Стратиграфические шкалы венда и кембрия Восточно-Сибирского соленосного бассейна Сибирской платформы

ОСШ [85]				Региональная шкала		Циклометрическая шкала*	
Система	Отдел	Ярус	Начало, млн лет	Горизонт	Подгоризонт	Регоциклит	Начало, млн лет
Ордовик			490±2				490
Кембрий	Верхний					Устьмундуйский	495
			500			Устьпелядкинский	500
	Средний	Майский				Летнинский	505
				Внутримайский перерыв			510
		Амгинский	509	Зеледеевский		Литвинцевский	515
	Нижний	Тойонский		Наманский			
				Чарский		Булайско-Ангарский	520
		Ботомский		Олекминский			
				Урицкий			
		Атдабанский		Толбачанский		Бельский	525
				Эльгянский			
				Усольский	Осинский	Усольский	530
		Томмотский	535±1			Тэтэрский	535
Венд	Верхний	Немакит-далдынский		Даниловский	Верхний		
					Средний	Собинский	540
					Нижний	Катангская	545
			555–570	Предданиловский перерыв			550
				Тирский		Верхнетирский	555
					Внутритирский перерыв		560
						Нижнетирский	565
	Нижний			Предтирский перерыв			570
				Непский	Верхний	Верхненепский	575
					Внутринепский перерыв		580
					Нижний	Нижненепский	585
				Преднепский перерыв			595
			600	Вилючанский		Вилючанский	600
Рифей				Предвилючанский перерыв			630

* Циклометрическая шкала геологического времени построена на основе близкой длительности формирования регоциклитов и предполагаемого последовательного уменьшения длительности региональных стратиграфических перерывов.

Вендский и нижнекембрийский нексоциклиты сформировались в течение 45 млн лет каждый (600–555 и 555–510 млн лет). Вендский состоит из вилючанского, нижненепского, верхненепского, нижнетирского и верхнетирского регоциклитов, а накопление каменной соли началось в тирское время. Нижнекембрийский, образовавшийся между предданиловским и раннемайским перерывами и включает семь регоциклитов (катангский, собинский, тэтэрский, усольский, бельский, булайско-ангарский и литвинцевский).

1.2. Стратиграфия вендских отложений

Отложения венда на Сибирской платформе распространены повсеместно и являются основным объектом поисков нефти и газа. В них выделены вендский и верхневендско-нижнекембрийский НГК, каждый комплекс включает региональные резервуары и покрышки, большинство которых имеет собственные названия (многие введены в стратиграфическую схему венда). Геолого-разведочные работы на нефть и газ продолжаются. Выделены новые стратиграфические объекты, появились новые названия продуктивных пластов. В связи с этим возникла необходимость создания обновленного варианта стратиграфической схемы венда.

Предшествующие стратиграфические схемы венда были приняты в 1979 и в 1986 гг. [71, 76], раздельно по обрамлениям и по внутренним районам Сибирской платформы.

В схеме 1979 г. вендские образования составили верхние части региональных стратиграфических схем верхнепротерозойских отложений разных обрамлений Сибирской платформы. Был разработан первый вариант стратиграфической схемы внутренних районов Сибирской платформы, в котором впервые приняты названия свит и серий для верхнего протерозоя. Часть их в настоящее время применяется при нефтегазопоисковых работах, но некоторые названия серий и свит, включая резервуары и покрышки, были за-

менены, дано более дробное расчленение разрезов на резервуары и покрышки, выделены новые свиты. Эта схема была принята в 1986 г. стратиграфическим совещанием по внутренним районам Сибирской платформы, проведенном СибРМСК в Новосибирске.

Схема 1986 г. охватывает южную и центральную части Сибирской платформы, т. е. всю территорию Восточно-Сибирского соленосного бассейна. В этой схеме на рубеже рифей – венд показан длительный перерыв в осадконакоплении. Разновозрастные отложения венда с размывом залегают на различных толщах рифея или на фундаменте. Более полные разрезы низов венда фиксируются в отрицательных структурах и близ границ Сибирской платформы. Нижняя граница венда принята в подошве надперерывных толщ. Но в ряде граничных участков платформы перерыв меду рифеем и вендом не зафиксирован. Здесь положение нижней границы венда осталось дискуссионным.

В схеме 1979 г. подошва кембрия принята по появлению археоциат, в схеме 1986 г. – по появлению новых комплексов мелкораковинной фауны. Данная граница принята в средней части юряхской свиты. В утвержденной стратиграфической схеме внутренних районов Сибирской платформы выделен юряхский подгоризонт, датированный вендом – кембрием [72].

После 1986 г. на ряде участков было проведено нефтегазопоисковое бурение близ обрамлений, что дало возможность скоррелировать нижние части вендских разрезов внутренних районов Сибирской платформы с верхами байкальского горизонта Енисейского кряжа, Иркинеевского и Уринского выступов. Уточнена корреляция разрезов венда в Предпатомском прогибе, показавшая одновозрастность непского горизонта нижнего венда прогиба с торгинской свитой жуинского горизонта (верхи байкальской эратемы рифея в Патомском нагорье). В Нижнем Приангарье бурением и сейсморазведкой доказана одновозрастность тирского и непского горизонтов венда с тасеевской серией венда – верхов рифея юга Енисейского кряжа (схема 1979 г.).

Это отражено в работах [36, 88]. В настоящей схеме тасеевская серия и торгинская свита отнесены к венду.

Корреляция курсовской свиты непского горизонта венда Ботуобинской зоны с торгинской свитой Березовской зоны приводит к выводу, что жуинскую серию верхов рифея Патомского нагорья следует относить к непскому горизонту нижнего венда. Из изложенного видно, что корреляция разрезов венда внутренних районов Сибирской платформы в основном завершена. Основной проблемой остается возраст отложений, относимых к низам вендской системы. Граница венда и рифея находится ниже подошвы вилючанского горизонта. В целом настоящая стратиграфическая схема венда представляет собой усовершенствованную схему 1986 г., пополненную новыми результатами геолого-разведочных работ на нефть и газ в Лено-Тунгусской провинции.

В приложенной схеме венда Восточно-Сибирского соленосного бассейна (прил. 1) выделен нижний венд в объеме вилючанского и непского горизонтов и верхний венд в объеме тирского и даниловского горизонтов.

1.2.1. Общая стратиграфическая шкала

Стратиграфическая схема венда Восточно-Сибирского соленосного бассейна Сибирской платформы включает нижнюю часть осадочного чехла, залегающую с глубоким размывом на рифейских образованиях или на кристаллическом фундаменте.

Возрастные рамки нижней границы венда рассмотрены М. А. Семихатовым и др. [78]. Минимальная оценка возраста нижней границы венда в 600 млн лет принята в «Дополнениях» (2000) [18] и «Стратиграфическом кодексе России» [85].

На представленной стратиграфической схеме граница между рифеем и вендом условна, ее местоположение показано в подошве вилючанского горизонта. Приведенный в СК [85] абсолютный возраст позволяет принять возраст подошвы этого горизонта в 600 млн лет (см. табл. 2). Он же принят в циклометрической шкале.

Граница между вендом и кембрием в схеме принята по кровле юряхского подгоризонта, что обосновано появлением комплекса археоциат, по которым определено положение подошвы томмотского яруса, принятого за основание кембрия [94].

Венд Сибирской платформы разделен на два отдела. В верхнем выделяют немакит-далдынский ярус [103]; нижний на ярусы не разделен, он представлен терригенными отложениями, развитыми на юге Сибирской платформы, которые коррелируются с верхней частью байкальской эратемы рифея в обрамлениях. Поэтому существование нижнего венда или верхов верхнего рифея на Сибирской платформе спорно и требует дальнейшего изучения. Возраст нижнего венда 600–570 (555) млн лет, верхнего – 570–

535 млн лет, он включает тирский и даниловский горизонты [102].

В ОСШ внесены следующие изменения:

1. Введен возрастной диапазон вендской системы. Он составляет 600±10 – 535±1 млн лет, взят из таблицы 3 «Общая стратиграфическая шкала докембрия» помещенной в Стратиграфическом кодексе России (2006 г.) [85].

2. Увеличен объем венда в его нижней части. А именно ниже непского был выделен и отнесен к венду вилючанский горизонт [109], сформировавшийся после длительного предвилючанского перерыва в осадконакоплении. Начало вендского периода приурочено к этому перерыву.

3. Граница между вендом и кембрием в настоящей схеме перенесена на кровлю юряхской – подошву усольской свит. В схеме 1986 г. граница находилась внутри юряхской свиты. Точного положения границы не было.

Основания для переноса следующие:

• Юряхская свита составляет верхнеданиловский (юряхский) подгоризонт в региональной шкале схемы 1986 г. и настоящей схемы. Граница систем проведена внутри юряхского подгоризонта. В таком положении границы отсутствует логика соподчинения общих и региональных стратиграфических подразделений.

• В юряхской свите выделены три нефтегазоносных пласта – Ю-I, Ю-II и Ю-III. Какие из них пластов и по каким критериям относить к кембрию или венду в Госбалансе России?

• В схеме 1986 г. [72] юряхская свита проиндексирована как «венд – кембрий». Результат: во всех отчетах ГРР на нефть и газ в стратиграфических колонках всех скважин в столбце «система» выделяют кембрийскую, венд-кембрийскую и вендскую. Выделение венд-кембрийской системы явно ошибочное, тем не менее так продолжается больше 25 лет.

В осадочных толщах венда Тунгусского региона изучены различные палеонтологические остатки – строматолиты, микрофитолиты, микрофоссилии (акритархи), мелкораковинная фауна. Эти работы позволили обосновать в вендской системе нижний и верхний отделы [60]. В верхнем отделе был выделен немакит-далдынский ярус [18, 88].

Представляется целесообразным сохранить в настоящей схеме выделение этого регияруса в объеме даниловского горизонта. Основание яруса совпадает с региональным предданиловским перерывом в осадконакоплении, сопровождавшимся размывом нижележащих толщ. Нижний венд Тунгусского региона включает вилючанский и непский горизонты, верхний – тирский и даниловский. Обоснование – комплексы мелкораковинной фауны в верхнем и комплекс акантоморфных акритарх в нижнем венде.

Нижняя граница венда в Тунгусском регионе не установлена. Его подошва вскрыта скважинами на различных стратиграфических уровнях. Ее положение обусловлено палеогеоморфологическими данными – рельефом поверхности нижележащих толщ рифея или фундамента, на которой в одних районах залегают породы нижнего венда, в других – верхнего. По результатам сейсморазведочных работ (профиль «Батолит») в Чуньской впадине (между Байкитской и Непско-Ботуобинской антеклизами) фиксируется согласное залегание нижнего венда на верхах рифея. Здесь предполагается полный разрез нижнего венда. В основании венда может находиться или вилючанский горизонт, или еще более древняя толща венда.

Вилючанский горизонт сформировался после длительного предвилючанского перерыва в осадконакоплении. На схеме начало перерыва оценено условно в 630 млн лет, а окончание – в 600 млн лет, как принято в СК 2006 г. [85]

Нижний венд. В Тунгусском регионе к нижнему венду отнесены непский и вилючанский горизонты. Обоснование ранневендского возраста непского горизонта выполнено по комплексу микрофоссилий, собранных из керна скважин в северо-восточной части Тунгусского региона.

Диапазон существования перечисленных ключевыех таксонов ограничен (635–560 млн лет) [60]. Их положение в ОСШ однозначно определено в пределах верхней границы нижнего венда. Но в последнее время появились статьи о дискуссионном возрасте непского горизонта. Ряд признаков позволяет относить его к верхнему венду.

В Байкало-Патомском районе к венду стали относить не только жуинскую серию верхнего рифея, но и дальнетайгинскую [83]. Нам этот вариант представляется ошибочным. В основании дальнетайгинской серии находится джемкуканская свита конгломератов, толща которых вскрыта в грабене под непским горизонтом венда в Талаканской скв. 804 на Непско-Ботуобинской антеклизе. В остальных скважинах непский горизонт венда залегает на кристаллическом фундаменте. Толща конгломератов размыта во время преднепского перерыва и отнесена к рифейским образованиям. Аналогичные подперерывные терригенные толщи вскрыты в грабенах в одной скважине

на Кутурминской площади в Братском районе Ангаро-Ленской ступени и в Таимбинской скв. 2 на Байкитской антеклизе. Эти толщи отнесены к рифею (по наличию углов наклона пород до 10° по сравнению с горизонтально залегающими терригенными базальными вендскими толщами). Если относить эти толщи к венду, то следует признать ранневендскую фазу складкообразования на Сибирской платформе. Такая гипотеза маловероятна. Скорее всего, дальнетайгинскую серию нужно оставить в рифейском комплексе.

Верхний венд. В Тунгусском регионе к верхнему венду отнесены тирский и даниловский горизонты. Обоснование поздневендского возраста этих горизонтов было показано по распространению мелкораковинной фауны. Выделенные по этой фауне зоны нижняя Anabarites trisulcatus и верхняя Purella antigua были объединены в немакит-далдынский ярус верхнего венда.

Схема распространения мелкораковинной фауны в разрезах венд-кембрийских отложений Сибирской платформы, составленная В. В. Хоментовским и Г. А. Карловой в 1993 г., содержит 60 видов и родов [88].

Наиболее древние находки мелкораковинной фауны *Anabarites* sp. и *Cambrotubulus* sp. обнаружены на Оленекском поднятии в 30 м ниже кровли туркутской свиты [88], которая относится к тирскому горизонту. На основании этого тирский горизонт отнесен к верхнему венду. Но ассоциация родов и видов зоны A. trisulcatus обнаружена в вышележащих свитах (низы маныкайской на Анабарском и низы кесюсинской на Оленекском сводах), коррелируемых с нижним подгоризонтом даниловского горизонта. Этот уровень принят за основание немакит-далдынского яруса.

1.2.2. Фациальное районирование территории

Фациальная зональность вендских разрезов соленосного бассейна Сибирской платформы обусловлена палеоструктурами вендского периода, различными источниками сноса материала и, по мере погружения Сибирской платформы, последовательным вступлением в режим осадконакопления ее внутренних районов. Нижневендские отложения распространены в основном в крупных отрицательных структурах (синеклиза, прогибы) на юге и на окраинах Сибирской платформы. Они наследуют зональность байкальского горизонта рифея [36, 49, 89]. В раннем венде на внутренние борта прогибов сносился материал с поднятий в обрамлениях платформы, а на внешние – с суши, занимавшей обширную центральную часть платформы [49, 109]. В позднем венде на юге платформы начинается формирование соленосного бассейна, а на севере возникает седиментационный барьер, отделяющий этот бассейн от шельфа открытого моря. Поздний венд – начальный этап развития Восточно-Сибирского соленосного бассейна.

С учетом всех факторов на схеме фациального районирования венда Восточно-Сибирского соленосного бассейна выделен Тунгусский регион, который охватывает территории с терригенным нижним вендом и карбонатным верхним вендом с сульфатами и галитом. В Тунгусском регионе выделено семь районов, каждый район разделен на две – четыре зоны (рис. 1.1).

Ангаро-Ленский район (1) охватывает Ангаро-Ленскую ступень и Присаяно-Енисейскую синеклизу на юге Восточно-Сибирского бассейна. Здесь находятся более полные разрезы венда. Непский и тирский его горизонты сложены терригенными породами. По распространению солей в даниловском горизонте, по появлению карбонатов в тирском и по разному составу и объемам венда в Ангаро-Ленском районе выделены три зоны – Ковинская (1.1) Ийско-Жигаловская (1.2) и Иркутская (1.3) (см. рис. 1.1).

Нижнеангарский район (2) находится на западе бассейна, граничит с юга с Ангаро-Ленским. Разрезы района сложены тасеевской серией (венд) и свитами даниловского горизонта. В районе выделены две зоны – Имбинская и Агалеевская, в последней больше карбонатов и каменных солей.

Предъенисейский район (3) занимает фрагмент западной части бассейна вдоль границы с Енисейским кряжем. Здесь остается терригенным нижний венд (непский горизонт), появляются доломиты и сульфаты в тирском горизонте. В даниловском горизонте верхнего венда нижний подгоризонт составлен глинистыми породами и доломитами, а средний и верхний подгоризонты сложены карбонатами. По различным сочетаниям глинистых пород и доломитов здесь выделены Оленчиминская (3.1) и Оморинская (3.2) зоны.

Байкитско-Катангский район (4) охватывает основные части Байкитской антеклизы и Катангской седловины в центральной части Восточно-Сибирского соленосного бассейна. Здесь находятся типовые разрезы венда, стратотипы всех свит юга Сибирской платформы. Детали строения венда позволили выделить в районе Тайгинскую (4.1), Собинскую (4.2) и Кординскую (4.3) зоны.

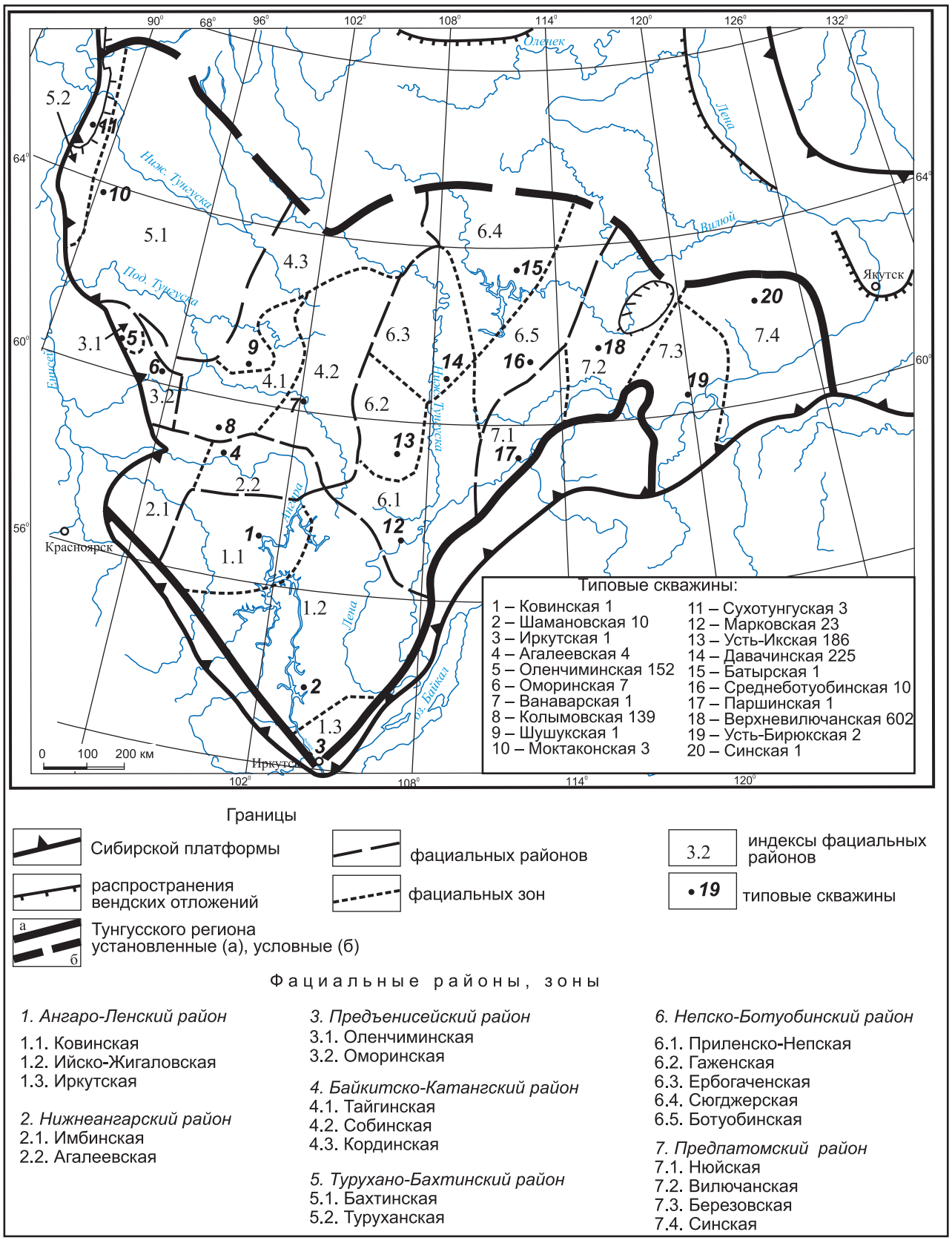


Рис. 1.1. Схема фациального районирования Тунгусского региона Сибирской платформы. Вендские отложения

Туруханo-Бахтинский район (5) выделен в северной части соленосного бассейна. В нем распространены только верхневендские отложения. Изменения глинистости и сульфатности разрезов, а также ограниченное распространение тирского горизонта позволили обосновать выде-

ление в районе двух фациальных зон – Бахтинской (5.1) и Туруханской (5.2).

Непско-Ботуобинский район (6) находится восточнее на границе с Предпатомским районом. В нем находятся стратотипы свит венда, принятые на стратиграфическом совещании в 1986 г. для Иркутской области и республики Саха (Якутия). Изменения полноты вендских разрезов с учетом административных границ позволили выделить в районе пять зон – Приленско-Непскую (6.1), Гаженскую (6.2), Ербогаченскую (6.3) Сюгджерскую (6.4) и Ботуобинскую (6.5) зоны.

Предпатомский район (7) расположен восточнее Непско-Ботуобинского на востоке соленосного бассейна. В районе повсеместно распространен верхний непский горизонт нижнего венда, который составлен терригенными и карбонатными породами; тирский горизонт верхнего венда соленосен. Изменения литологического состава непского горизонта обусловили выделение в районе Нюйской (7.1), Вилючанской (7.2), Березовской (7.3) и Синской (7.4) зон.

Объем венда в Восточных Саянах и Байкало-Патомском прогибе понимается по-разному. В Саянском районе одни исследователи относят к венду усть-тагульскую свиту [88, 109] другие – свиты оселковой серии [79], а усть-тагульская свита составляет основание кембрия. В Березовской зоне Предпатомского района к непскому горизонту венда отнесена торгинская свита [41]. Она коррелируется с жуинской серией верхов рифея Витимо-Чарской зоны Байкало-Патомского района [71, 88]. В Прибайкальском и Патомском районах к венду относят байкальскую и дальнетайгинскую серии. Вышеприведенные разночтения пока не решены. Поэтому Саянский и Байкало-Патомский районы исключены из Тунгусского региона.

1.2.3. Региональные и местные подразделения

По сравнению со стратиграфическими схемами 1979 и 1986 гг. номенклатура местных стратиграфических подразделений не изменилась. Введено одно новое название – оморинская свита в Оморинской зоне Предъенисейского района.

Предлагаемая стратиграфическая схема отличается от предыдущих дробностью расчленения нефтегазоносных интервалов венда до уровня пачек. Такое расчленение проведено для оскобинской (и ее аналога оморинской) и катангской свит.

В средней части оскобинской свиты находится пачка терригенных пород, содержащая пласт песчаников, из которого в последние годы получены промышленные притоки нефти и газа. Данная пачка – новый объект поиска нефти и газа. Введение пачек оскобинской свиты в стратиграфическую схему вносит ясность в планирование целевых горизонтов геолого-разведочных работ на нефть и газ.

В нижней части катангской свиты расположен преображенский продуктивный горизонт, который прослежен в Непско-Ботуобинском и других районах. Введение преображенской пачки в стратиграфическую схему определяет перспективность зон и районов на поиски углеводородов в катангской свите.

В соответствии со схемой 1986 г. к региональным подразделениям отнесены горизонты и подгоризонты комплексного обоснования. Они выделены по следующим седиментационным признакам [72]:

– выдержанность литологического состава верхнедокембрийских толщ на огромных площадях, подтверждаемая прослеживанием реперов, слоев, пачек;

– стратиграфические несогласия, перерывы, которым многие исследователи придают региональное значение, если они сопровождались размывом нижележащих слоев, пачек или свит;

– циклическое строение вендских и кембрийских толщ, позволяющее выделить и проследить по территории крупные циклиты (регоциклиты) – отражение длительных этапов седиментации.

Эти признаки стали основой при составлении приведенной в книге схемы (прил. 1). При корреляции геологических тел, четко обособленных в стратотипах выделенных горизонтов, использованы выдержанность их литологического состава, наличие ограничений кровли или подошвы подразделения несогласиями и перерывами.

Все эти особенности строения разрезов внутренних районов Сибирской платформы отражаются в данных геофизических исследований скважин (ГИС), которыми в основном и располагают исследователи, так как отбор керна ведется преимущественно из продуктивных горизонтов. Принятая в схеме корреляция в основном базируется на данных ГИС и изучении керна. Этот вариант поддерживает большинство исследователей. В нем учтены фациальные изменения, прослеженные по ГИС и керну в скважинах переходных зон.

По этим признакам разрезы венда разделены на четыре горизонта – вилючанский, непский, тирский и даниловский.

Вилючанский горизонт

Этот горизонт введен в схему на основании изменения возраста отложений Патомского палеобассейна, в котором жуинская серия верхов рифея одновозрастна с непским горизонтом Тунгусского региона. Это установлено по корреляции скважин Ботуобинской, Вилючанской литофациальных зон и Березовского района [41]. В последние годы к венду относят нижележащую дальнетайгинскую серию (включая уринскую и джемкуканскую свиты) Дальнетайгинская серия в схеме 1979 г. [71] условно отнесена к среднему – верхнему рифею. Джемкуканская свита дальнетайгинской серии Патомского палеобассейна сложена в основном кластическими породами. Такой же состав у хоронохской и бетинчинской свит Вилючанской зоны и у хужирской свиты Иркутской зоны Тунгусского региона. Эти свиты отнесены к вилючанскому горизонту. В их основаниях фиксируется перерыв, размывы и стратиграфические несогласия. Распространение вилючанского горизонта в других районах Тунгусского региона допустимо, но не рассмотрено (нижние части чорской, ванаварской, алешинской, торгинской свит). Основание венда этих свит отнесено к непскому горизонту [36, 88].

Тасеевская серия, вскрытая скважинами в Ангарской зоне складок и Присаяно-Енисейской синеклизе, по литологии в керне, каротажу и сейсмическим разрезам однозначно коррелируется с вендскими свитами Байкитской антеклизы и Катангской седловины, алешинская свита тасеевской серии – с ванаварской свитой, чистяковская – с оскобинской [15, 36].

Перечисленные новые стратиграфические данные внесены в региональную шкалу венда и региональную стратиграфическую схему венда соленосного бассейна Сибирской платформы (см. прил. 1).

Вилючанский горизонт распространен в Нюйской и Вилючанской зонах Предпатомского района, где находятся стратотипические разрезы составляющих его бетинчинской и хоронохской свит (рис. 1.2). На крайнем юге Тунгусского региона в Иркутской зоне Ангаро-Ленского района к вилючанскому горизонту отнесена хужирская свита. Самый полный разрез горизонта вскрыт в Нюйской зоне Паршинской скв. 1. В скважине базальная свита горизонта бетинчинская залегает на алевролито-глинистых отложениях талаканской свиты, отнесенной к рифею. Бетинчинская свита сложена песчаниками разнозернистыми зеленовато-серыми со слойками алевролитов темно-серых.

В Вилючанской зоне в бетинчинской свите преобладают песчаники полевошпатово-кварцевые, разнозернистые, серые и алевролиты серые, глинистые, слюдистые. К основанию свиты количество алевролитов увеличивается. Основание свиты представлено алевролитами. В одних скважинах бетинчинская свита залегает на фундаменте, в других – на доломитах рифея. Толщина ее достигает 150 м на Вилюйско-Джербинской площади, где нижняя половина свиты сложена переслаиванием песчаников и доломитов.

Вышележащая хоронохская свита сложена песчаниками мелко- и среднезернистыми, кварцевыми. Толщина свиты в Паршинской скв. 1 – 85 м, в Вилючанской зоне – до 65 м. Хоронохская свита залегает на бетинчинской, на толщах рифея или фундамента.

Хужирская свита распространена в Иркутской зоне Ангаро-Ленского района Тунгусского региона, а также за его пределами в Присаянском районе. Толщина свиты достигает 80–120 м, она сложена песчаниками, залегает на глинистых породах олхинской свиты (рис. 1.3) и отнесена нами к вилючанскому горизонту венда.

В основании свиты песчаники крупно- и грубозернистые, серые, кварцевые. В верхней части свиты песчаники красно- и сероцветные, мелкозернистые, полимиктовые, прослоями алевритистые.

В Присаянском районе хужирская свита в основании составлена конгломератами, сменяемыми выше по разрезу гравелитами бурыми и песчаниками. Здесь она отнесена к байкальскому горизонту верхнего рифея [71].

Непский горизонт

Непский горизонт с перерывом залегает на вилючанском, а в районах его отсутствия – с несогласием на породах рифея или на образованиях фундамента.

Он распространен в южной половине Восточно-Сибирского соленосного бассейна. Мощность отложений увеличивается от центральных районов к окраинам бассейна от 0 до 700 м. Горизонт сложен терригенными породами. Только на северо-востоке бассейна зафиксировано постепенное замещение терригенных пород на карбонатные. Горизонт разделен на два подгоризонта,

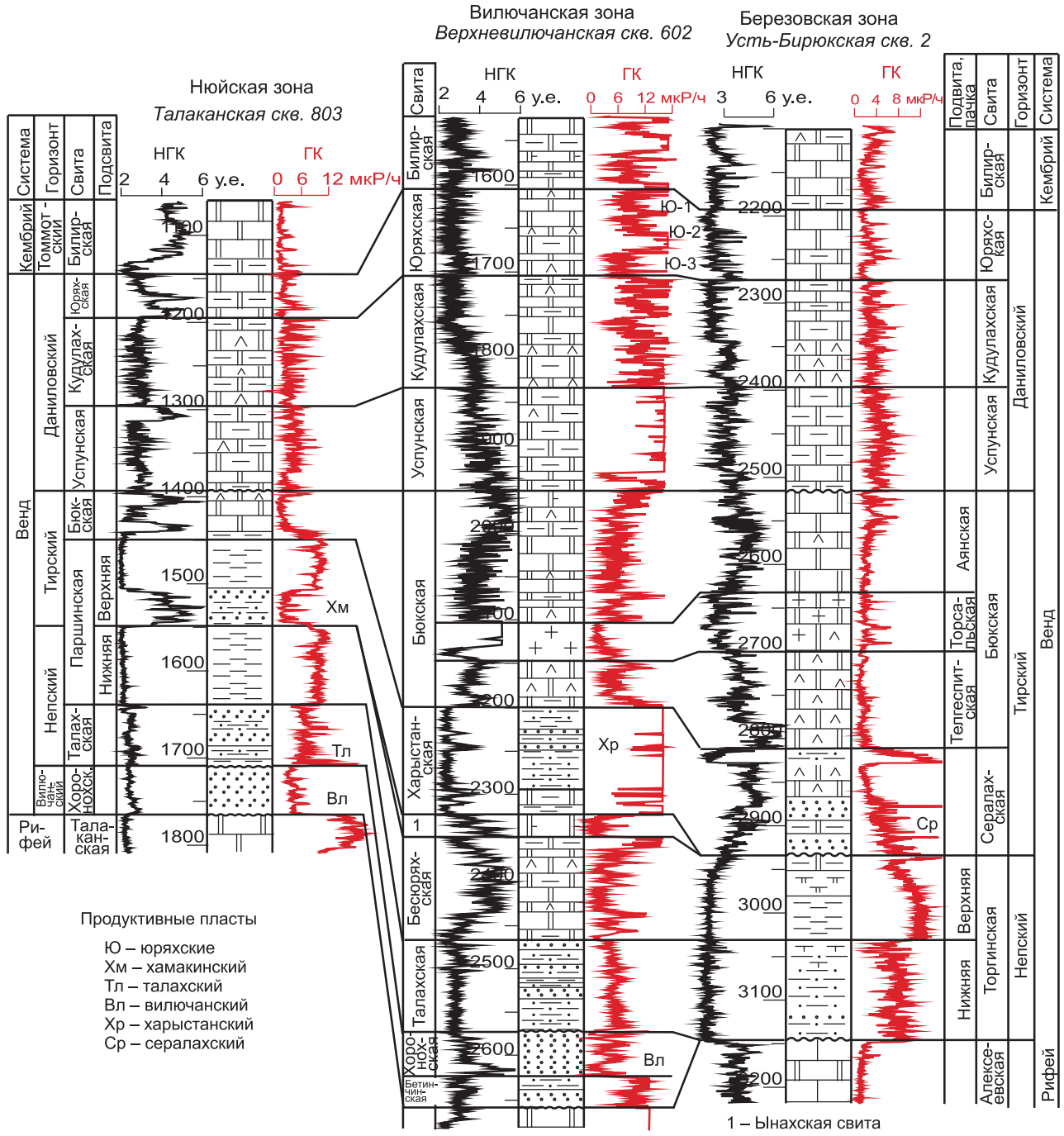


Рис. 1.2. Типовые разрезы венда Предпатомского района

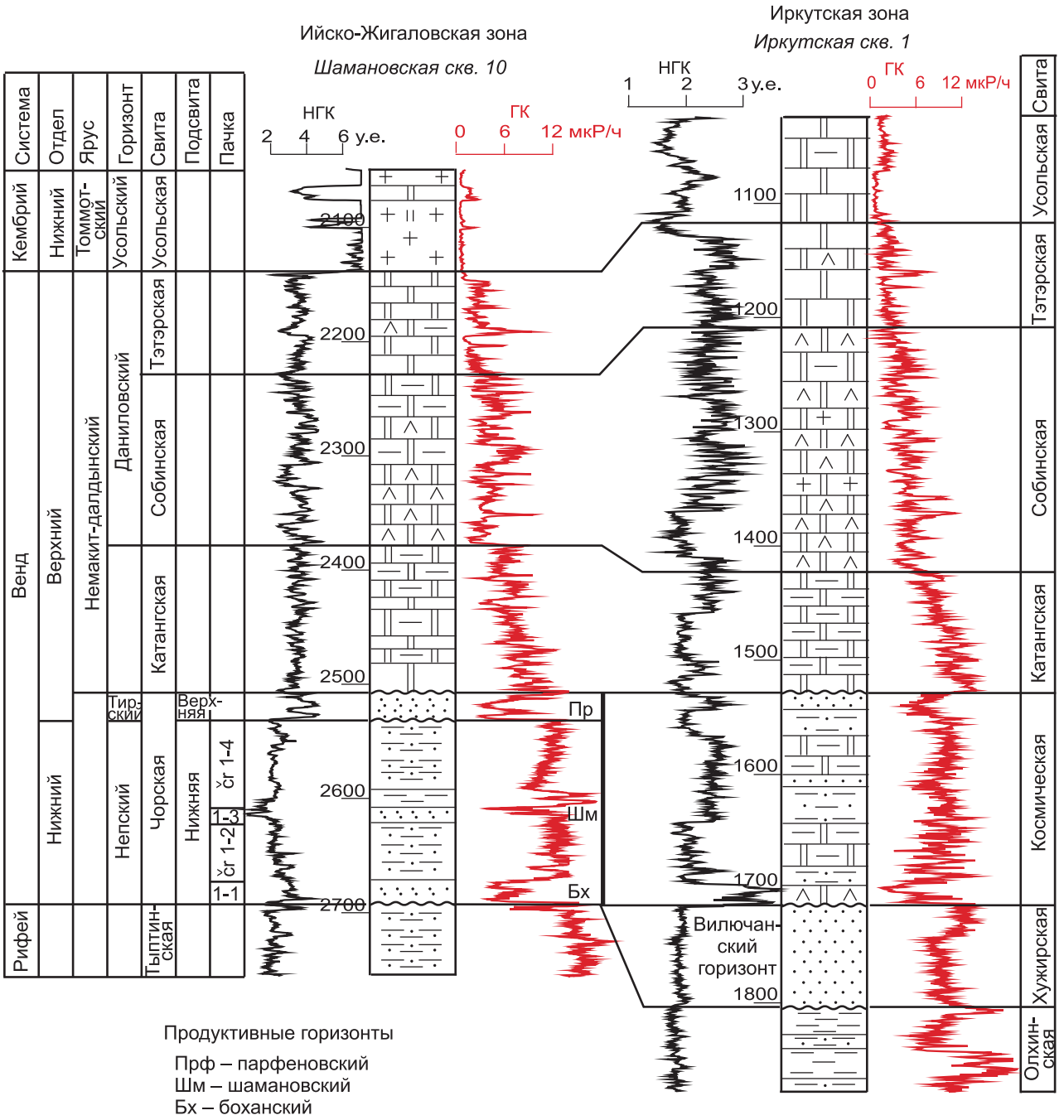


Рис. 1.3. Типовые разрезы венда Ийско-Жигаловской и Иркутской зон Ангаро-Ленского района

Усл. обозн. см. на рис. 1.2

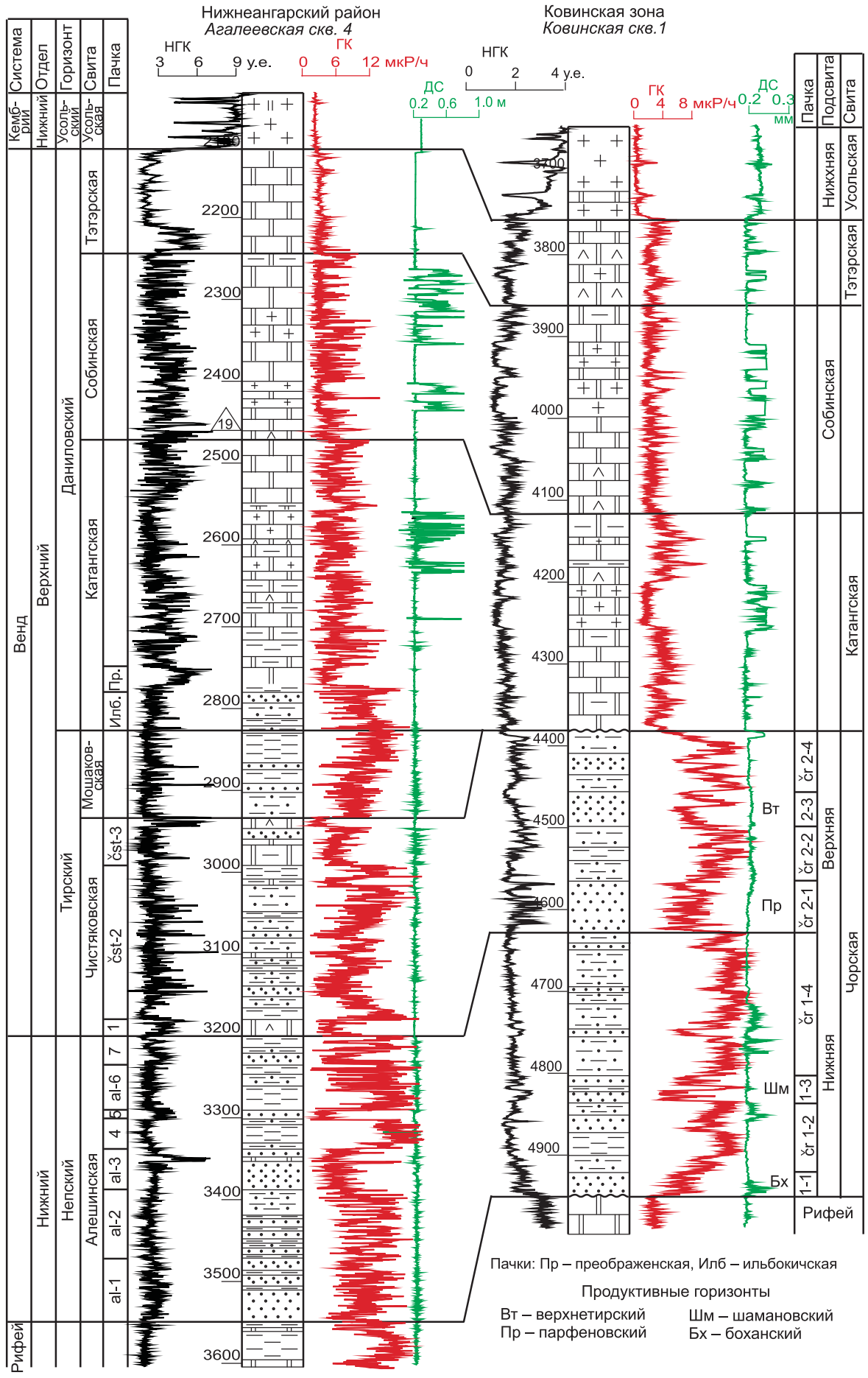
которые имеют циклическое строение: в основаниях они сложены песчаниками, а в верхних частях – глинистыми породами.

Непский горизонт представлен нижнечорской подсвитой и космической свитой в Ангаро-Ленском районе, алешинской свитой тасеевской серии в Нижнеангарском районе, ванаварской свитой в Предъенисейском и Катангском районах, непской и курсовской свитами в Непско-Ботуобинском районе, нижнепаршинской подсвитой, бесюряхской, талахской, торгинской свитами в Предпатомском районе.

Нижнечорская подсвита (Ангаро-Ленский район) сложена красноцветными, реже пестроцветными аргиллитами, алевролитами и разнозернистыми песчаниками. В ее разрезе наблюдается чередование песчаниковых и аргиллито-алевролитовых пачек. В Ковинской и Ийско-Жигалов-

Рис. 1.4. Типовые разрезы венда Нижнеангарского района и Ковинской зоны Ангаро-Ленского района

Усл. обозн. см. на рис. 1.2


Нижнеангарский район
Агалеевская скв. 4
Ковинская зона
Ковинская скв.1
НГК
ГК
ДС
Система
Отдел
Горизонт
Свита
Пачка
Венд
Верхний
Нижний
Рифей
Кемб-рий
Усольский
Даниловский
Тирский
Непский
Тэтэрская
Собинская
Катангская
Мошаковская
Чистяковская
Алешинская
Ильб.
Пр.
Пачка
Подсвита
Нижняя
Усольская
Тэтэрская
Собинская
Катангская
Верхняя
Чорская
Вт
Пр
Шм
Бх
Пачки: Пр – преображенская, Илб – ильбокичская
Продуктивные горизонты
Вт – верхнетирский
Пр – парфеновский
Шм – шамановский
Бх – боханский

ской зонах фиксируются четыре пачки (рис. 1.3, 1.4). Первая и третья сложены песчаниками, вторая и четвертая – алевролитами и аргиллитами.

Песчаники нижней пачки (Боханский продуктивный пласт) присутствуют в тех разрезах, где толщина нижнечорской подсвиты превышает 50 м. Толщина песчаников 15–40 м. В участках больших толщин песчаники разделены на ряд слоев прослоями алевролитов и аргиллитов. Третья пачка нижнечорской подсвиты также составлена песчаниками (Шамановский продуктивный пласт) серыми, буровато-коричневатыми, кварцевыми, мелкозернистыми. Их толщина обычно не превышает 15 м. Алевролито-аргиллитовые пачки № 2 и 4 коричневые с прослоями глинистых доломитов. Толщина пачек 55–210 м. Общая толщина нижнечорской подсвиты варьирует от 0–60 до 330 м.

В юго-восточном участке Ангаро-Ленского района (Иркутская зона) непский горизонт сложен доломитами, алевролитами, песчаниками космической свиты.

Доломиты серые, буровато-серые, с прослоями и включениями ангидритов, слоями глинистых доломитов и аргиллитов серых, коричневато-красных. В верхней и вблизи нижней части свиты находятся два пласта песчаников темно-серых, буровато-красных, черных, мелкозернистых, кварцевых, слюдистых, косослоистых, с карбонатным цементом. Толщина свиты 85–185 м. Свита является возрастным аналогом чорской свиты (см. рис. 1.3).

В Собинской зоне Байкитско-Катангского района непский горизонт составляет *ванаварская* свита, она расченяется на две подсвиты (рис. 1.5).

Нижняя подсвита представлена тремя пластами песчаников, разделенных глинистыми перемычками. Базальные пласты (Вн-V, Вн-VI) начинаются с брекчий, сложенных обломками гранитов, кремнистых, глинистых и карбонатных пород. Они сцементированы глинистым и песчаным материалом. Брекчии вверх по разрезу сменяются на песчаники и алевролиты. Состав песчаников полимиктовый, кварц-полевошпатовый. Цемент железисто-глинистый с примесью сульфатного и карбонатного материала. Вышележащий песчаный пласт (Вн-IV) в основании представлен грубозернистыми кварцевыми песчаниками с «плавающей» галькой кварца и прослоями гравелитов. Основная часть пласта составлена средне- и мелкозернистыми кварцевыми песчаниками. Толщина подсвиты изменяется от 0 до 75 м. Максимальные ее значения фиксируются в юго-западной части Катанской седловины.

Верхняя подсвита существенно глинистая. В нижней, средней и верхней ее частях содержатся три пласта песчаников (Вн-III, Вн-II и Вн-I). Пласты составлены чередованием слоев песчаников и прослоев алевролитов, разобщены глинистыми пачками. Песчаники кварцевые, разнозернистые, цемент глинистый. Толщины песчаных пластов варьируют от 7 до 18 м. Толщина всей подсвиты уменьшается на Катанской седловине от 95–110 до 25 м как в глинистых пачках, так и в песчаных пластах, в направлении с юго-запада на северо-восток.

В Тайгинской зоне Байкитско-Катангского района ванаварская свита на подсвиты не разделяется [72]. Базальная часть свиты сложена преимущественно красноцветными аргиллитами (реже грубозернистыми песчаниками и гравелитами, пласт ВнБ-III[1]). Выше расположено чередование пачек полимиктовых песчаников мелко-среднезернистых (пласты ВнБ-II и ВнБ-I) с пачками алевролитов, аргиллитов (см. рис. 1.5).

В Нижнеангарском районе непский горизонт составлен *алешинской свитой*, сложенной чередованием пачек песчаников и глинистых пород (см. рис. 1.4). Песчаники полимиктово-кварцевые, разнозернистые с прослоями гравелитов. Мощность алешинской свиты возрастает с 200 до 350 м в южном направлении в основном за счет появления более древних интервалов разреза.

В Оленчиминской зоне Предъенисейского района к непскому горизонту условно отнесена нижняя часть *немчанской свиты*, которая в скважинах залегает на породах рифея и является возрастным аналогом ванаварской свиты (см. рис. 1.5). Свита в основании сложена конгломератом, состоящим из окатанных и полуокатанных обломков песчаников буровато-коричневых аргиллитов.

В юго-восточной части Восточно-Сибирского соленосного бассейна непский горизонт представлен также терригенными породами, чередованием пачек песчаников и глинистых пород, но в основном черного, темно-серого цвета. Здесь выделены непская свита в Приленско-Непской и Гаженской зонах, курсовская – в Ботуобинской (Непско-Ботуобинский район), паршинская, талахская – в Нюйской Предпатомского района.

[1] Буква «Б» в индексации обозначает принадлежность пластов песчаников к Байкитской НГО, такая необходимость вызвана неоднозначностью корреляции песчаных пластов ванаварской свиты Тайгинской и Собинской фациальных зон [70].

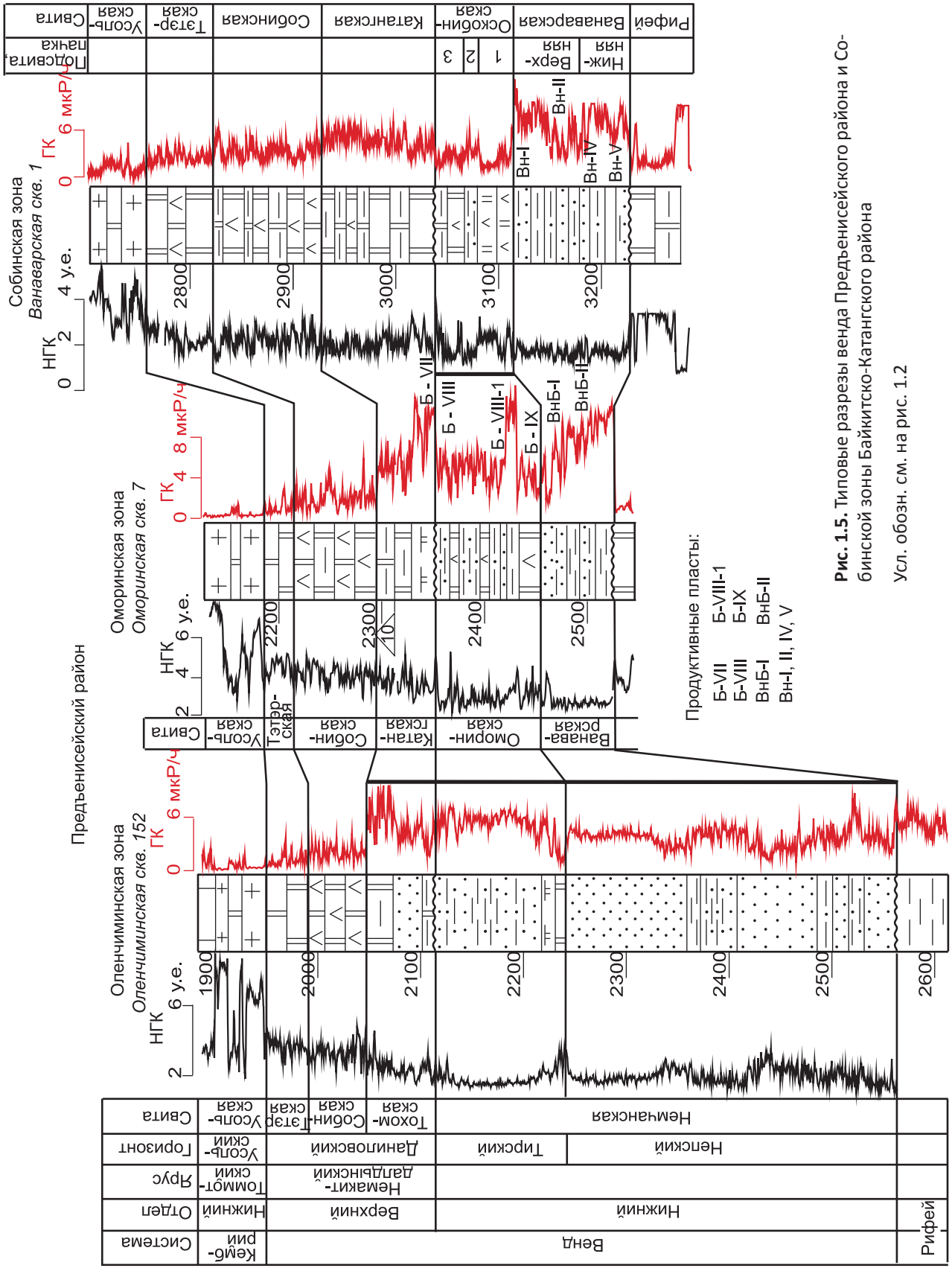


Рис. 1.5. Типовые разрезы венда Предъенисейского района и Собинской зоны Байкитско-Катангского района

Усл. обозн. см. на рис. 1.2

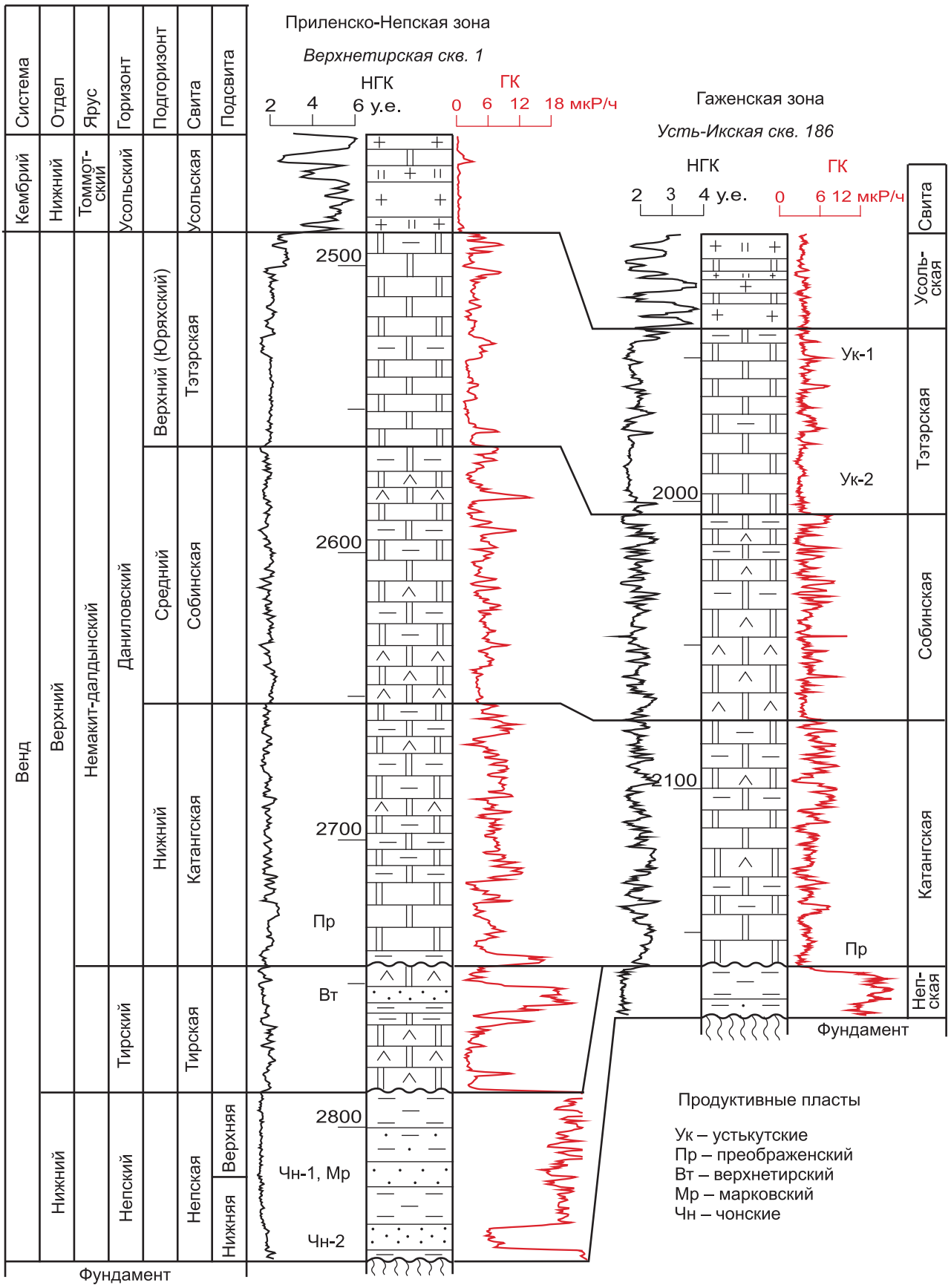


Рис. 1.6. Типовые разрезы венда Приленско-Непской и Гаженской зон Непско-Ботуобинского района

Усл. обозн. см. на рис. 1.2

Непская свита по особенностям литологического состава подразделяется на две подсвиты (рис. 1.6).

Нижняя подсвита прилегает к фундаменту на стратиграфически разных уровнях. Она охватывает алевролито-песчаные породы Безымянного перспективного пласта, Нижний Чонский продуктивный пласт песчаников (Чн-2) и перекрывающую их пачку преимущественно глинистых пород [55].

Породы подсвиты темно-серые, зеленовато-серые, иногда буровато-коричневые. Аргиллиты слюдистые, с тонкими прослоями алевролитов и песчаников. Алевролиты разнозернистые, полимиктовые. Песчаники в основании подсвиты преимущественно средне-крупнозернистые с включениями обломков кварца размером 1–3 мм, в средней и верхней частях обычно мелко-среднезернистые полевошпатово-кварцевые, с прослоями аргиллитов. Обломочный материал имеет плохую окатанность и слабую сортировку. На юго-восточном и южном склонах Непско-Ботуобинской антеклизы подсвита представлена преимущественно глинистыми породами с подчиненными прослоями песчаников в нижней части разреза. В направлении к вершине антеклизы песчанистость подсвиты увеличивается, а ее толщина постепенно сокращается с 60–90 до 0–20 м.

Верхняя подсвита залегает на поверхности фундамента или на нижненепской подсвите. В нижней части подсвита сложена преимущественно песчаниками (Марковский, Ярактинский, Верхний Чонский (Чн-1) продуктивные пласты), в верхней части преобладают аргиллиты.

Марковский пласт распространен в юго-западной части антеклизы. Толщина его изменяется от 3–5 до 30 м [13]. Ярактинский пласт развит также на юго-западе антеклизы, но севернее Марковского. Максимальные толщины его – 20–38 м, обычные – 5–10 м.

Верхний чонский пласт (Чн-1) распространен в центральной части Непско-Ботуобинской антеклизы. Толщина пласта изменяется от 5 до 18 м.

Общая толщина верхненепской подсвиты изменяется от 20–25 до 90 м. В ее основании ряд исследователей выделяет стратиграфическое несогласие [9, 41, 107].

Отложения непского горизонта с незначительными фациальными изменениями прослеживаются и в Ботуобинской зоне Непско-Ботуобинского района, где они выделены в *курсовскую* свиту (рис. 1.7), представленную преимущественно кластическими породами: песчаниками, алевролитами, аргиллитами с прослоями мергелей и доломитов. Толщина ее изменяется от 0 до 125 м. По литологическому составу подразделена на две пачки [1]. Нижняя пачка (лонхинская) сложена песчаниками с прослоями и слойками аргиллитов и алевролитов. Толщина пачки изменяется от 0 до 90 м. Отложения этой пачки соответствуют талахской свите. Верхняя пачка (арылахская) представлена преимущественно аргиллитами с прослоями алевролитов, песчаников и доломитов. Толщина пачки изменяется от 0 до 50 м.

В Нюйской зоне Предпатомского района низы непского горизонта выделены в талахскую свиту, верхи – в нижнепаршинскую подсвиту (см. рис. 1.2).

Талахская свита – возрастной аналог нижненепской подсвиты и лонхинской пачки курсовской свиты [90]. Свита представлена песчаниками и гравелитами с многочисленными прослоями алевролитов и аргиллитов. Породы пестроцветные. Песчаники полевошпатово-кварцевые, глинистые, разнозернистые, участками косослоистые. Гравелиты полевошпатово-кварцевые, местами глинистые. Алевролиты полевошпатово-кварцевые, глинистые, часто песчанистые. Аргиллиты слюдистые, косослоистые. Наибольшие толщины свиты (до 130–160 м) фиксируются в восточной части зоны. В западном направлении толщина свиты постепенно сокращается, и на северо-западной границе Ботуобинской зоны свита выклинивается. Сокращение толщин осуществляется за счет постепенного выпадения интервалов разреза в нижней части и размыва верхней части свиты.

Будучи по составу преимущественно песчаниковой, эта свита по характеру кривых ГК мало отличается от стратиграфических подразделений, сложенных главным образом аргиллитами. Этот признак положен в основу выделения свиты в разрезах скважин. Талахская свита является одним из выдержанных стратиграфических уровней в разрезе венда Предпатомского района.

Паршинская свита является возрастным аналогом верхненепского подгоризонта и нижней (глинистой) части тирского горизонта в Нюйской зоне [84]. Толщина ее изменяется от 100–200 до 500–600 м. По особенностям литологического состава паршинская свита подразделяется на две подсвиты.

Нижняя подсвита (верхненепский подгоризонт) представлена преимущественно аргиллитами серыми, прослоями алевролитов и мергелей. Толщина подсвиты в наиболее прогнутых

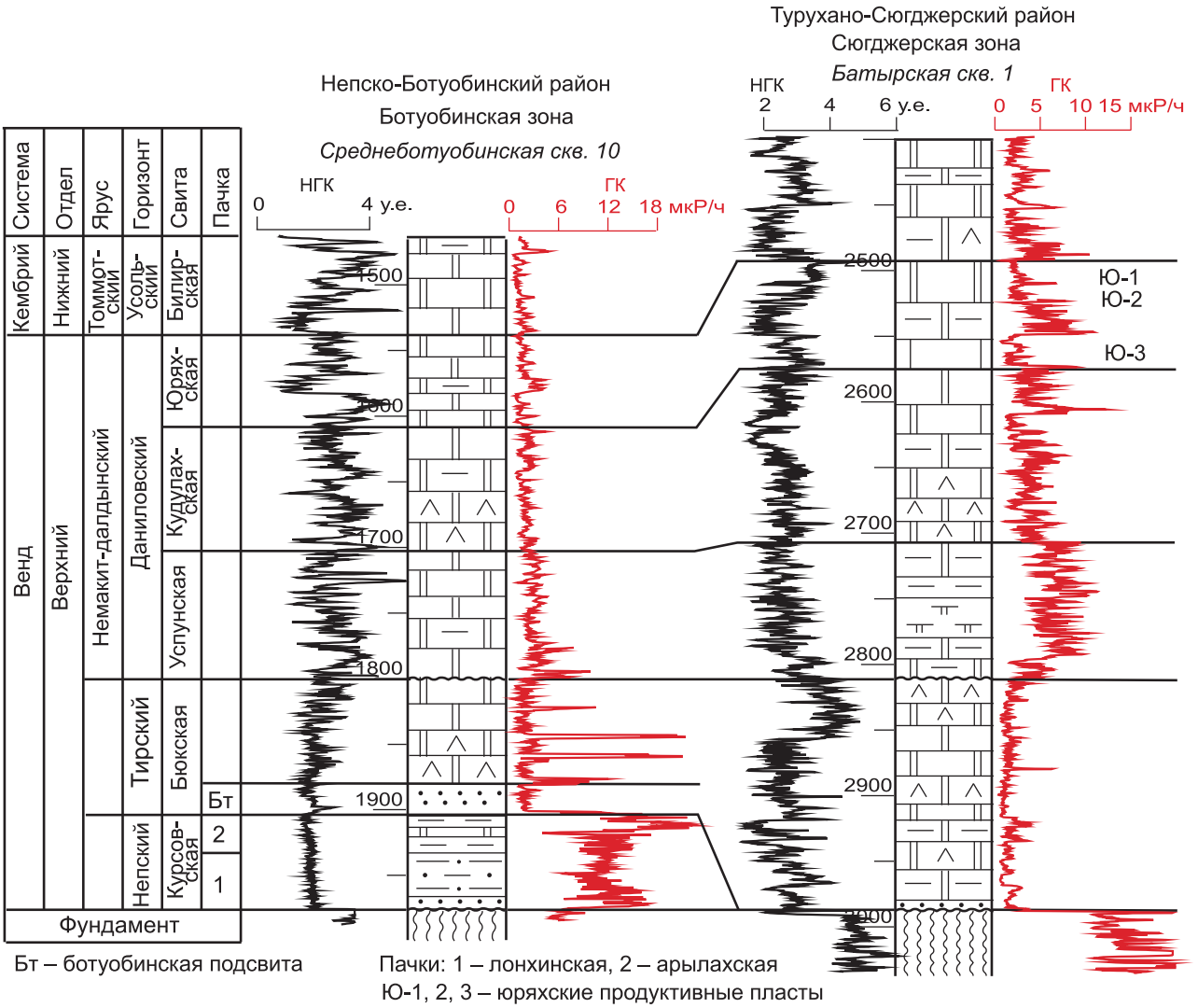


Рис. 1.7. Типовые разрезы венда Сюгджерской и Ботуобинской зон Непско-Ботуобинского районов
Усл. обозн. см. на рис. 1.2

участках Предпатомского прогиба 150–170 м, обычно 50–70 м.

В Вилючанской зоне Предпатомского района в разрезе непского горизонта появляются пласты и толщи доломитов. Здесь к непскому горизонту отнесены талахская и бесюряхская свиты (см. рис. 1.2). *Талахская свита* в зоне становится существенно глинистой, среди терригенных пород появляются слои мергелей. *Бесюряхская свита* сложена доломитами с прослоями известняков, аргиллитов и редко ангидритов. Толщины свиты изменяются от 40 до 120 м. Наибольшие ее значения фиксируются в восточной части зоны.

В Березовской зоне аналоги непского горизонта выделяются в торгинскую свиту (см. рис. 1.2).

Торгинская свита, перекрывающая карбонатные отложения алексеевской свиты рифея (возможно венда), представлена терригенно-карбонатными отложениями. По каротажу уверенно сопоставляется с нижневендскими талахской и бесюряхской свитами Вилючанской зоны. Свита делится на две приблизительно равные по мощности подсвиты. Нижняя (возрастной аналог талахской свиты) сложена преимущественно аргиллитами и мергелями с частыми прослоями алевролитов, песчаников, доломитов, известняков, с включениями ангидритов. Аргиллиты зеленовато-, голубовато- и вишнево-серые, плотные, массивные, горизонтально-слоистые. Мергели серые, темно- и зеленовато-серые. Средняя часть – чередование аргиллитов и мергелей, прослои глинистых известняков и доломитов.

Верхняя часть свиты (аналог бесюряхской свиты) – неоднородное чередование чистых и глинистых разностей известняков и глинистых пород, ангидритизированных доломитов. Отмечаются прослои битуминозных известняков. К подошве увеличивается глинистость, появляются небольшие прослои алевролитов и песчаников.

Мощность свиты изменяется от 600 в центральной части Березовской зоны до 65 м в северо-восточной. Уменьшение мощности в основном обусловлено размывом ее верхней части во время предсераласхского перерыва.

Тирский горизонт

Тирский горизонт в Восточно-Сибирском соленосном бассейне распространен почти повсеместно, отсутствует лишь в Туруханo-Бахтинском районе и в Гаженской зоне Непско-Ботуобинского района. Литология горизонта существенно разнится по площади бассейна. На юге в Ангаро-Ленском (верхнечорская подсвита), Нижнеангарском (чистяковская свита) и Предъенисейском (оморинская свита) районах в горизонте преобладают терригенные породы. Севернее в Байкитско-Катангском (оскобинская свита), Непско-Ботуобинском (тирская, бюкская свиты) районах доминируют сульфатные доломиты вплоть до доломито-ангидритов, а в Нюйской, Вилючанской и Березовской зонах Предпатомского района среди доломитов бюкской свиты распространена (торсальская) пачка солей. Ниже бюкской свиты находится харыстанская и сераласхская свиты.

В Ангаро-Ленском районе объем и состав тирского горизонта меняется по литолого-фациальным зонам. В Ийско-Жигаловской зоне тирский горизонт составлен песчаниками (парфеновский продуктивный горизонт), на ряде участков перекрытыми 6–10-метровой пачкой глинистых пород (см. рис. 1.3). Толщины парфеновского горизонта достигают 15–50 м.

В Ковинской зоне разрез верхнечорской подсвиты наращивается сверху тремя пачками (см. рис. 1.4). Выше парфеновских песчаников залегает пачка глинистых пород. Третья пачка состоит из песчаников (Верхнетирский продуктивный горизонт) кварцевых, реже кварц-полевошпатовых, слюдистых, крупно- и среднезернистых до гравелитистых, реже мелкозернистых, плохо отсортированных, коричневых с редкими прослоями коричневых алевролитов. Цемент порового и пленочного типов, глинистого состава. Мощность пачки 30–45 м.

Разрез верхнечорской подсвиты завершает четвертая пачка. Преобладают алевролиты слюдистые, песчанистые, глинистые коричнево-серые и серые с частыми прослоями песчаников кварцевых, мелко- и среднезернистых, буровато-коричневых. В верхней половине пачки появляются прослои доломитов с редкими включениями ангидрита. Мощность пачки 55–90 м.

Мощность верхнечорской подсвиты в Ковинской зоне уменьшается с запада на восток с 245 до 195 м.

В Иркутской зоне, как и в Ийско-Жигаловской, тирский горизонт представлен одним пластом песчаников (см. рис. 1.3).

В Непско-Ботуобинском районе тирский горизонт распространен на его южных и северных территориях.

В основании горизонта в Приленско-Непской и Ботуобинской зонах находятся пласты песчаников, известные в нефтяной геологии как парфеновский и ботуобинский продуктивные горизонты. Песчаники серые, темно-серые, кварцевые, мелко- и среднезернистые, массивные. Размер зерен песчаников увеличивается к кровле пластов. Мощность парфеновских песчаников достигает 15–17 м, ботуобинских – 30 м.

В Приленско-Непской зоне парфеновские песчаники перекрыты пачкой доломитов. Выше доломитовой находится терригенно-доломитовая пачка – переслаивание доломитов, ангидритов, аргиллитов и алевролитов. В основании пачки находится 2–6-метровый пласт песчаников темно-серых, полимиктовых, мелко- и среднезернистых (см. рис. 1.6). В геологии нефти и газа он известен как Верхнетирский продуктивный пласт. Завершается разрез тирской свиты доломитами ангидритистыми, часто глинистыми.

В Ботуобинской зоне ботуобинские песчаники выделены в *нижнебюкскую* (ботуобинскую) подсвиту (см. рис. 1.7). Они перекрыты доломито-ангидритами, доломитами. Эта часть разреза выделена в верхнебюкскую подсвиту. В средней части подсвиты находится пачка глинистых доломитов, мергелей. Она расположена примерно на том же уровне, где находится терригенно-доломитовая пачка в Приленско-Непской зоне. Аналогичное строение бюкской свиты установлено в Сюгджерской зоне Туруханo-Сюгджерского района.

В Предпатомском районе нижняя часть тирского горизонта составлена глинистыми породами *верхнепаршинской подсвиты* в Нюйской зоне и глинисто-карбонатной ынахской свитой. Верхняя подсвита (паршинской свиты) в основном сложена аргиллитами и прослоями глинистых доломитов, магнезитов. В основании подсвиты находятся песчаники хамакинского продуктивного пласта. Толщина подсвиты варьирует от 30–50 до 430 м.

Хамакинские песчаники серые, в основном кварцевые, разнозернистые, массивные. Содер-

жат прослои алевролитов и аргиллитов. Толщина песчаников изменяется от 15–20 до 50 м.

Ынахская свита в Вилючанской зоне представлена аргиллитами и доломитами [90]. Аргиллиты темно-зеленовато-серые, до черных, тонкослоистые, слюдистые, участками алевритистые. Доломиты серые, коричневато-серые, микрозернистые, часто окремненные, с редкими гнездами ангидритов, в разной степени глинистые, прослоями переходящие в мергели. Толщины свиты изменяются от 50 м на западе зоны до 100 м на востоке.

Харыстанская свита представлена в основном кластическими породами толщиной от 20 до 160 м [90]. В восточной части зоны, где толщины свиты максимальны (80–160 м), состав ее преимущественно аргиллитовый. В центральной части зоны, где толщина харыстанской свиты менее 80 м, возрастает содержание алевролитов и особенно песчаников. Пласты песчаников (харыстанский продуктивный горизонт) толщиной 7–19 м расположены в верхней половине разреза или в средней части, но обычно не более чем в 20–30 м от кровли свиты. Песчаники в основном полевошпатово-кварцевые, реже кварцевые. Встречаются разности, в которых до 40 % обломочного материала представлено доломитами.

В Березовской зоне в основании тирского горизонта находится *сералахская* свита представленная песчаниками, алевролитами и песчанистыми доломитами [5, 51]. В северной части Березовской зоны свита представлена алевролитами, доломитами, аргиллитами, песчаниками. Толщина свиты меняется от 0 до 140 м.

Верхнебюкская подсвита в Предпатомском районе разделена на именные пачки (рис. 1.8). Нижняя телгеспитская пачка сложена доломитами, водорослевыми доломитами, доломито-ангидритами, магнезитами. Толщина пачки составляет 20–100 м. Вышележащая торсальская пачка представлена каменной солью с прослоями доломитов, мергелей, аргиллитов, ангидритов. Толщина ее изменяется от 15 до 40 м.

Верхняя пачка (аянская) представлена доломитами, доломито-ангидритами, ангидритами с прослоями аргиллитов и мергелей. Доломиты серые, темно-серые, массивные, тонкозернистые.

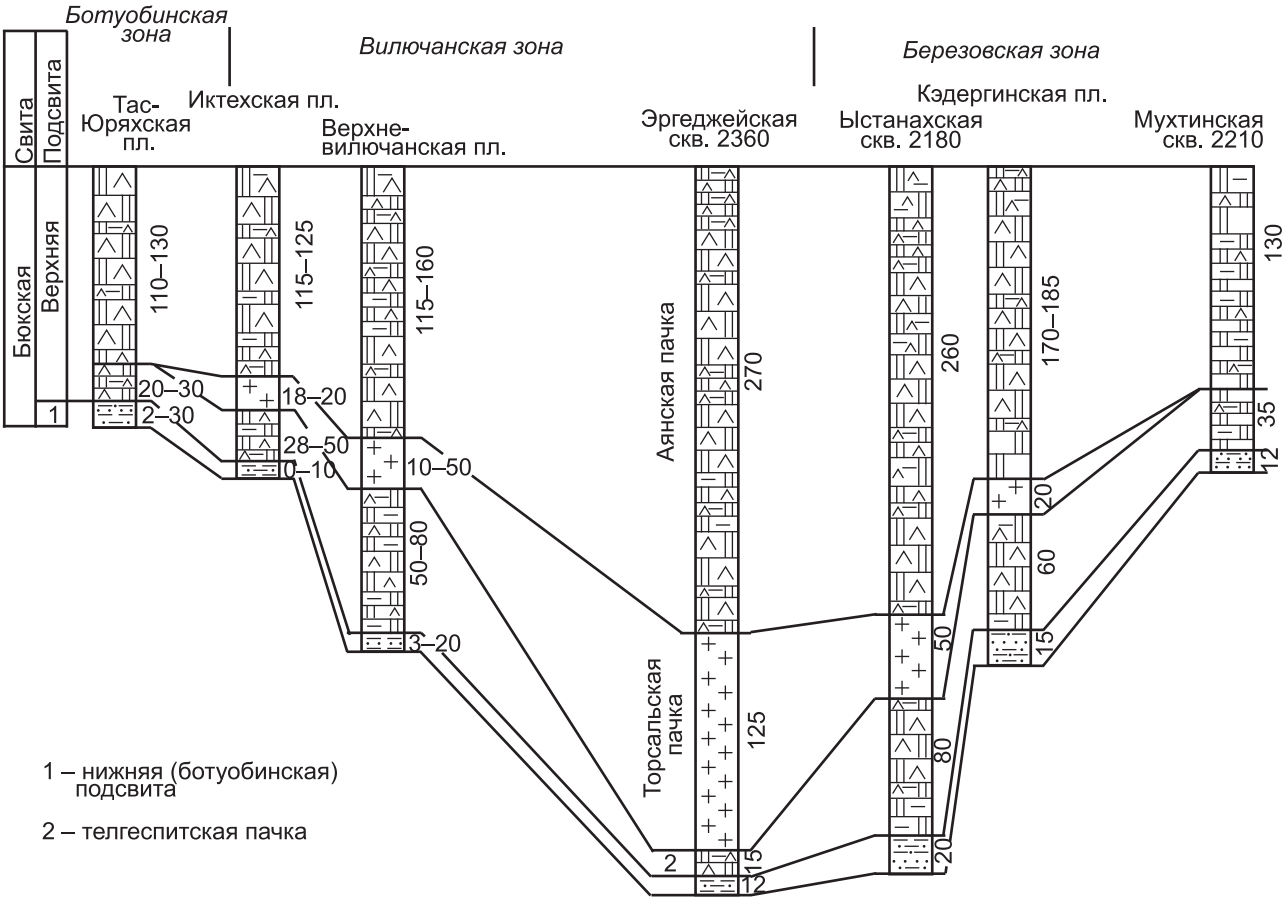


Рис. 1.8. Разрез бюкской свиты венда в северной части Предпатомского прогиба

Расположение скважин см. на рис. 1.9, усл. обозн. см. на рис. 1.2

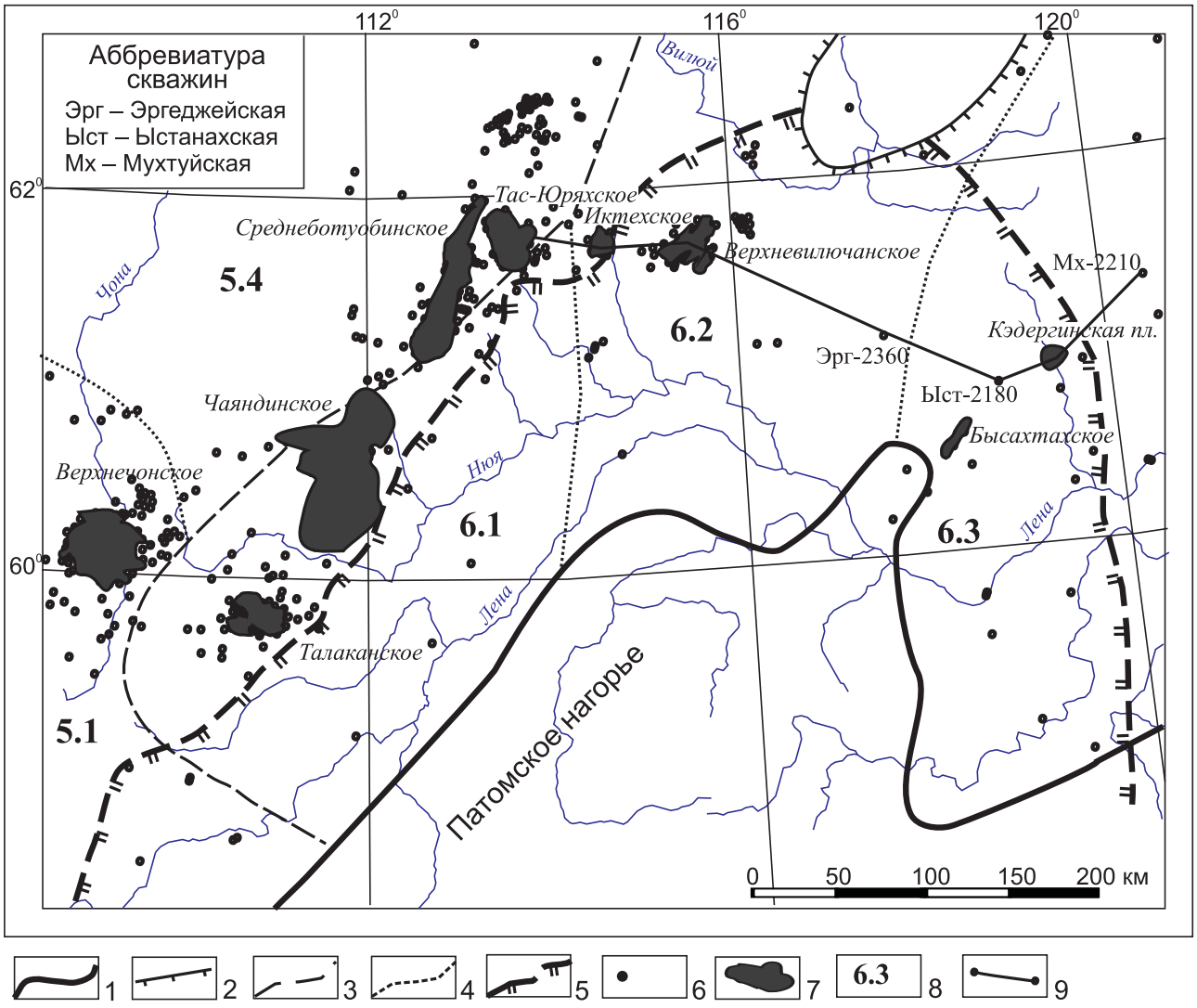


Рис. 1.9. Распространение торсальской соли в северной части Предпатомского прогиба

Границы: 1 – Туруханo-Иркутско-Олекминского региона, 2 – распространения вендских отложений, 3 – фациальных районов (5 – Непско-Ботуобинский, 6 – Предпатомский район), 4 – фациальных зон (5.1 – Приленско-Непская, 5.4 – Ботуобинская, 6.1 – Нюйская, 6.2 – Вилючанская, 6.3 – Березовская), 5 – распространения торсальской соли; 6 – скважины; 7 – месторождения; 8 – индексы фациальных районов, зон; 9 – линия профиля

Доломито-ангидриты имеют брекчиевидный облик. Аргиллиты встречаются в виде тонких прослоев и линз. Толщина аянской пачки изменяется от 10 до 150 м.

Торсальская пачка солей вскрыта скважинами на северном замыкании Предпатомского регионального прогиба, в Березовской и Нюйско-Джербинской впадинах (рис. 1.9). Во впадинах толщина солей возрастает в направлении к осевой части прогиба. На северном замыкании Предпатомского регионального прогиба торсальские соли находятся на его западном и восточном крыльях.

Толщины пачки соли последовательно увеличиваются к осевой части палеопрогиба (Эргеджейская площадь, см. рис. 1.9). Это позволяет заключить, что в тирское время венда соленосный бассейн охватывал северную часть Патомского позднерифейско-вендского мегапрогиба. Максимальные толщины солей отложились в осевой части палеопрогиба, которая в современном плане находится на юге Березовской впадины и в краевой северо-западной части Патомского нагорья.

В Байкитско-Катангском районе тирский горизонт составлен оскобинской свитой (см. рис. 1.5), имеющей трехчленное строение. Нижняя пачка представлена глинисто-сульфатно-доломитовой брекчией, ангидритами, ангидрито-доломитами. В средней пачке преобладают черные и красноцветные сульфатоносные аргиллиты, алевролиты, песчаники. Верхняя пачка сложена серыми доло-

митами, реже ангидрито-доломитами с прослоями аргиллитов. Мощность свиты 0–135 м.

Толщина песчаников в средней пачке оскобинской свиты достигает 9 м, они серые, полимиктовые или кварцевые, мелкозернистые. В работах по нефтяной геологии продуктивный пласт назван Камовским, ему присвоен индекс Б-VIII-I.

В Нижнеангарском районе к тирскому горизонту отнесены чистяковская свита, нижняя часть мошаковской свиты тасеевской серии (см. рис. 1.4). *Чистяковская свита* сложена серыми карбонатно-сульфатно-терригенными породами, согласно залегающими на алешинской свите. Нижняя пачка представлена ангидрито-доломитами, ангидритами серыми, массивными с редкими прослоями глинистых доломитов. Выше следует чередование слоев серых ангидритистых доломитов, коричневато-серых песчаников и алевролитов (продуктивные пласты Чс-I, Чс-II, Чс-III). Завершается разрез пачкой ангидритов белых с прослоями серых доломит-ангидритов. Мощность свиты 120–175 м.

В Предъенисейском районе в тирском горизонте преобладают терригенные породы оморинской свиты (см. рис. 1.5). *Оморинская* свита [15] – переслаивание песчаников, алевролитов, доломитов и аргиллитов. Песчаники выделены как продуктивный пласт Б-VIII-I. Песчаники серые, темно-серые кварцевые, мелкозернистые, массивные с базальным цементом. В нижней части свиты преобладают доломиты (пласт Б-IX) с редкими включениями белого ангидрита. Верхняя часть свиты – тонкое переслаивание глинистых доломитов, песчаников, алевролитов и аргиллитов. Мощность оморинской свиты 115–175 м.

Даниловский горизонт

Даниловский горизонт повсеместно распространен в Восточно-Сибирском соленосном бассейне. Он включает толщи верхнего венда, выделяемые В. В. Хоментовским и др. [102] как немакит-далдынский ярус. В СК 2006 г. [85] данный ярус не выделен.

Даниловский горизонт начал формироваться после длительного перерыва в осадконакоплении.

В даниловское время выравниваются обстановки осадконакопления. Сначала накапливается глинисто-доломитовый нижнеданиловский подгоризонт, затем ангидритово-доломитовый среднеданиловский и завершается разрез существенно карбонатным верхнеданиловским (юряхским). Названия выделяемых в горизонте свит меняются в зависимости от административной принадлежности отдельных частей Восточно-Сибирского соленосного бассейна.

Нижнеданиловский подгоризонт представлен катангской и успунской свитами, нижнеплатоновской подсвитой. Свиты сложены глинистыми доломитами, доломитами серыми с прослоями мергелей и аргиллитов. В основании катангской свиты – ильбокичская пачка мергелей, глинистых доломитов, иногда с прослоями песчаников. Толщина пачки увеличивается на юг от 2 до 35 м. Выше залегает преображенская пачка доломитов серых, черных, коричневатых, мелко-тонкозернистых, часто органогенных. Толщина пачки 15–30 м. В Приленско-Непской зоне Непско-Ботуобинского района доломиты пачки нефтеносны и выделяются как преображенский продуктивный горизонт. Верхняя часть свиты повсеместно сложена доломитами, доломитами глинистыми, сульфатоносными. Такое строение нижнеданиловского подгоризонта прослежено в Ангаро-Ленском, Байкитско-Катангском, Непско-Ботуобинском, Предпатомском районах, а также в Бахтинской зоне Турухано-Бахтинского района. Мощность 70–125 м.

В Нижнеангарском районе и в Ковинской зоне Ангаро-Ленского района в катангской свите распространены пласты красной, бурой соли мощностью до 9 м, чередующиеся с пластами зеленовато-серых, бурых аргиллитов, серых глинистых ангидритистых доломитов, белых ангидритов. В Ковинской зоне соли установлены на Ковинской, Седановской площадях, в Нижнеангарском районе – на Агалеевской, Кодинской и Берямбинской (рис. 1.10).

В Предъенисейском районе разрез нижнеданиловского подгоризонта составлен красноцветными песчаниками, алевролитами, аргиллитами с прослоями глинистых доломитов и мергелей. Эти разрезы выделены в *тохомскую свиту* (65–100 м) в Оленчиминской зоне.

В Туруханской зоне к нижнеданиловскому подгоризонту отнесена *нижнеплатоновская подсвита* (65–90 м), которая в основании составлена пачкой пестроцветных мергелей, а выше – серыми глинистыми доломитами (рис. 1.11).

Среднеданиловский подгоризонт (собинская, кудулахская свиты, низ среднеплатоновской подсвиты), сложен двумя пачками доломитов ангидритистых, перекрытых более тонкими пачками глинистых доломитов. Такое строение подгоризонта выдержано по территории соленосного

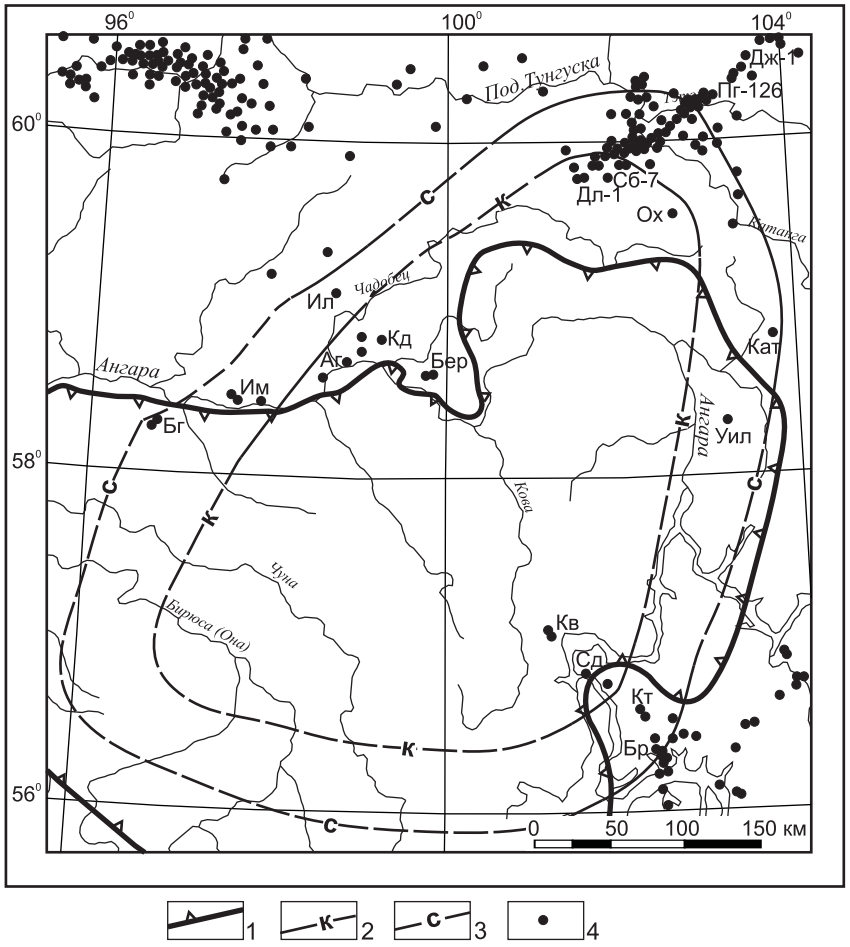


Рис. 1.10. Распространение слоев каменной соли в верхнем венде Присаяно-Енисейской синеклизы

1 – контур Присаяно-Енисейской синеклизы; распространение солей в свитах: 2 – катангской, 3 – собинской; 4 – скважины, вскрывшие вендские отложения (Аг – Агалеевские, Бг – Богучанские, Бер – Берямбинские, Бр – Братские, Дж – Джелиндуконская, Дл – Деликтуконская, Ил – Ильбокичская, Им – Имбинские, Кат – Катская, Кд – Кодинская, Кв – Ковинские, Кт – Кутурминские, Ох – Охотничья, Пг – Пайгинская, Сб – Собинская, Сд – Седановские, Уил – Усть-Илимская)

бассейна. В Ковинской и Иркутской зонах Ангаро-Ленского и в Нижнеангарском районах отмечены прослои и пласты каменной соли. Пласты соли в собинской свите более широко распространены по сравнению с солями в катангской свите (см. рис. 1.10). Так, в Ковинской зоне соли вскрыты в более юго-восточных площадях (на Кутурминской и на западе Братской), а в Нижнеангарской – на Имбинской, Ильбокичской.

В Туруханской зоне к среднеданиловскому подгоризонту отнесена нижняя часть *среднеплатоновской подсвиты*, составленная темно-серыми доломитами прослоями глинистыми ангидритистыми (90–110 м).

Верхнеданиловский подгоризонт (тэтэрская, юряхская свиты, верх среднеплатоновской подсвиты) составлен в основном двумя пачками карбонатов, разделенных 5–10-метровой пачкой ангидритистых, глинистых доломитов. В кровле подгоризонта – пласт глинистых доломитов. В Предпатомском районе верхняя пачка карбонатов разделяется на два пласта, между которыми находится пласт глинистых доломитов. Карбонатные пачки сложены преимущественно доломитами светло-серыми и серыми, микро- и тонкозернистыми, массивными, прослоями органогенными и кавернозными, с пятнистой текстурой. Доломиты известковистые до известковых, с прослоями известняков слойками глинистых доломитов, аргиллитов. Отмечается ангидрит в виде прожилок, выполняющих трещины. Пласты карбонатов нефтегазоносны в Предпатомском районе (юряхский продуктивный горизонт, пласты Ю-I, Ю-II, Ю-III) и в Приленско-Непской зоне Непско-Ботуобинского района (усть-кутский продуктивный горизонт, пласты УК-I, УК-II).

В дополнение к схеме 1986 г. в состав вендских разрезов внутренних районов Сибирской платформы вошли тасеевская серия (алешинская, чистяковская, мошаковская и редколесная свиты) в Нижнеангарском районе, торгинская свита в Березовской зоне Предпатомского района, немчанская свита в Оленчиминской зоне Предъенисейского района. В Оморинской зоне по резкому увеличению терригенных пород вместо оскобинской свиты выделена оморинская. Эти изменения сделаны по результатам нефтегазопоискового бурения в 1996–2016 гг. Кроме того, в схему венда (см. прил. 1) введены имен-

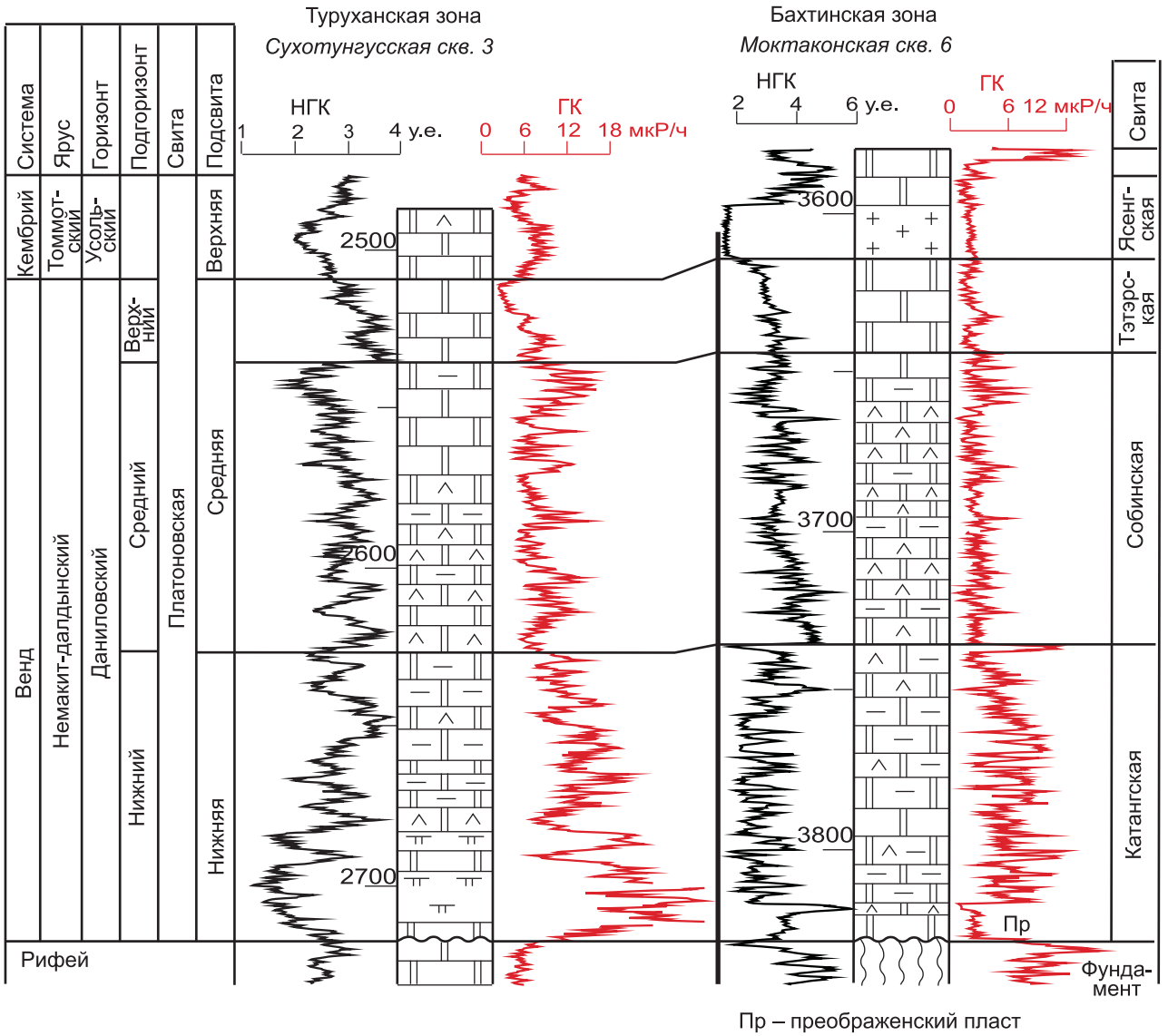


Рис. 1.11. Типовые разрезы венда Туруханской и Бахтинской зон Турухано-Бахтинского района

Усл. обозн. см. на рис. 1.2

ные пачки и, главное, продуктивные на нефть и газ пласты (в ряде районов они называются продуктивными горизонтами).

1.3. Стратиграфия кембрийских отложений

Восточно-Сибирский соленосный бассейн в современных схемах районирования кембрия выделен как Турухано-Иркутско-Олекминский фациальный регион (ФР), охватывающий южную и центральную части Сибирской платформы. Это территория распространения каменных солей в разрезе нижнего и среднего кембрия и ее северо-западное обрамление, где разрезы кембрия составлены доломитами. Такое название регион получил в 1968 г. [68], подтверждено в 1970 г. [31] и принят Межведомственным стратиграфическим совещанием в 1979 г. [71]. На севере он граничит с Анабаро-Синским ФР, где развиты системы кембрийских рифов.

В Турухано-Иркутско-Олекминском ФР разрез кембрия сложен мощным комплексом отложений, для которых характерно преобладание доломитового состава, наличие пластов и пачек каменных солей и прослоев сульфатов. Известняки здесь играют резко подчиненную роль и наиболее заметно распространены в составе осинского подгоризонта, эльгянского, олекминского горизонтов и в ичерской свите. В этих интервалах известны находки археоциат и трилобитов, трилобитовая фауна немногочисленна и эндемична. Водорослевые образования в основном биостромного типа, развиты в тех же частях разреза. Более широко они распространены в периферийных зонах.

В краевых зонах Турухано-Иркутско-Олекминского фациального региона разрезы отложе-

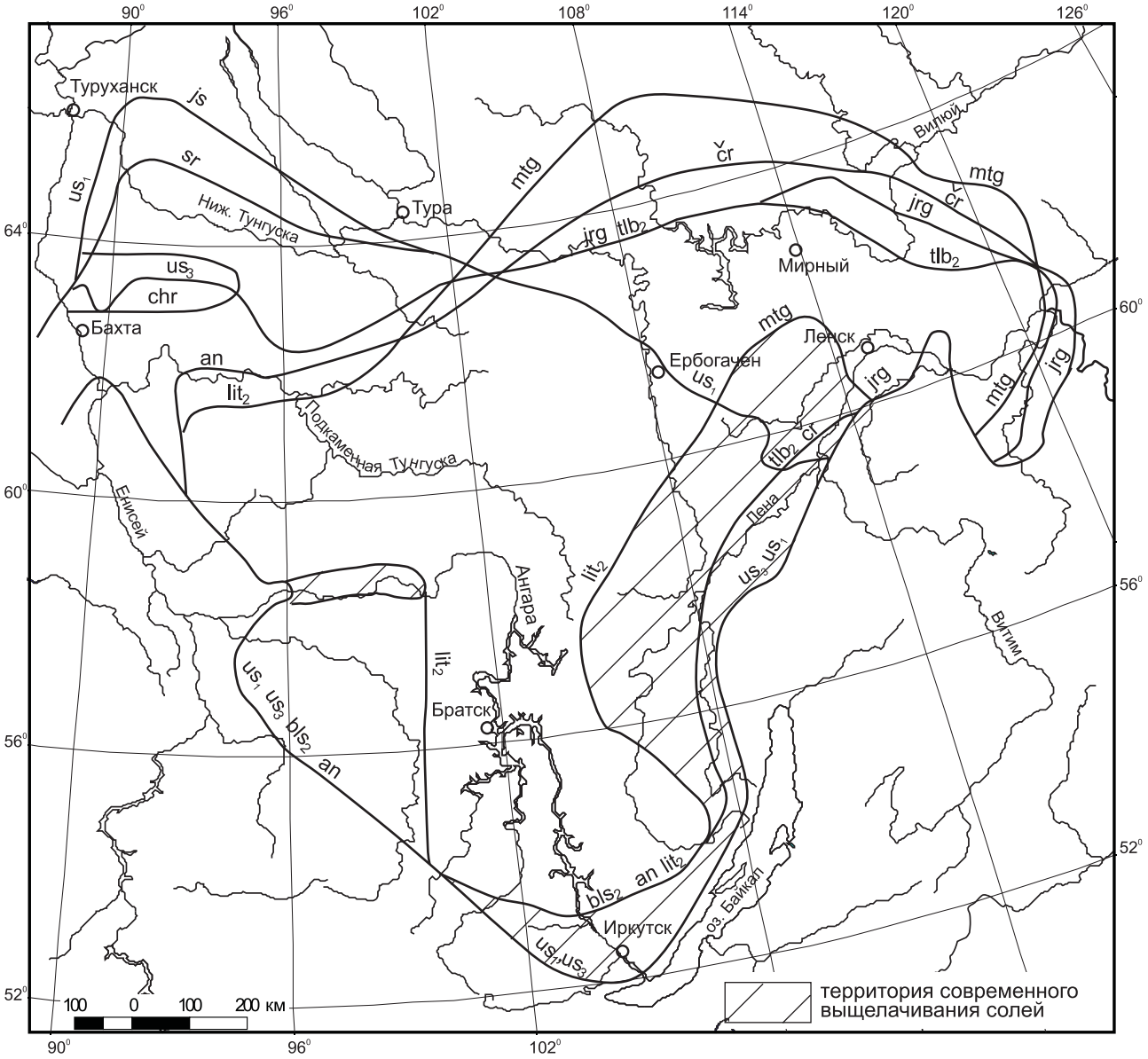


Рис. 1.12. Границы распространения соленосных толщ кембрия в Турухано-Иркутско-Олекминском фациальном регионе Сибирской платформы [36]

Толщи солей: us1, js – нижнеусольской подсвиты, ясенгской свиты; us3, jrg – верхнеусольской подсвиты, юрегинской свиты; bls2, tlb2, sr – верхнебельской, верхнетолбачанской подсвит, суринградаконской свиты; an, cr – ангарской, чарской свит; lit2, mtg, chr – верхнелитвинцевской подсвиты, метегерской свиты, хурингдинской толщи

ний нижнего и среднего кембрия отличаются фациальной сложностью. Но в целом в направлении от внутренних соленосных районов к краевым зонам происходит выклинивание солей и замещение соленосных отложений сульфатно-карбонатными породами, преимущественно доломитами. Более широко развиты здесь красноцветные и терригенные породы.

В целом четких границ между соленосными и бессолевыми областями не фиксируется (рис. 1.12). Исчезновение солей в одних районах обусловлено фациальными замещениями, в других – постседиментационным (вплоть до современного) выщелачиванием солей. Так, на северо-востоке Турухано-Иркутско-Олекминского ФР при переходе к Анабаро-Синскому ФР соли исчезают сначала в усольском, затем в толбачанском горизонтах. Дальше всего на северо-восток проходят соли чарского горизонта и метегерской свиты амгинского яруса. На западе региона (север Байкитской антеклизы) сначала исчезают соли чарского горизонта, а далее на север на Бахтинском мегавыступе дополнительно исчезают соли верхов усольского горизонта (выше осинского подгоризонта). На крайнем юго-западе региона на границе с южной частью Енисейского кряжа

соленосные пачки толбачанского и усольского горизонтов замещены пестроцветными терригенными породами.

В районах постседиментационного выщелачивания соли исчезают последовательно, начиная с верхних стратиграфических уровней (юго-запад и юго-восток Ангаро-Ленской ступени, Предпатомский региональный прогиб, зона Ангарских складок). В части этих районов выщелоченные интервалы разреза выделяются в местные стратиграфические подразделения.

Северо-восточная граница внешней бессолевой зоны Турухано-Иркутско-Олекминского ФР проведена по появлению в разрезах известняков водорослевых, водорослево-археоциатовых, оолитовых и обломочных карбонатных образований, которые характерны уже для Анабаро-Синского ФР. На разных стратиграфических уровнях эта граница занимает различное положение, постепенно смещаясь на верхних уровнях в северо-восточном направлении в сторону нормально-морской части палеобассейна.

Отложения нижнего и среднего (амгинский ярус) кембрия в Турухано-Иркутско-Олекминском ФР перекрываются мощной (в южных районах более 1000 м) толщей средне-позднекембрийского возраста. Характерные особенности ее состоят в широком распространении терригенных красноцветных сульфатизированных пород на юге региона, преимущественно мергелей и аргиллитов – в центральной части, мергелей и доломитов – в северной. Устойчивость фациального состава отложений, эндемичность трилобитовой фауны прослежены на огромных пространствах.

Мощность кембрийских отложений в Турухано-Иркутско-Олекминском ФР превышает 1500–3700 м.

Последняя стратиграфическая схема Турухано-Иркутско-Олекминского ФР была принята в 1986 г. в качестве схемы внутренних районов Сибирской платформы [72] К этому времени на платформе были проведены огромные объемы нефтегазопоискового бурения. Подавляющее большинство скважин полностью вскрыли разрезы кембрия в Турухано-Норильской, Южно-Тунгусской, Байкитской, Катангской, Ангаро-Ленской, Непско-Ботуобинской, Сюгджерской, Предпатомской, Западно-Вилюйской и Северо-Алданской НГО. Разрезы кембрия полностью или частично вскрыты скважинами в Присаяно-Енисейской и в Северо-Тунгусской НГО. Таким образом, все нефтегазоносные области, полностью или частично входящие в Турухано-Иркутско-Олекминский ФР, охвачены нефтегазопоисковым бурением.

После 1986 г. получены данные по новым скважинам в центральных и северных частях Турухано-Иркутско-Олекминского ФР. Наиболее значимые новые стратиграфические результаты получены в Нижнем Приангарье, в бассейнах рр. Илимпея и Бахта. В результате внесены изменения в фациальное районирование региона, а именно: выделены фациальные области, районы и зоны, уточнены территории фациальных подразделений, обоснованы стратиграфические диапазоны и распространение ряда местных стратиграфических подразделений. Так, впервые обоснованы распространение, объем и границы литвинцевской свиты на Байкитской НГО. Уточнено положение верхней границы и объем ангарской свиты. Предложено сохранить название «оленчиминская свита» только для толщи чередования красноцветных мергелей и серых доломитов, залегающей между литвинцевской и эвенкийской свитами. В Суринг даконском районе упразднено название «кочумдекская свита», а составляющие ее именные подсвиты (ясенгская, моктаконская, марская и абакунская) переведены в ранг свит. Эти изменения внесены в региональную стратиграфическую схему кембрийских отложений Турухано-Иркутско-Олекминского региона Сибирской платформы [36].

1.3.1. Общая стратиграфическая шкала

В настоящей работе уточнена общая стратиграфическая шкала кембрия схемы 1979 и 1986 гг. [36]. В кембрийской системе выделены три отдела (нижний, средний и верхний). В нижнем кембрии выделены два надъяруса (алданский и ленский), подразделенные каждый на два яруса (томмотский и атдабанский в алданском надъярусе, ботомский и тойонский в ленском). Средний кембрий подразделен на амгинский и майский ярусы. Нижняя граница майского яруса палеонтологически обоснована в Тынепском районе Бахтинской области. Верхний кембрий на ярусы не расчленен: отсутствует надежное фаунистическое обоснование, как ярусов, так и объемов верхнего кембрия.

В схемах 1979 г. [71] нижняя граница кембрия была принята в основании томмотского яруса, усольского горизонта (совпадает с подошвой одноименной свиты). Обоснование границы – распространение археоциат в северной части Сибирской платформы. В схеме 1986 г. [72] подошва томмотского яруса была принята внутри

юряхского подгоризонта, ниже которой выделен немакит-далдынский ярус верхнего венда [102, 103]. Подошва томмотского яруса кембрия принята в основании зоны Nochorocyathus sunnaginicus, для которой характерны разнообразные комплексы мелкораковинных окаменелостей.

Нижняя граница кембрия обоснована сменой комплексов мелкораковинной фауны в северной части Сибирской платформы. В Туруханo-Иркутско-Олекминском ФР положение нижней границы кембрия определено по результатам корреляции разрезов свит верхнего венда и прослеживания всей последовательности верхневендских и кембрийских литологических толщ. Ее местоположение было принято условно в кровле тэтэрской – юряхской свит.

В настоящей книге подошва томмотского яруса вновь принята по появлению археоциат и возвращена на подошву усольского горизонта кембрия. Обоснование переноса приведено в разделе 1.2.

Граница между надъярусами кембрия принята на рубеже 525 млн лет.

Граница нижнего и среднего кембрия обоснована сменой комплексов трилобитов, зафиксированной в середине ичерской свиты (нижнелитвинцевской подсвиты), толщины которой обычно составляют 40–50 м.

В среднем кембрии выделены амгинский и майский ярусы. Граница между ярусами принята на рубеже 510 млн лет. В интервале геологического времени 510–505 млн лет на схеме отражены раннемайский региональный перерыв и размыв ранее образовавшихся амгинских отложений (прил. 2)

Граница среднего и верхнего кембрия в Туруханo-Иркутско-Олекминском ФР проводится внутри пестроцветных верхоленской и эвенкийской свит. В туруханской части региона она была принята условно по границе между летнинской и устьпелядкинской свитами. Определения трилобитов, собранных после 1986 года, подтвердили майский возраст верхов летнинской свиты и верхнекембрийский – низов устьпелядкинской. Полное палеонтологическое обоснование этой границы получено в северных регионах Сибирской платформы.

В последнее десятилетие предложено изменить на Сибирской платформе положение границы кембрия и ордовика. В стратиграфических схемах 1979 и 1986 гг. верхняя граница кембрия проведена в кровле красно- и пестроцветных толщ. Вышележащие сероцветные карбонатные или карбонатно-терригенные толщи по комплексу брахиопод отнесены к тремадокскому ярусу нижнего ордовика. Эта граница легко выделяется и в обнажениях, и по разрезам скважин, так как совпадает с основанием ряда свит. В принятом в 2007 г. новом варианте границы ордовика и кембрия [112] на Сибирской платформе она проведена выше, внутри нижних сероцветных толщ. Объем тремадокского яруса низов ордовика был уменьшен.

Такое положение границы внутри сероцветных толщ не фиксируется по комплексу ГИС. Оно нежелательно в практике геолого-разведочных работ, поэтому целесообразно оставить ее местоположение в соответствии с решениями МСК [71, 72]. Этот же вариант положения границы кембрия и ордовика принят в книге «Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Ордовик Сибирской платформы» [87]. Ниже граница ордовика и кембрия приведена по кровле сероцветных доломитов пролетарской, усть-кутской, балыктахской, олдондинской свит.

В стратиграфической схеме кембрия уже была венд-кембрийская тэтэрская свита, а граница нижнего и среднего отделов принята в середине нижнелитвинцевской подсвиты. Такое положение границ затрудняет палеогеологические реконструкции, описание геологического строения. В разрезах скважин геологи-производственники выделяют в ОСШ следующие системы: венд, венд – кембрий и кембрий, нижний, нижний – средний и средний отделы кембрия. На эти ошибки их «подвигли» утвержденные стратиграфические схемы. Если границу кембрия и ордовика переместить внутрь сероцветных карбонатных свит, получим в общей шкале еще одну систему под названием «кембрий – ордовик». Поэтому стратиграфам не следует забывать о прикладном значении стратиграфии. Нужно стремиться к тому, чтобы субъективно принятые границы в общей стратиграфической шкале реже проходили внутри объективно выделенных местных стратиграфических подразделений.

1.3.2. Фациальное районирование территории

Фациальное районирование кембрия в Туруханo-Иркутско-Олекминском регионе основано на распространении соленосных толщ (см. рис. 1.12). Существующее распространение соленосных свит, подсвит показывает необходимость выделения трех фациальных областей на юге, северо-западе и северо-востоке региона. Бессолевой тип разре-

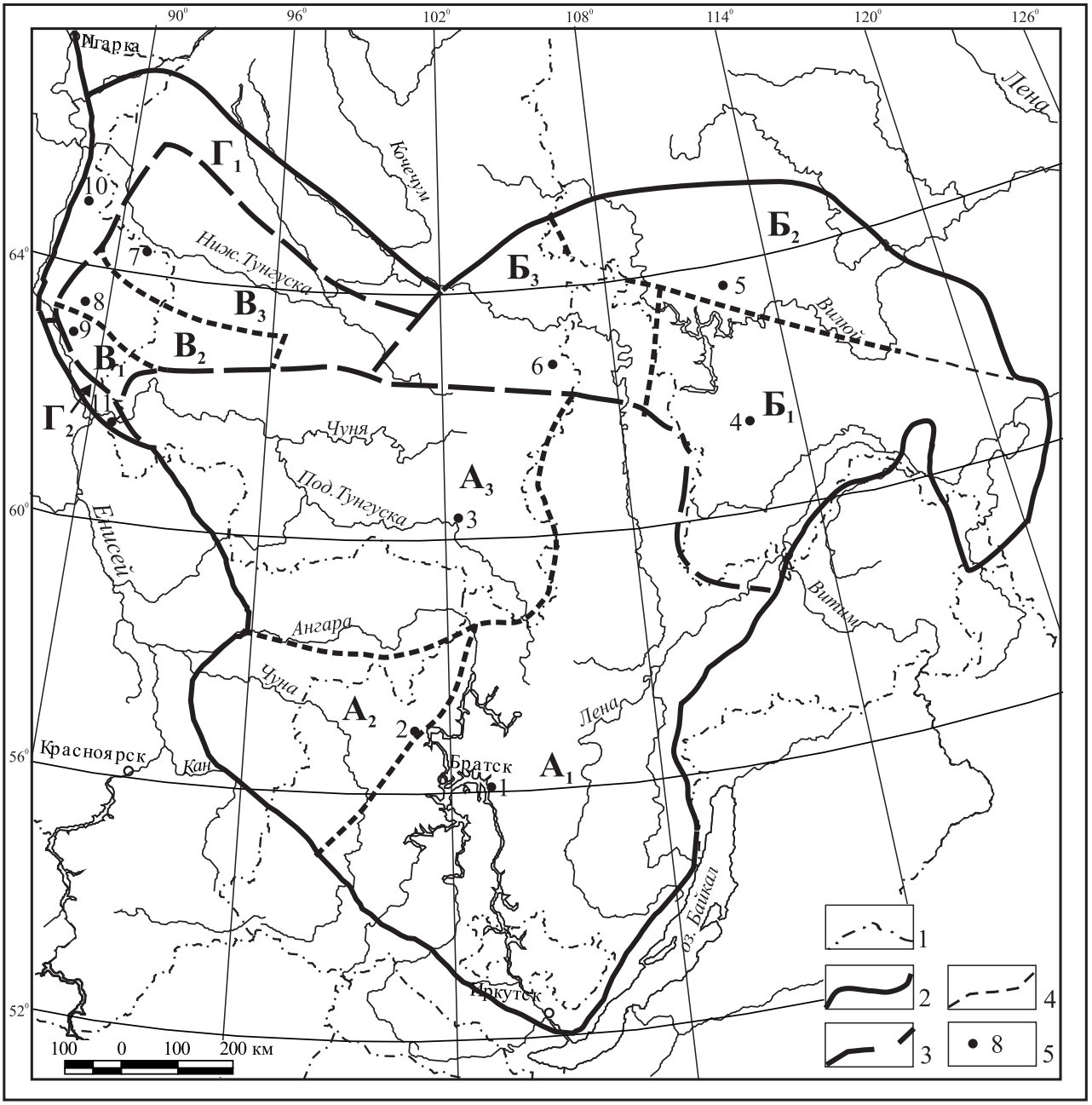


Рис. 1.13. Фациальное районирование кембрийских отложений Туруханско-Иркутско-Олекминского региона

Границы: 1 – административные, 2 – Туруханско-Иркутско-Олекминского ФР, 3 – фациальных областей (А – Иркутско-Байкитская, Б – Ботуобинско-Сюгджерская, В – Бахтинская, Г – Туруханская), 4 – фациальных районов ($А_1$ – Ангаро-Непский, $А_2$ – Присаянский, $А_3$ – Байкитско-Катангский, $Б_1$ – Ботуобинский, $Б_2$ – Сюгджерский, $Б_3$ – Илимпейский, $В_1$ – Светлинский, $В_2$ – Тынепский, $В_3$ – Суринградаконский, $Г_1$ – Туруханский, $Г_2$ – Лебяжинский); 5 – типовые скважины районов (1 – Заярская 1-0; 2 – Ковинская; 3 – Ванаварская 1; 4 – Среднеботуобинская 10; 5 – Батырская 1; 6 – Хошонская 256; 7 – Нижнетунгусская 6; 8 – Хурингдинская 1; 9 – Светлая 2; 10 – Сухотунгусская 3; 11 – Лебяжинская 1)

за выделен только на северо-западной окраине региона. Итак, в Туруханско-Иркутско-Олекминском ФР выделены в ранге фациальных областей три основных соленосных типа разрезов (Иркутско-Байкитский, Ботуобинско-Сюгджерский, Бахтинский) и Туруханский карбонатный тип разрезов кембрия (рис. 1.13). Каждая область имеет свой набор карбонатных и соленосных свит в разрезе кембрия и разделена на фациальные районы. Различия районов менее значительны. Они зафиксированы на отдельных стратиграфических уровнях кембрия. Фациальные зоны выделены только в районах Иркутско-Байкитской области. Они различаются распределением каменной соли и ан-

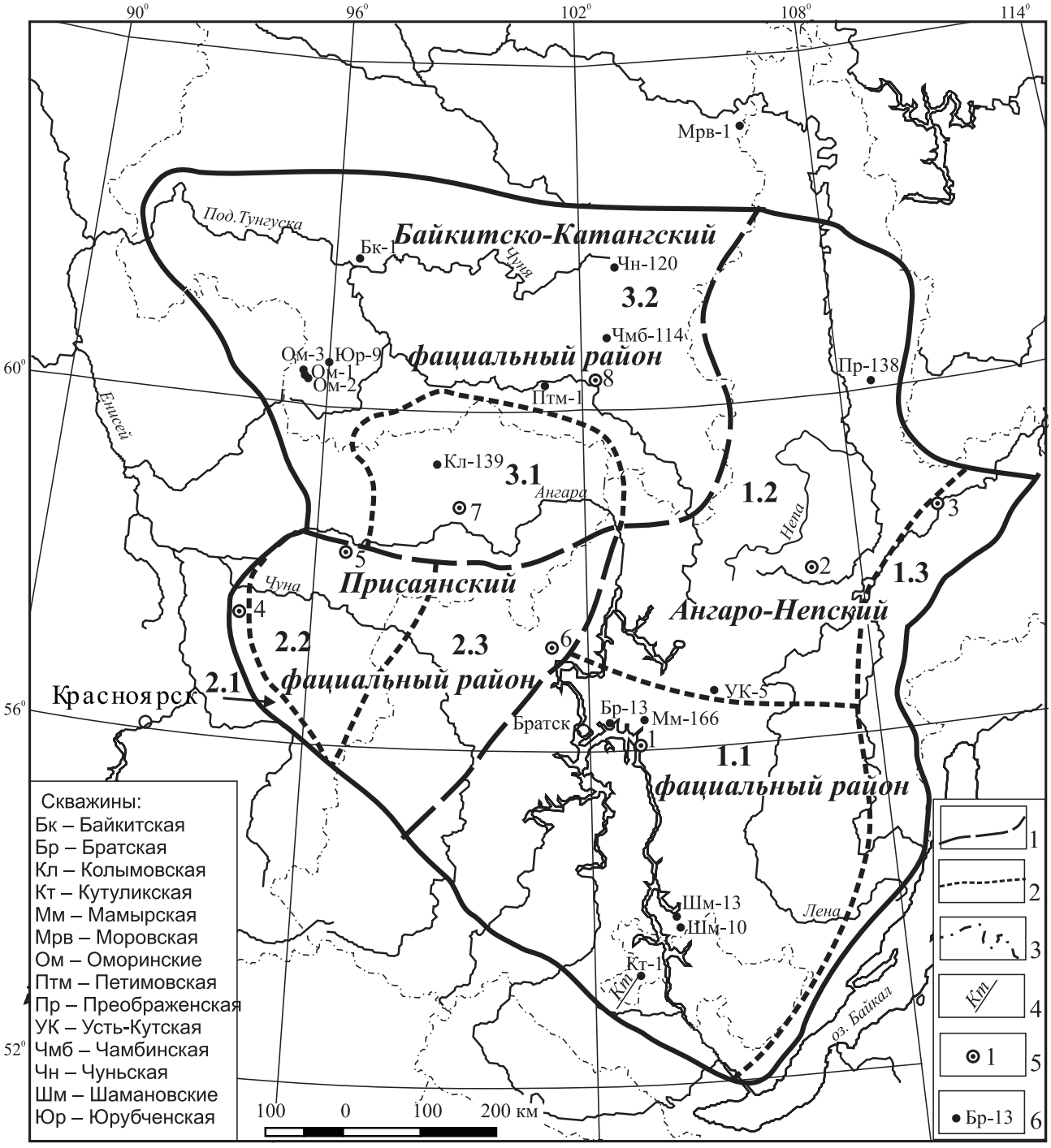


Рис. 1.14. Фациальные районы и зоны кембрия Иркутско-Байкитской области

Границы: 1 – районов, 2 – зон (1.1 – Ангарская, 1.2 – Непская, 1.3 – Приленская; 2.1 – Тасеевская, 2.2 – Богучанская, 2.3 – Ковинская; 3.1 – Нижнеангарская, 3.2 – Байкитская), 3 – административные; 4 – Кутуликский профиль скважин; 5 – типовые скважины зон (1 – Заярская 1-0; 2 – Ярактинская 27; 3 – Ичерская 189; 4 – Сутягинская 1; 5 – Богучанская 1; 6 – Ковинская 1; 7 – Агалеевская 4; 8 – Ванаварская 1); 6 – скважины на рисунках

гидритов, реже количеством кластического материала или дислоцированностью в краевых частях Сибирской платформы.

Иркутско-Байкитская фациальная область (ФО) охватывает юг Сибирской платформы (рис. 1.14). Разрезы кембрия данной области составляют одни и те же свиты (снизу вверх): усольская, бельская, булайская, ангарская, литвинцевская. Только в майском ярусе среднего и в верхнем кембрии свитное разделение меняется по районам и зонам этой области.

Ангаро-Непский ФР включает Ангаро-Ленскую ступень и южные половины Непско-Ботуобинской антеклизы и Предпатомского прогиба.

Три эти территории обособлены в фациальные зоны (см. рис. 1.14).

Основное отличие Присаянского района от Ангаро-Непского состоит в существовании длительного предмайского перерыва, во время которого были размыты отложения амгинского века и, частично, тойонского. Эта особенность и изменения литологического состава на ряде стратиграфических уровней обусловили выделение в Присаянском районе трех фациальных зон (см. рис. 1.14).

Байкитско-Катангский район занимает северо-восточную часть Иркутско-Байкитской области. Основное отличие этого района – глинисто-карбонатный состав майского яруса среднего и верхнего кембрия. В Байкитско-Катангском районе выделены две зоны (см. рис. 1.14).

Ботуобинско-Сюгджерская ФО занимает северо-восточную часть Туруханo-Иркутско-Олекминского ФР. Здесь фиксируется та же последовательность чередования карбонатных и соленосных толщ кембрия, как в Иркутско-Байкитской области. Основные отличия – иные названия всех свит и более дробное расчленение разрезов кембрия. В Ботуобинско-Сюгджерской области выделены три района (см. рис. 1.13): Ботуобинский, Сюгджерский и Илимпейский.

Бахтинская ФО находится на северо-западе Туруханo-Иркутско-Олекминского ФР. Основное отличие этой области состоит в распространении рифов в тойонском, амгинском и майском ярусах, перекрывающих соленосные и карбонатные толщи томмотского, атдабанского и ботомского ярусов. В Бахтинской области уменьшается соленасыщенность разрезов кембрия. Каменные соли сохранились только в усольском и толбачанском горизонтах. Измененился литологический состав майского яруса среднего и верхнего кембрия. Территория области разделена на три ФР (см. рис. 1.13): Светлинский, Тынепский и Сурингдаконский.

1.3.3. Региональные и местные подразделения

В региональных подразделениях кембрия Туруханo-Иркутско-Олекминского региона выделены горизонты и подгоризонты. На эти подразделения расчленен нижний кембрий, и один горизонт выделен в объеме амгинского яруса среднего кембрия. Характеристика и стратотипы горизонтов и подгоризонтов приведены в объяснительной записке к схеме 1986 г. [72], соответствующий раздел которой использован нами.

В региональной стратиграфической шкале в нижнем кембрии приняты следующие горизонты: усольский с осинским подгоризонтом, эльгянский, толбачанский, урицкий, олекминский, чарский и наманский в нижнем кембрии и зеледеевский в среднем.

Чередование карбонатных и соленосных толщ в разрезе нижнего – верхнего кембрия позволяет выделить семь регоциклитов: усольский, бельский, булайско-ангарский, литвинцевский в нижнекембрийском нексоциклите, летнинский, устьпелядкинский и устьмундуйский в среднекембрийско-нижнеордовикском нексоциклите. Цикличность строения учтена в дальнейшем описании.

Усольский горизонт

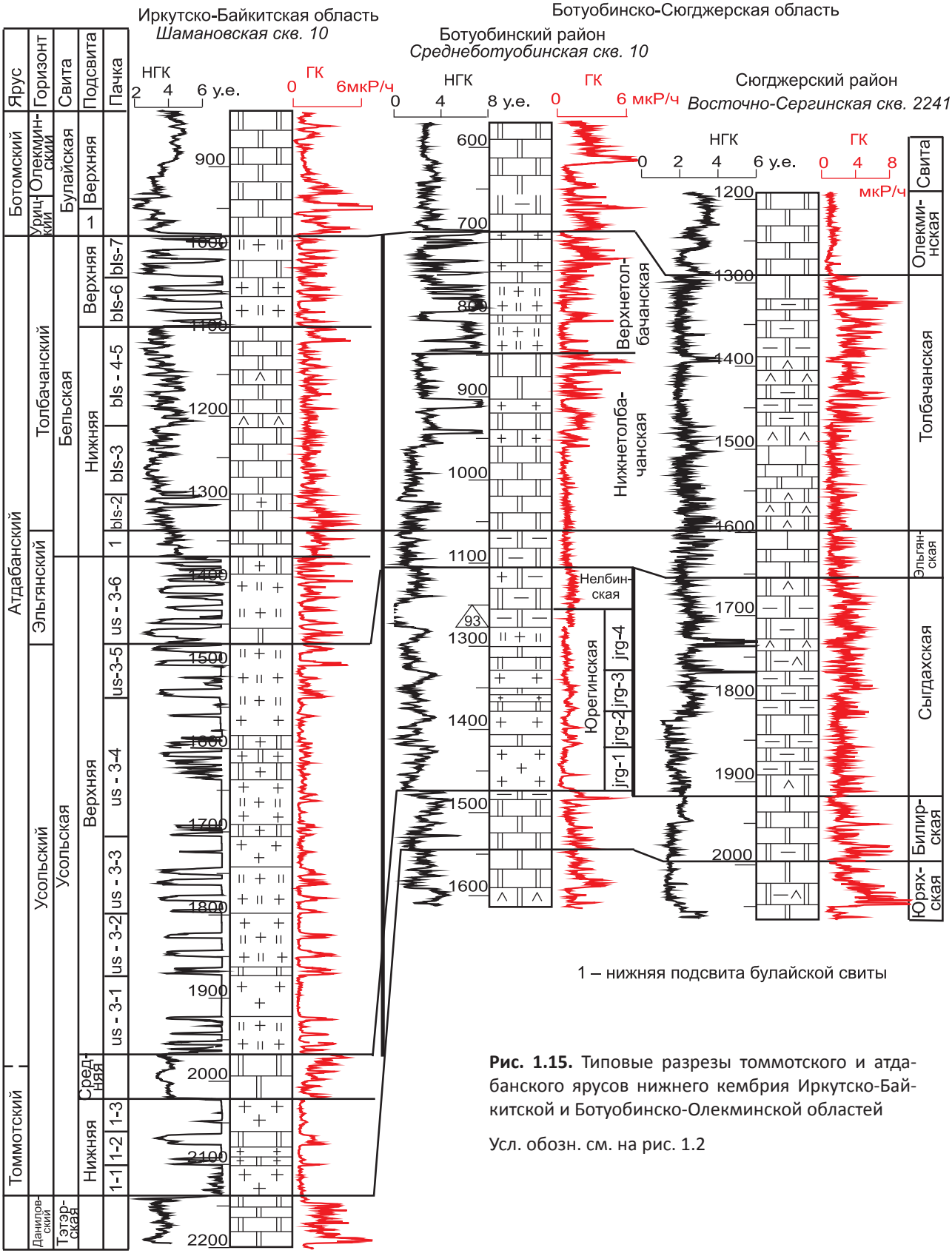
Усольский горизонт выделен в объеме усольской свиты М. А. Жарковым и В. В. Хоментовским [21]. Стратотип находится в Иркутской области, в скважинах вблизи г. Усолья-Сибирского. Принимается в объеме усольской свиты и ее возрастных аналогов. Соответствует большей части томмотского яруса и низам атдабанского. В пределах усольского горизонта выделяется осинский подгоризонт, охарактеризованный археоцитами родов Robustocyathus, Aldanocyathus, водорослями, хиолительминтами и другими органическими остатками.

Усольская свита распространена в Иркутско-Байкитской области и в Светлинском районе Бахтинской области. Стратотипические разрезы находятся в Ангаро-Непском районе. Здесь свита обычно делится на три подсвиты. Нижняя – галогенно-доломитовая в интервале от подошвы свиты до подошвы осинского горизонта. Среднеусольская (осинская) подсвита составлена карбонатами, известными под названием «осинский горизонт», верхнеусольская – галогенно-карбонатными отложениями (рис. 1.15). Ряд авторов разделяет свиту на пачки по изменению соотношения солей и карбонатов [13, 17, 45, 104, 106].

Верхняя граница усольской свиты диахронна [13]. В Ангаро-Непском районе с юга на север она скользит вниз по разрезу двух пачек с подошвы us-5 и до кровли us-6 (рис. 1.16).

Литологический состав соленосных частей усольской свиты довольно однообразен. Это чередование пластов доломитов и каменных солей различной мощности. Подчиненную роль играют доломито-ангидриты, ангидриты и галопелиты.

Доломиты усольской свиты серые, темно-серые, ангидритовые, засолоненные, часто гли-



1 – нижняя подсвита булайской свиты

Рис. 1.15. Типовые разрезы томмотского и атдабанского ярусов нижнего кембрия Иркутско-Байкитской и Ботуобинско-Олекминской областей

Усл. обозн. см. на рис. 1.2

нистые, тонко- и мелкозернистые, массивные и плитчатые, часто кавернозные и трещиноватые. Каверны и трещины выполнены каменной солью, реже ангидритом. В верхней части свиты доломиты обычно коричневато-серого цвета, часто известковистые, иногда водорослевые, оолитовые.

Каменные соли крупно- и среднекристаллические, прозрачные или непрозрачные, раз-

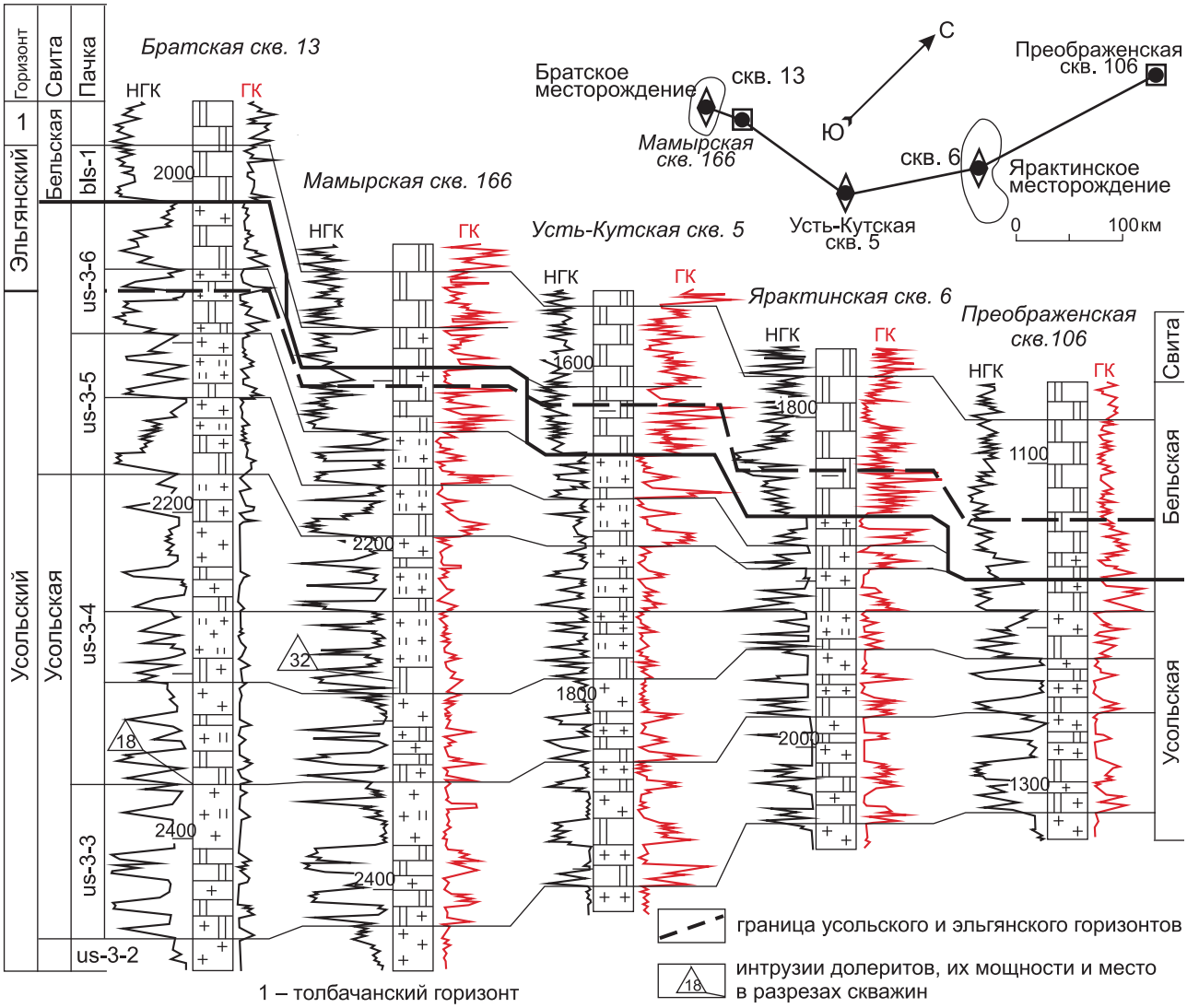


Рис. 1.16. Стратиграфическое скольжение границы между усольской и бельской свитами в Ангаро-Непском ФР

Усл. обозн. см. на рис. 1.2

личной окраски (белой, серой, розовой, красной, коричневой), с включениями, слойками и реже прослоями доломита, доломито-ангидрита, ангидрита, галопелита.

Нижнеусольская подсвита включает две пачки солей с прослоями доломитов и залегающую между ними пачку доломитов с тонкими слоями соли (рис. 1.17). Мощность подсвиты максимальна (80–170 м) в Ангарской зоне и Присаянском районе, а в северной части Иркутско-Байкитской области она уменьшается до 30 м. Здесь в ее нижней и верхней частях сохраняются два слоя каменной соли мощностью до 3 м. Северо-восточнее соли из разреза полностью исчезают, бессолевые аналоги составляют здесь нижнебилирскую подсвиту.

Среднеусольская (осинская) подсвита в большинстве районов имеет двучленное строение. Основная часть ее сложена доломитами и известняками, обычно с пластом глинистого доломита в основании. Меньшая верхняя часть представлена глинистыми ангидритистыми доломитами. В южных районах Ангарской зоны подсвита сложена только доломитами. Мощность ее меняется от 10–30 до 120 м. Небольшие мощности приурочены к участкам некомпенсированных прогибов, максимальные – к бортам этих же прогибов.

В Нижнеангарской зоне Байкитско-Катангского района карбонатная осинская подсвита замещается солями. Последовательность замещения карбонатов солями установлена на Оморинском месторождении. Здесь в западных скважинах соли отсутствуют, мощность карбонатов осинской подсвиты 93–100 м. В восточных скважинах мощность увеличивается до 126–130 м, но

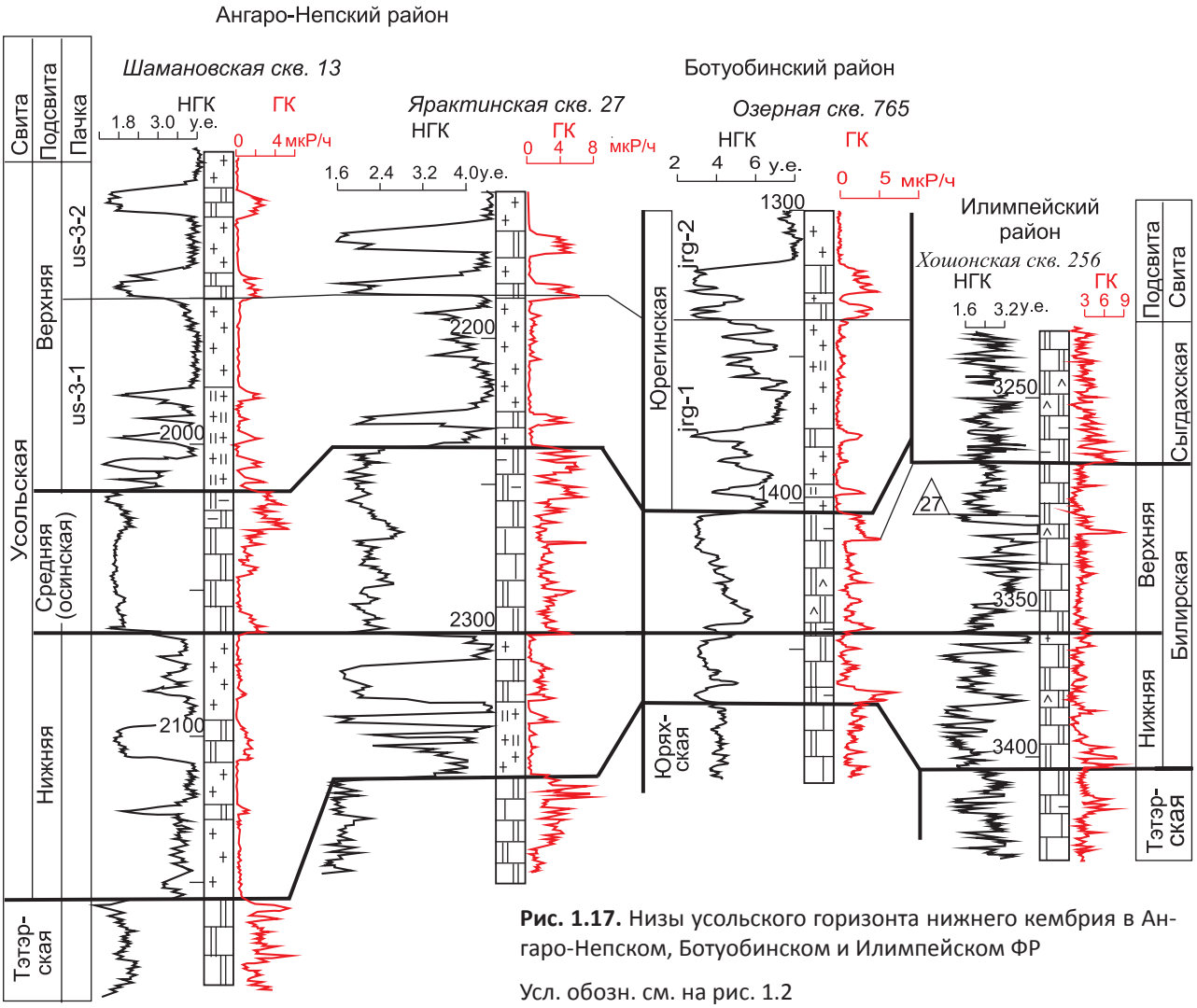


Рис. 1.17. Низы усольского горизонта нижнего кембрия в Ангаро-Непском, Ботуобинском и Илимпейском ФР

Усл. обозн. см. на рис. 1.2

при этом мощность карбонатов составляет 66–67 м, а соли – 60–67 м (рис. 1.18). Далее в юго-восточном направлении усольская свита на подсвиты не разделяется, так как возрастной аналог среднеусольской подсвиты на 80–85 % сложен солью. По восточной границе Оморинского месторождения проведена граница Катангской и Нижнеангарской фациальных зон.

Верхнеусольская подсвита сложена чередованием пластов доломитов и солей. Изменения толщин данных пластов, последовательность чередования пластов с различной толщиной, выдержанность этой последовательности слоев по Иркутско-Байкитской фациальной области позволяют разделить верхнеусольскую подсвиту на шесть пачек цикличного строения [17]. По иерархии циклитов, предложенной Ю. И. Карогодиным [28], такие пачки можно отнести к зонциклитам.

Нижняя пачка (us-3-1) сложена каменной солью с одним или несколькими пластами доломита в нижней части. Мощность пачки меняется от 145 м в Присаянском районе до 15–70 м в северной части Непской зоны. Высокие мощности пачки фиксируются также в зонах некомпенсированных прогибов осинского времени. Эта пачка – верхняя часть зонциклита. Его нижняя часть – пласт глинистых доломитов в кровле среднеусольской (осинской) подсвиты.

Следующие пачки имеют цикличное строение. Вторая (снизу) пачка (us-3-2) составлена в основании тремя доломитовыми пластами, которые разобщены пластами каменной соли. Верхняя ее часть сложена в основном каменной солью. В северной части Иркутско-Байкитской области пласты соли между карбонатами выклиниваются. В этих районах в основании пачки фиксируется один или два мощных пласта карбонатов. Мощность пачки меняется от 135 м в Присаяно-Енисейской синеклизе до 40–55 м в северо-восточной части Непской зоны в основном в результате уменьшения мощности пластов соли в северном направлении.

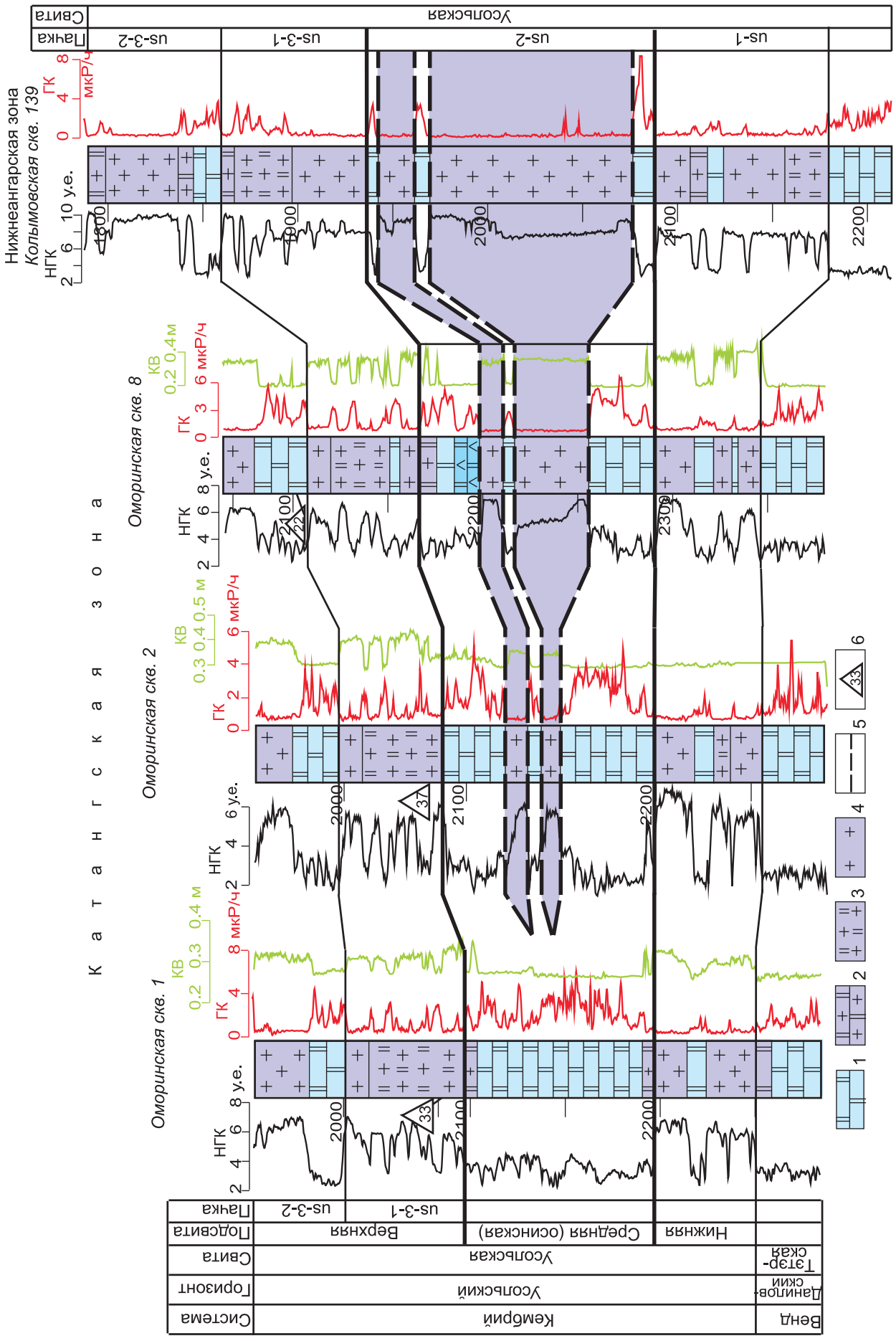

Свита
Пачка
Усольская
us-3-2
us-3-1
us-2
us-1
Нижнеангарская зона
Колымовская скв. 139
Оморинская скв. 8
Оморинская скв. 2
Оморинская скв. 1
Катангская зона
ГК
мкР/ч
НГК
у.е.
КВ
Подсвита
Верхняя
Средняя (осинская)
Нижняя
Горизонт
Усольский
Тэтэр-ская
Система
Кембрий
Венд

Рис. 1.18. Строение низов усольского горизонта нижнего кембрия в Катангской и Нижнеангарской зонах Байкитско-Катангского фациального района

1 – доломит; 2 – доломит соленосный; 3 – доломито-ангидрит; 4 – соль; 5 – корреляция некоторых солей и карбонатов; 6 – интрузия долеритов, ее мощность и место в разрезе скважин

Третья пачка (us-3-3) содержит четыре пласта доломитов в нижней части, составляющих две пары, разделенные мощным пластом соли. Пласты доломитов, составляющие пару, разделены тонкими пластами соли. Такой тип разреза характерен для южных территорий. К северу (юг Байкитской антеклизы, Катангская седловина, центральная часть Непско-Ботуобинской антеклизы) исчезают пласты соли, разъединяющие доломиты в парах. Нижнюю часть пачки здесь слагают два мощных пласта доломитов, разобщенных пластом соли. Еще севернее выклинивается и этот пласт соли. Здесь основание пачки составляет толща карбонатов мощностью 30–40 м. Верхняя часть пачки повсеместно сложена мощным пластом каменной соли с одним прослоем доломита. Мощность пачки уменьшается от 135 м в Присаянском районе и Ангарской зоне до 40–70 м в Байкитско-Катангском районе и Непской зоне.

Четвертая пачка (us-3-4) в целом характеризуется преобладанием доломитов и ангидрито-доломитов. В ее верхней части увеличивается количество пластов солей и их мощность.

Мощность пачки составляет 270 м в Присаянском районе, 130–230 м в Ангарской зоне, 80–120 м в Непской зоне и в Байкитско-Катангском районе.

Пятая пачка (us-3-5) составлена тремя-двумя мощными пластами доломитов и двумя-четырьмя пластами каменной соли. Наиболее мощный пласт доломита находится в основании пачки. Мощность пятой пачки меняется от 60 до 110 м.

Описанные пачки прослежены почти повсеместно в Иркутско-Байкитской области. Только в северной части Байкитской зоны этой области фиксируется последовательное (сверху вниз) исчезновение пластов соли в пачках us-3-3, 3-4 и 3-5 (рис. 1.19). В скважинах Байкитской 1, Чункинской 282, Аргишской 273, Вакунайской 3 на этих уровнях вскрыты глинистые доломиты. Корреляция со скважинами Илимпейского фациального района (Моровская, Хонская, Хошонская) позволяет относить нижнюю соленосную часть к верхнеусольской подсвите, а верхнюю (тонкое чередование доломитов, глинистых доломитов и мергелей) – к сыгдахской свите (см. рис. 1.19).

Верхняя (шестая) пачка соленосна только в Присаянском районе и Ангарской зоне, где она сложена мощными пластами доломитов и известняков, чередующихся с пластами соли. Ее мощность составляет 45–115 м. На остальной территории Иркутско-Байкитской области соли в этой части разреза отсутствуют, она составляет основание бельской свиты (см. рис. 1.15). В известняках пачки найдены трилобиты *Malykania* sp., что позволяет относить ее к эльгянскому горизонту нижнего кембрия.

Максимальные значения мощностей всей усольской свиты фиксируются в Присаянском районе (890–1100 м), средние мощности характерны для Ангарской зоны (460–725 м) Ангаро-Непского района (595–650 м), пониженные – для Байкитско-Катангского района (385–470 м) и Непской зоны (335–425 м).

В Присаянской части Ангарской зоны верхи усольской свиты поднимаются на глубину меньше 800 м. Здесь фиксируется выщелачивание солей из верхов свиты. Так, на Кутуликской площади кровля сохранившихся пластов соли находится на глубинах 810–840 м. В северных скважинах этой площади сохранились все соленосные пачки верхов усольской свиты, а в южных – только соли пачки us-3-3. Пласты соли пачек us-3-5 и us-3-4 последовательно исчезают из разреза свиты (рис. 1.20). Такое строение верхов усольской свиты позволяет заключить, что на Кутуликской площади инфильтрационные воды достигли глубины 810–840 м и выщелочили верхние пласты солей усольской свиты [54]. В результате ее мощность здесь уменьшается с севера на юг на 200 м.

Усольский горизонт в Ботуобинско-Сюгджерской области составляют билирская, юрегинская и нелбинская свиты в Ботуобинском районе и билирская, сыгдахская свиты в Сюгджерском и Илимпейском (см. рис. 1.15, 1.17).

Билирская свита составляет низ усольского горизонта. Она разделена на две подсвиты. Нижнебилирская подсвита является возрастным аналогом нижнеусольской подсвиты, а верхнебилирская – аналогом среднеусольской (осинской) подсвиты (см. рис. 1.17).

Нижнебилирская подсвита в нижней части представлена чередованием слоев серых доломитов с прослоями зеленовато-серых, черных глинистых доломитов; в верхней – доломитами и известняками серыми, коричневатыми, ино-

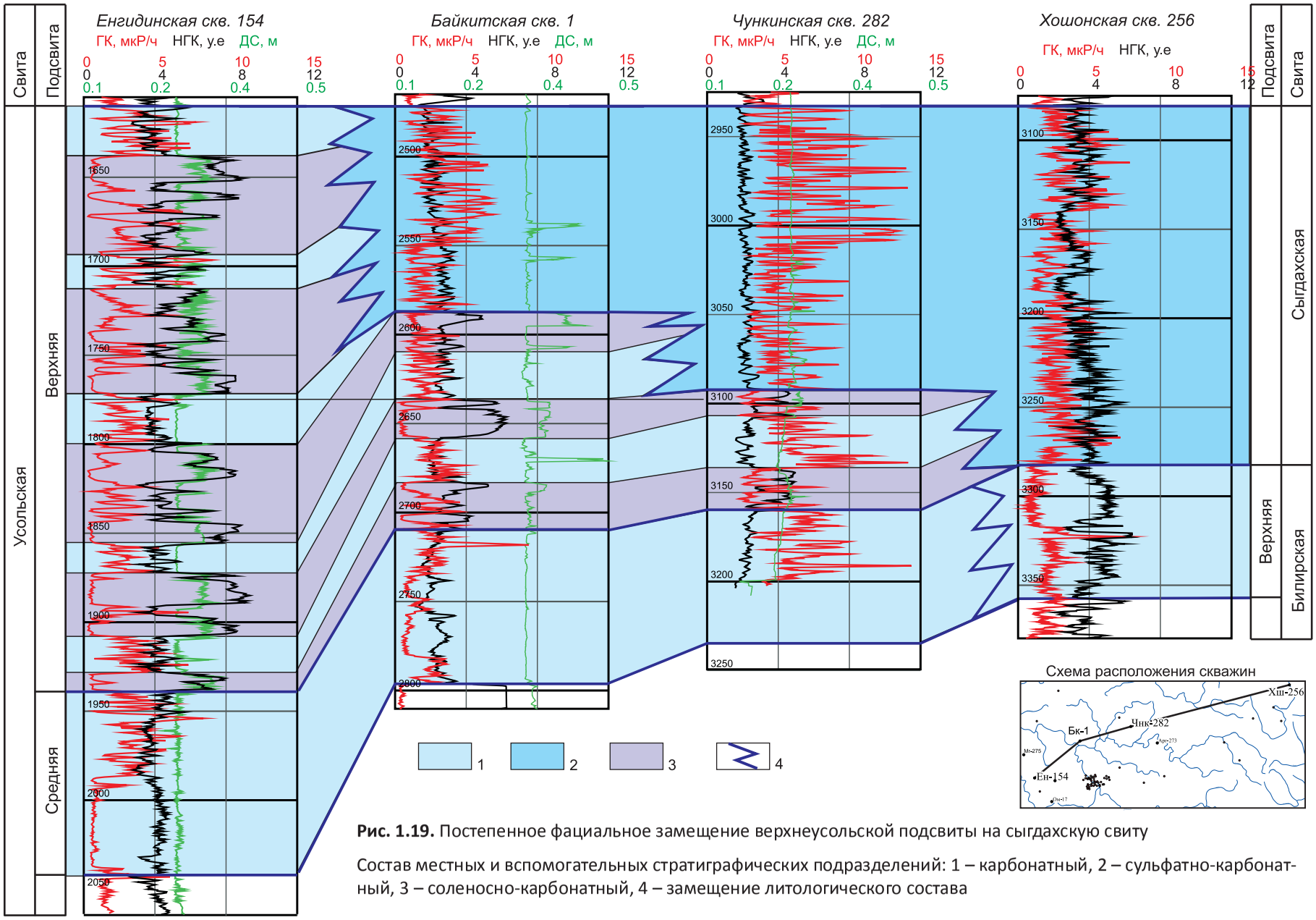


Рис. 1.19. Постепенное фациальное замещение верхнеусольской подсвиты на сыгдахскую свиту

Состав местных и вспомогательных стратиграфических подразделений: 1 – карбонатный, 2 – сульфатно-карбонатный, 3 – соленосно-карбонатный, 4 – замещение литологического состава

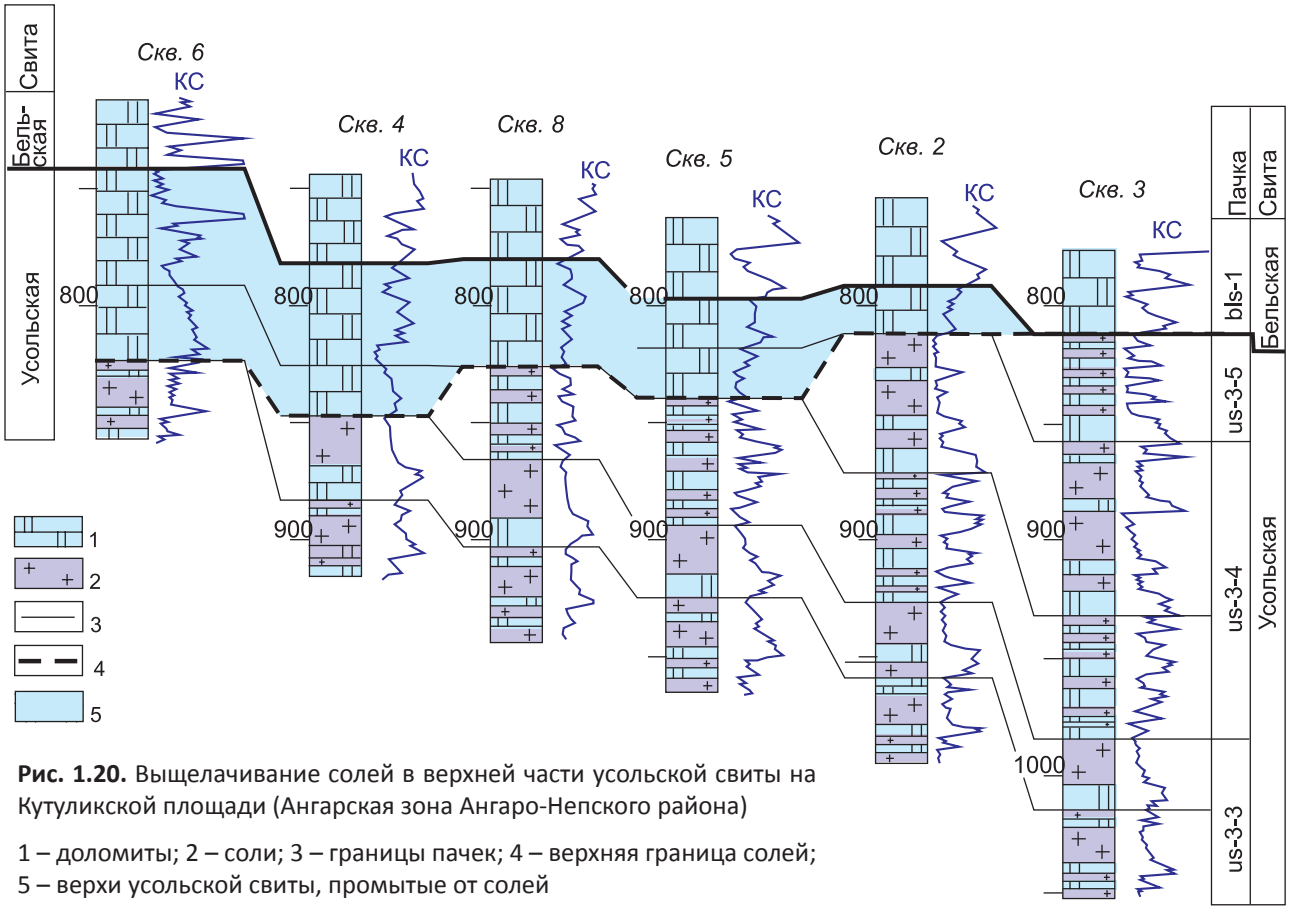


Рис. 1.20. Выщелачивание солей в верхней части усольской свиты на Кутуликской площади (Ангарская зона Ангаро-Непского района)

1 – доломиты; 2 – соли; 3 – границы пачек; 4 – верхняя граница солей; 5 – верхи усольской свиты, промытые от солей

гда водорослевыми со слойками ангидрита. Эта часть подсвиты выделена как продуктивный пласт О-II [13]. Мощность нижнебилирской подсвиты выдержана, составляет 23–27 м в Ботуобинском и Илимпейском районах и 30–35 м в Сюгджерском районе.

Верхнебилирская подсвита отличается быстро меняющимися мощностями, особенно ее органогенной нижней пачки. В основании нижней пачки находится реперный (пик на кривых ГК) слой сильно глинистых доломитов темно-серого цвета мощностью 1–3 м. Основная часть пачки сложена массивными водорослевыми и обломочными известняками, вторичными доломитами. Мощность пачки меняется от 5 до 55 м. Полосы увеличенных толщин шириной до 25 км протягиваются на расстояние до 400 км. Мощность пачки резко уменьшается в Сюгджерском районе. Нижняя пачка нефтегазоносна и в нефтяной геологии выделяется как продуктивный горизонт О-I.

Верхняя пачка верхнебилирской подсвиты сложена глинистыми доломитами с прослоями доломитов ангидритовых. Мощность пачки меняется от 5 до 25 м. Малые мощности верхней пачки находятся над полосами больших мощностей нижней органогенной пачки, и наоборот. Но такие соотношения мощностей верхней пачки не компенсируют более амплитудные изменения толщин органогенной пачки.

Мощность верхнебилирской подсвиты меняется от 16 до 55, а билирской свиты в целом – от 55 до 120 м.

Юрегинская свита распространена в Ботуобинском районе и является возрастным аналогом нижней и средней части верхнеусольской подсвиты. В юрегинской свите выделены четыре соленосно-доломитовые пачки – полные аналоги пачек us-3-1–us-3-4 верхнеусольской подсвиты. В строении пачек jrg-1–jrg-4 фиксируются те же последовательности чередования слоев доломитов и соли, как и для верхнеусольской подсвиты (см. рис. 1.15). Мощность юрегинской свиты меняется от 190 до 260 м.

Глинисто-сульфатно-карбонатные породы – возрастные аналоги пачки us-3– us-5 усольской свиты – в Ботуобинском районе составляют *нелбинскую* свиту. Свита завершает разрез усольского горизонта. Доломиты свиты глинистые, ангидритистые, с прослоями зеленовато-серых, редко пестроцветных аргиллитов. Мощность свиты 40–50 м.

На северо-востоке поля развития солей в усольском горизонте соли постепенно исчеза-

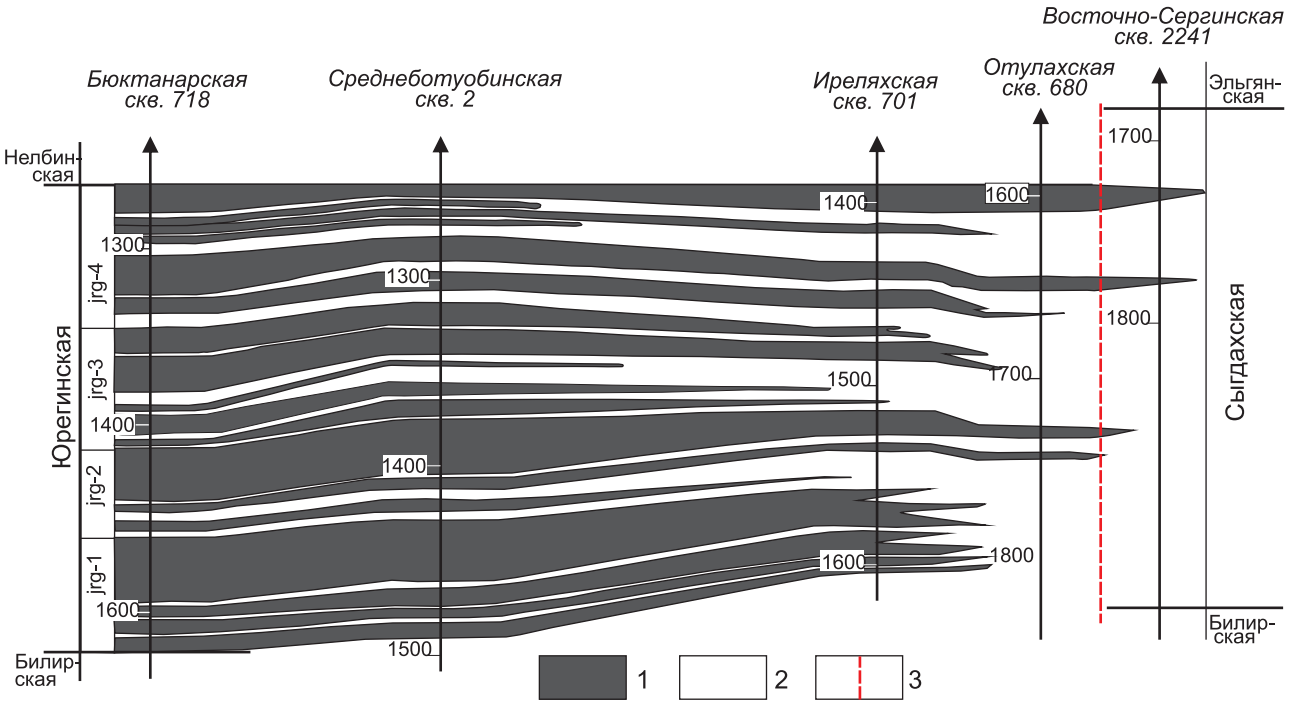


Рис. 1.21. Разрез зоны последовательного замещения соленосных отложений юрегинской свиты глинисто-карбонатными породами сыгдахской свиты (расположение скважин см. на рис. 1.22)

1 – соль, 2 – доломит, 3 – место замещения юрегинской свиты сыгдахской

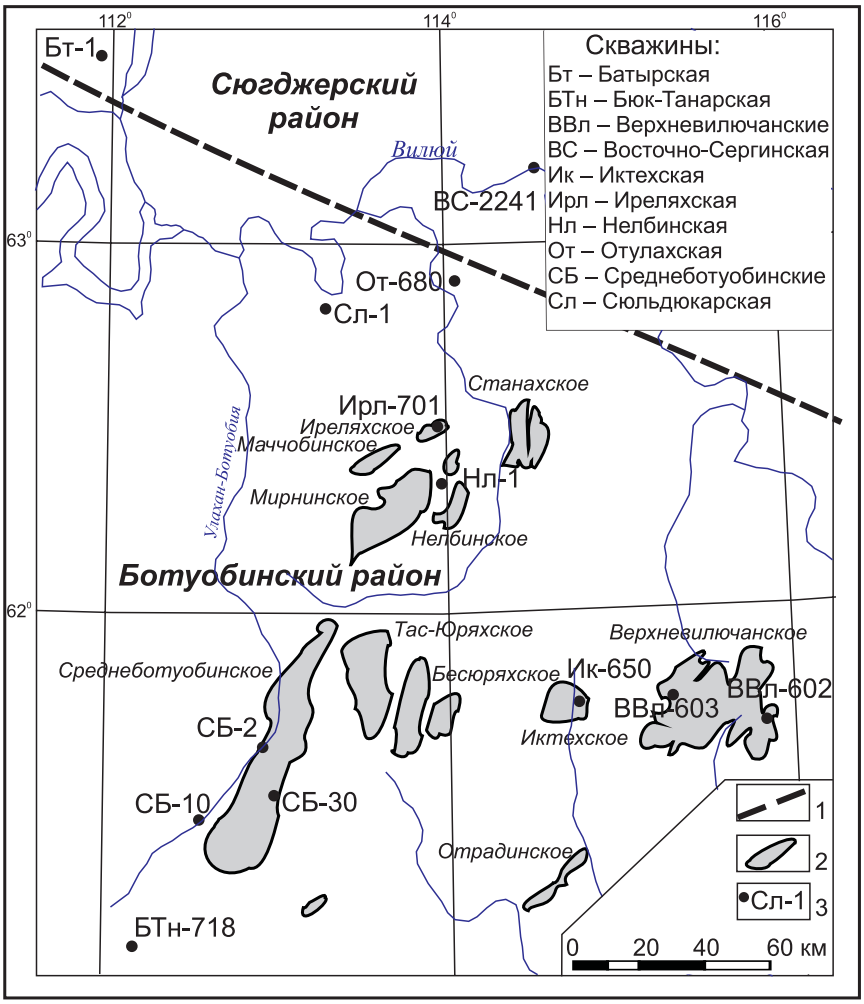


Рис. 1.22. Расположение скважин в центральной части Ботуобинско-Сюгджерской фациальной области

Границы: 1 – фациальных районов кембрия, 2 – месторождения, 3 – скважины

ют из разреза (рис. 1.21, 1.22). Бессолевые возрастные аналоги верхней пачки верхнебилирской подсвиты, юрегинской и нелбинской свит выделяются в *сыгдахскую* свиту, развитую в Илимпейском и Сюгджерском районах (см. рис. 1.15). От подстилающих пород билирской свиты сыгдахская отличается резким увеличением содержания глинистого материала. В нижней части свиту слагают сильно глинистые (до аргиллитов) доломиты с прослоями более чистых доломитов. Вверх по разрезу количество глинистого материала в карбонатных породах постепенно сокращается. В разрезе на-

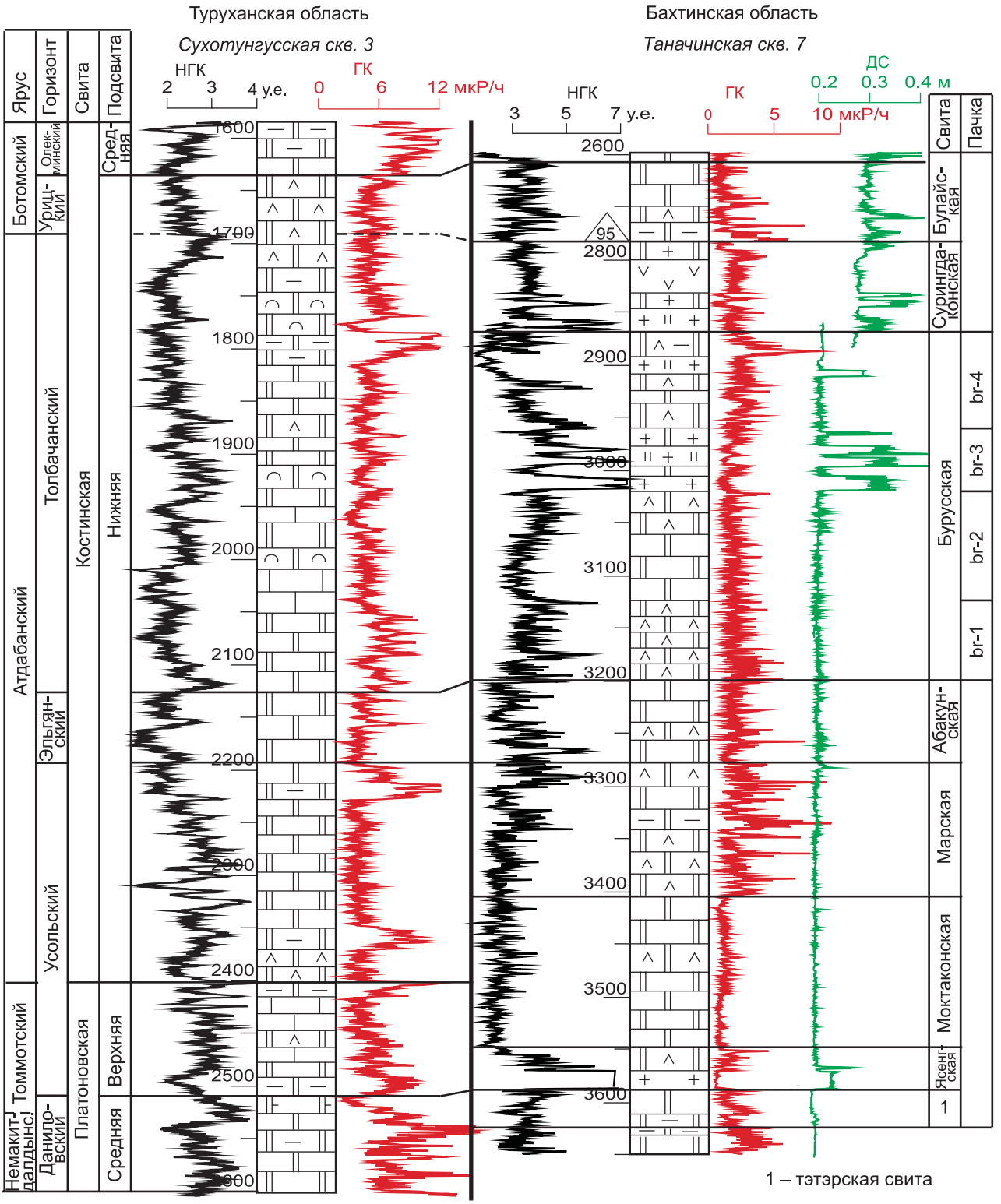


Рис. 1.23. Типовые разрезы томмотского и атдабанского ярусов нижнего кембрия Туруханской и Бахтинской ФО

Усл. обозн. см. на рис. 1.2

чинают преобладать серые доломиты, в которых глинистый материал сосредоточен в прослоях. Мощность свиты составляет 170–290 м. Мощность сокращается в северном направлении.

В Бахтинской фациальной области усольский горизонт составлен ясенгской, моктаконской и марской свитами (рис. 1.23).

Ясенгская свита по положению в разрезе и по литологическому составу является возрастным аналогом нижнеусольской подсвиты [6].

Свита обычно сложена в нижней части пластом каменной соли, а в верхней – пластом доломитов глинистых, ангидритистых. В ряде скважин выше доломитов находится второй пласт каменной соли. Каменные соли серые, доломиты темно-серые до черных. Мощность свиты 28–41 м.

Моктаконская свита согласно залегает на ясенгской и сложена в основном тремя пачками. Нижняя составлена серыми доломитами водорослевыми, с прослоями известняков, известковистых доломитов, ее мощность меняется от 25 до 105 м. Вторая пачка сложена доломитами микрофитолитовыми, мелкокавернозными (мощность 25–65 м), верхняя – доломитами пористыми и кавернозными (мощность 20–90 м). Мощность всей свиты меняется от 80 до 260 м.

Судя по направленности изменения мощностей, по наличию структур облекания в абакунской свите, карбонаты моктаконской свиты образуют амплитудные рифовые органогенные постройки (рис. 1.24, 1.25).

Рифовые постройки моктаконской свиты сложены доломитами мелко- и среднезернистыми, водорослевыми, реже органогенно-обломочными. Вне рифовых построек преобладают доломиты плотные, сульфатные. Мощность свиты в пределах рифов возрастает до 260 м [11, 86].

По этим признакам и по положению в разрезе кембрия моктаконская свита сопоставлена с осинской и верхнебилирской подсвитами Иркутско-Байкитской и Ботуобинско-Олекминской ФО.

Марская свита сложена доломитами с прослоями ангидритов (0,2–0,6 м) и глинистых доломитов (до 0,1 м). Доломиты серые, коричневатые,

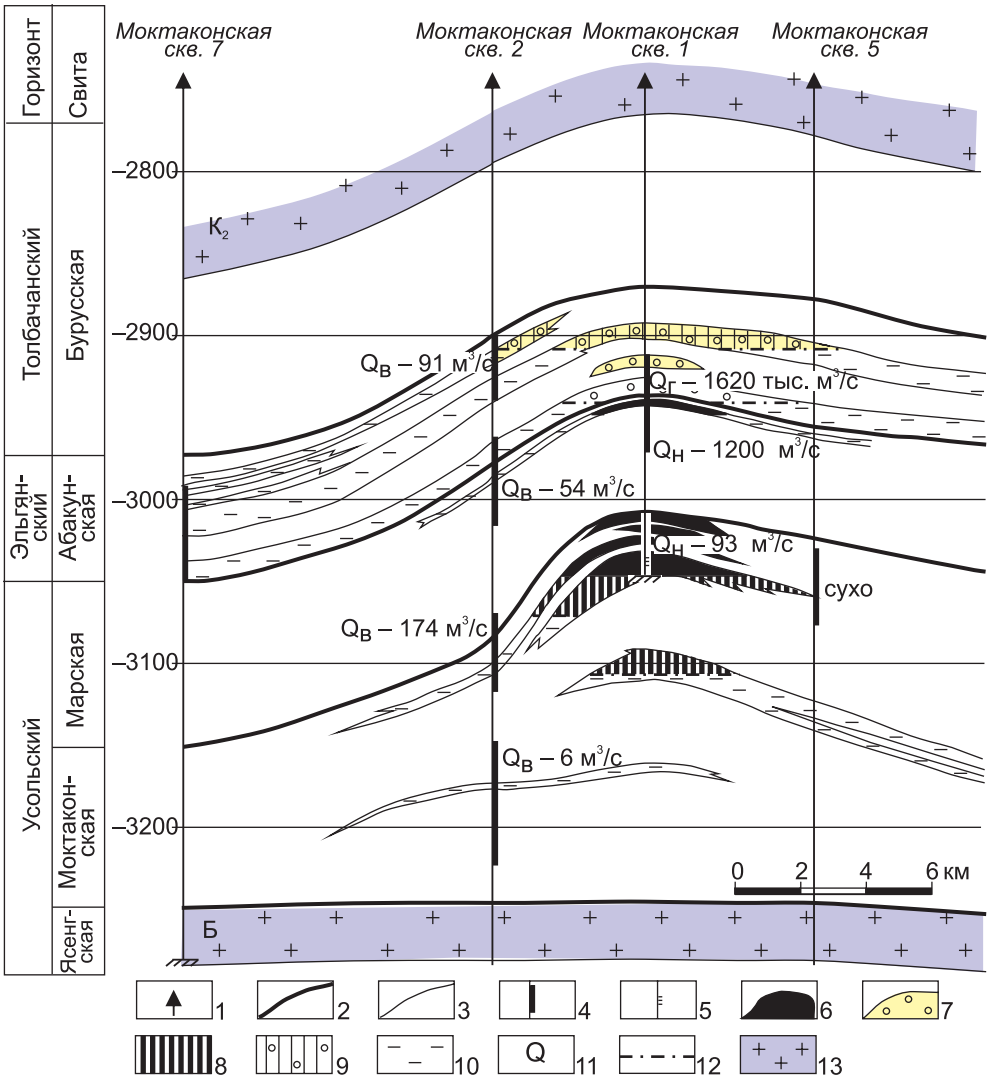


Рис. 1.24. Субмеридиональный геологический разрез органогенной постройки Моктаконского месторождения (расположение скважин см. на рис. 1.25)

1 – скважины; границы: 2 – свит, 3 – коллекторов; 4 – интервалы опробования ИП; 5 – интервал испытания в колонне; залежи: 6 – нефти, 7 – газоконденсата; прогнозируемые залежи: 8 – нефти, 9 – газоконденсата; 10 – пластовые воды; 11 – дебиты: Qв – воды, Qг – газа, Qн – нефти; 12 – газожидкостные контакты; 13 – каменные соли; $К_2$, Б – отражающие горизонты

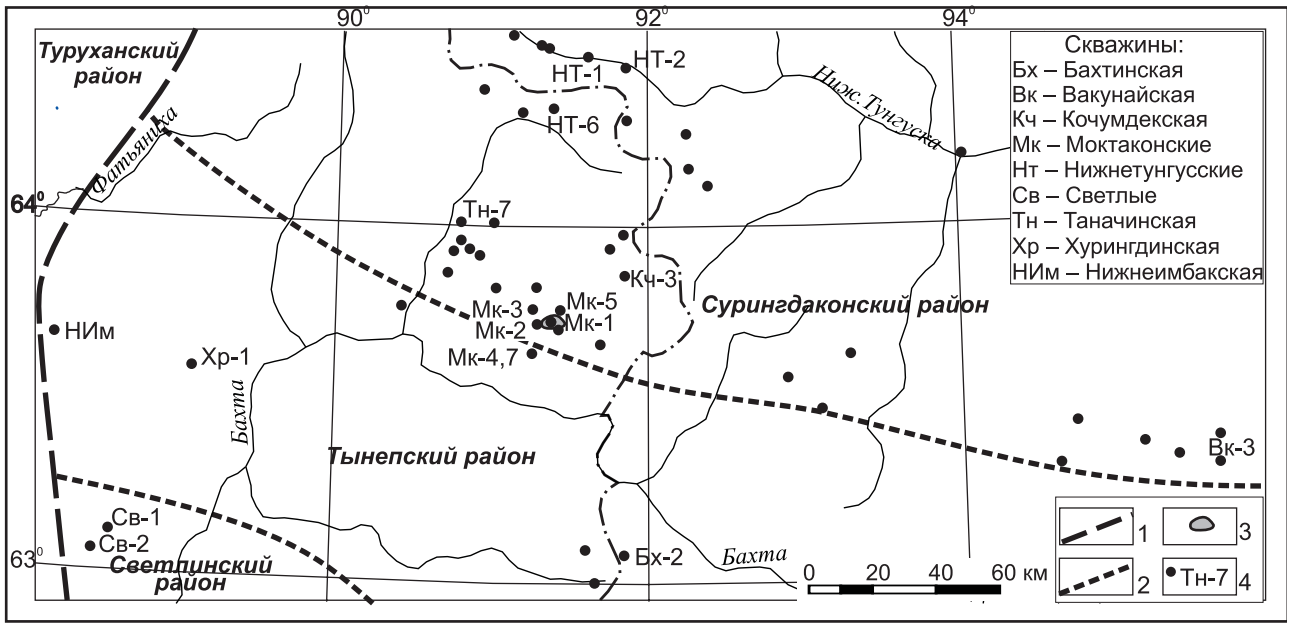


Рис. 1.25. Расположение скважин в Бахтинской фациальной области

Границы: 1 – фациальных областей; 2 – фациальных районов; 3 – Моктаконское месторождение; 4 – скважины

пятнистые и полосчатые, грубослоистые, тонко- и мелкозернистые с включениями ангидрита, желваками кремня. Мощность свиты 60–145 м.

Изменения мощностей марской и моктаконской свит противоположны. В скважинах с большой мощностью моктаконской свиты фиксируется уменьшенная мощность марской свиты, и наоборот (см. рис. 1.24). Очевидно, марская свита компенсирует западины в поверхности рифов моктаконской.

В Туруханской ФО усольский горизонт составлен верхнеплатоновской подсвитой и низами нижнекостинской (см. рис. 1.23).

Низы верхнеплатоновской подсвиты сложены переслаиванием доломитов, доломито-ангидритов. Породы коричневато- и темно-серые, плитчатые, разнозернистые, часты сгустковые доломиты, отмечены трещины усыхания. В верхней части преобладают доломиты с прослоями ангидритов, линзами темно-серых кремней и сантиметровыми прожилками соли.

В верхах подсвиты находится пачка (45–80 м) переслаивания известняков доломитовых и доломитов известковистых, светло-серых, белых и коричневато-серых, плитчатых, разнозернистых, часто пористых, узловато-комковатой текстуры. По литологическому составу пачки верхнеплатоновской подсвиты сопоставляются с ясенгской и моктаконской свитами Суринградаконского ФР Бахтинской области. Мощность подсвиты 95–135 м.

Низы нижнекостинской подсвиты составлены доломитами кремовыми, пластами сахаровидными, брекчиевидными, слабо известковистыми, соленосными, со слоями ангидрита. Эта часть подсвиты сопоставляется с марской свитой Суринградаконского района (см. рис. 1.23).

Эльгянский и толбачанский горизонты

Эльгянский горизонт (средняя часть атдабанского яруса) выделен в объеме эльгянской свиты М. А. Жарковым и В. В. Хоментовским в 1965 г. Стратотип находится на р. Олекма, рядом с устьем рч. Эльгян. Содержит трилобиты родов *Elganellus*, *Malykania*.

Толбачанский горизонт (верхняя часть атдабанского яруса) выделен Н. В. Покровской в 1954 г. в объеме толбачанской свиты [69]. Стратотип находится на р. Лена, в устье р. Толбачан. Содержит трилобиты рода *Bulaiaspis*.

Эти горизонты охватывают второй крупный цикл кембрийской седиментации на юге Сибирской платформы. Эльгянский и нижняя часть толбачанского горизонтов составлены в основном карбонатами, а верхняя часть толбачанского горизонта – солями и карбонатами (см. рис. 1.15).

Стратотипические разрезы этих горизонтов находятся в северо-восточной части Восточно-Сибирского соленосного бассейна, где выделены одноименные свиты (Ботуобинско-Сюгджерская ФО). На северо-западе бассейна (Бахтинская ФО) с эльгянской свитой коррелируется абакунская свита, а с толбачанской – бурусская (аналог нижнетолбачанской) и суринградаконская (аналог верхнетолбачанской). В Туруханской ФО к этому

уровню отнесена верхняя часть нижнекостинской подсвиты. В Иркутско-Байкитской ФО весь разрез горизонтов охватывает одна бельская свита, которая в схеме 1986 г. разделена на две литологически различные подсвиты. Нижняя сложена в основном карбонатами, верхняя – чередованием пластов доломитов и каменных солей.

В составе бельской свиты выделено семь пачек [13, 50]. Пачка bls-1 сложена известняками и доломитами. Доломиты преобладают в Байкитско-Катангском районе, но и здесь они чередуются с известняками. В Ангаро-Непском районе преобладают известняки серые и темно-серые с коричневатым оттенком, мелкозернистые, сгустковые, иногда окремненные, оолитовые, микрофитолитовые, массивные, мелкокавернозные, водорослевые. В средней части пачки залегают доломиты глинистые, сульфатоносные, появляются прослои мергелей. На каротажных кривых ГК пачка выделяется от ниже- и вышележащих интервалов низкими значениями в кровле и подошве.

В Присаянском районе возрастные аналоги этой пачки входят в состав пачки us-3-6 усольской свиты. В Ангаро-Непском районе мощность нижней пачки бельской свиты постепенно увеличивается с юга на север с 35–40 до 95 м за счет диахронности нижней границы свиты.

В нижней пачке бельской свиты в керне ряда скважин Непской зоны обнаружены трилобиты родов *Elganellus* и *Malykania*. Эти же роды обнаружены в верхах усольской свиты (пачка us-3-6) в Присаянском и на юге Иркутско-Непского районов. Это позволяет относить пачки bls-1 и us-3-6 к эльгянскому горизонту (см. рис. 1.16).

Пачка bls-2 также сложена карбонатами. В нижней части это известняки и доломиты, в верхней – доломиты. Доломиты светло-серые, серые, известковистые, тонко- и мелкозернистые с прослоями известняков и ангидрито-доломитов. На юге Иркутско-Непского района, в Присаянском и на востоке Байкитско-Катангского в кровле пачки фиксируются два пласта соли мощностью 2–6 м. Мощность пачки меняется с 35 до 95 м.

Пачка bls-3 имеет в основном доломитовый состав. В ее средней части наблюдается переслаивание доломитов с известняками. Известняки и известковистые доломиты темно-серые до черных, доломиты – серые с коричневатым оттенком с прослоями мергелей, ангидритов. Мощность пачки достигает 125 м.

Пачка bls-4 в нижней части сложена глинистыми сульфатоносными доломитами. В средней части преобладают доломиты с прослоями известняков. В Присаянском и Байкитско-Катангском районах пачку bls-4 перекрывает пласт каменной соли мощностью 6–15 м. В подошве этого пласта соли проводится граница между подсвитами бельской свиты в данных районах. Мощность пачки bls-4 составляет 60–110 м.

Пачка bls-5 представлена переслаиванием пластов глинистых доломитов и доломитов. Доломиты серые, коричневатые, иногда известковистые, с включениями сульфатов. Они перекрыты чередованием солей и доломитов пачки bls-6.

В подошве пачки чередования (bls-6) проводится нижняя граница верхнебельской подсвиты в Ангаро-Непском районе. Таким образом, граница между подсвитами бельской свиты фиксируется на двух возрастных уровнях: в середине и в кровле пачки bls-4 в Ангаро-Непском районе, в других районах – в кровле пачки bls-5.

Верхнебельская подсвита разделена на две-три пачки.

Пачка bls-6 в большинстве районов составлена чередованием доломитов с каменной солью. В средней части карбонаты более мощные. Мощность пачки 85–150 м.

В составе пачки bls-7 преобладают доломиты. Пласты соли мощностью 5–10 м приурочены в основном к ее верхней части. Мощность пачки резко увеличивается в Присаянском районе (120–180 м). В остальных районах ее мощность меняется в пределах 40–90 м.

Пачка bls-7 обычно составляет кровлю бельской свиты. Но в Присаянском районе и в юго-западной части Иркутско-Непского района каменные соли распространены вверх по разрезу еще на 35–110 м. Эта часть разреза выделена в пачку bls-8, сложенную в нижней половине доломитами с пластами каменной соли, в верхней – каменной солью с пластами доломита. В других районах этот интервал разреза составляет нижнюю пачку булайской свиты (урицкий горизонт).

В южной части Ангарской зоны верхнебельская подсвита находится на глубинах до 700 м, а соли в ней отсутствуют. Вероятно, здесь имеет место выщелачивание солей инфильтрационными водами.

Эльгянская свита в Ботуобинско-Сюгджерской области уверенно выделяется по литологии и каротажным материалам в разрезах всех скважин (см. рис. 1.15).

Свита сложена доломитами серыми с коричневатым оттенком, тонкозернистыми, неясно-слоистыми и массивными, в той или иной мере

известковистыми, местами слабо ангидритистыми; известняками (в верхней части) коричневато-серыми, тонкозернистыми, массивными и неясно-слоистыми, доломитистыми и доломитовыми, в редких прослоях – слабо глинистыми и ангидритистыми.

Свита достаточно четко разделена на три пачки. Нижняя и верхняя пачки сложены чистыми карбонатами, а в средней преобладают доломиты и слои глинистых доломитов.

Мощность свиты 45–60 м. В таком виде и с теми же мощностями свита прослежена в Сюгджерском и Илимпейском районах.

Толбачанская свита в Ботуобинско-Сюгджерской области по литологическим признакам подразделяется на нижнюю и верхнюю подсвиты. Нижняя представлена только карбонатными породами, а верхняя – сульфатно-карбонатно-галогенными. Соленасыщенность верхней подсвиты постепенно уменьшается в северном направлении по мере приближения к краевому Западно-Якутскому барьерному рифу [12].

Нижнетолбачанская подсвита сложена в целом очень однообразным комплексом пород, среди которых преобладают доломиты серые с коричневатым оттенком, тонкозернистые, слоистые, ангидритистые, в отдельных прослоях известковистые, глинистые. Чередование чистых и глинистых разностей создает ритмичность в строении разреза. Мощность нижнетолбачанской подсвиты 210–235 м.

В верхней половине подсвиты находятся один-два пласта каменной соли светлой, полупрозрачной, мощностью около 7 м. Выше солей в кровле нижнетолбачанской подсвиты залегает пачка доломитов серых, коричневато-серых, тонкозернистых, массивных и тонко-волнисто-слоистых, известковистых до известковых, битуминозных, ангидритистых, глинистых. В верхней части пачки присутствуют прослои водорослевых известковистых доломитов, мелкообломочных доломитов. Мощность пачки около 60 м. Она довольно условно выделяется как атовский возможно нефтегазоносный горизонт.

Верхнетолбачанская подсвита сложена в основании мощными (более 10 м) пластами каменной соли светлой, редко сероватой, крупнокристаллической, полупрозрачной, разделенными пластами (мощностью 3–10 м) доломитов, аргиллитов и глинистых доломитов.

Завершает разрез верхнетолбачанской подсвиты пачка чередования доломитов и аргиллитов. Пласты (один-два) каменных солей мощностью 2–5 м встречаются здесь только в отдельных скважинах.

В южной части Ботуобинского ФР имеются участки, где соли в верхнетолбачанской подсвите отсутствуют. Кровля толбачанской свиты находится на глубинах 500–600 м, где из них произошло вымывание солей инфильтрационными водами. Общая мощность толбачанской свиты обычно меняется от 300 до 400 м.

В Бахтинской области эльгянский горизонт представлен абакунской свитой, а толбачанский – бурусской и суринг даконской (см. рис. 1.23).

Абакунская свита сложена карбонатными породами, в нижней части – черными доломитами известковистыми, микрофитолитовыми, пористыми и кавернозными, в ряде скважин в кровле и подошве пачки вскрыты плотные известняки темно-серые. Средняя часть свиты составлена доломитами серыми, черными, светло-серыми, волнисто-слоистыми, плотными, прослоями глинистыми; верхняя – темно-серыми, черными пористыми и кавернозными доломитами мелко-среднезернистыми с многочисленными линзами, прожилками белого кальцита и известняками темно-серыми, черными волнисто-слоистыми, обломочными и микрофитолитовыми. Мощность абакунской свиты 67–80 м. Пористые доломиты содержат залежи газа в структуре облекания Мактаконского рифа.

Литологический состав свиты (карбонаты), слабая глинистость их в ее средней части, мощность свиты, виды трилобитов – все это позволяет уверенно сопоставлять абакунскую свиту с эльгянской Ботуобинско-Сюгджерской ФО.

Бурусская свита согласно залегает на абакунской. Она сложена в основном ангидритовыми доломитами, реже известняками и солями в южной части Суринг даконского ФР.

Свита разделена на четыре пачки [86]. Нижнюю пачку составляют пласты массивных доломитов темно-серых, черных ангидритистых, слойками глинистых, с желваками кремней и прослои ангидритов белых, серых, черных. Вторая пачка сложена пластами доломитов серых, волнисто-слоистых, полосчатых, возможно водорослевых, плитчатых с желваками кремня и прослоями известняков светло-серых, волнисто-слоистых. В верхней части второй пачки пласты доломитов ангидритистых чередуются с прослоями ангидритов. Третья пачка распространена в центральной и южной частях Суринг даконского района. Она составлена тремя-четырьмя пластами каменной соли, которые разобщены тонкими слоями до-

ломитов (см. рис. 1.23). Мощность солей и пачки в целом возрастает в южном направлении, и в Тынепском фациальном районе она увеличивается до 150 м. Четвертая пачка сложена чередованием пластов доломитов и известняков. Мощность бурусской свиты увеличивается с севера на юг от 280 до 480 м за счет солей четвертой пачки. По литологическому составу, положению в разрезе и, частично, по видам трилобитов свита является возрастным аналогом нижнетолбачанской подсвиты Ботуобинско-Олекминской области.

Сурингдаконская свита согласно залегает на бурусской и сложена чередованием пластов каменной соли и доломитов, в нижней части – мощными пластами доломитов, которые разобщены тонкими слоями каменной соли. Средняя часть составлена пластами каменной соли и доломито-солевых пород, разделенными тонкими слоями или прослоями доломитов. В верхней части свиты преобладают доломиты светло-серые, мелкозернистые, ангидритистые, часто засолоненные, разделенные двумя пластами соли.

Мощность сурингдаконской свиты 115–155 м. В свите обычно фиксируются интрузии долеритов (см. рис. 1.23). По литологическому составу и положению в разрезе кембрия она сопоставляется с верхнебельской и верхнетолбачанской подсвитами.

В Туруханской области с бельской свитой сопоставлены верхние две трети нижней подсвиты костинской свиты (см. рис. 1.23). В средней трети подсвита сложена доломитами белыми с желтоватым и кремовым оттенком, разнозернистыми, кремнистыми, слоями пористыми, часто песчаниковидными. Верхняя треть подсвиты сложена доломитами сульфатоносными светло-серыми с кремовым оттенком, плотными. Мощность нижней подсвиты меняется от 490 до 600 м.

Следующий булайско-ангарский регоцикклит охватывает ботомский ярус и чарский горизонт тойонского.

Ботомский ярус, урицкий и олекминский горизонты

Урицкий горизонт выделен в объеме нижней части олекминской свиты В. В. Хоментовским и Л. Н. Репиной [101]. Стратотип находится на правом берегу р. Лена, ниже пос. Урицкое. Содержит трилобиты родов *Tungusella*, *Chondrinouyina*, *Tarynaspis*; соответствует низам ботомского яруса.

Олекминский горизонт выделен Н. В. Покровской [69] в объеме олекминской свиты. Объем горизонта уменьшен за счет выделения нижней части в самостоятельный урицкий горизонт [101]. Охватывает среднюю и верхнюю части олекминской свиты. Стратотип находится на р. Олекма. Содержит разнообразный комплекс трилобитов, характерны роды *Jakutus*, *Bathyuriscellus*. Соответствует остальной большей части ботомского яруса.

Урицкий и олекминский горизонты сложены в основном карбонатными породами. Они составляют основание следующего крупного цикла седиментации, верхняя часть которого – это соленосная толща чарского горизонта. В Туруханo-Иркутско-Олекминском регионе карбонаты урицкого и олекминского горизонтов выделения в булайскую и олекминскую свиты (рис. 1.26).

Булайская и олекминская свиты делятся на две подсвиты. Нижние подсвиты (урицкий горизонт) обычно представлены глинисто-ангидрито-доломитовыми породами, а в Присаянском ФР и в западной части Ангарской зоны в нижней половине – доломитами с пластами каменной соли, а в верхней – каменной солью с пластами доломита. Такие отложения отнесены к верхнебельской подсвите. Мощность урицкого горизонта 40–110 м. Верхние подсвиты (олекминский горизонт) сложены однородными доломитами и известняками светло- и темно-серого до черного цвета, тонко-мелко-, иногда среднезернистыми, битуминозными, массивными, мелкопористыми, кавернозными с желваками черного кремня.

В Ботуобинском районе известняки почти нацело слагают верхнюю половину подсвиты, а в Сюгджерском районе – всю верхнеолекминскую подсвиту. Они серые, коричневато-серые, тонкозернистые, водорослевые, часто битуминозные и нефтенасыщенные. Мощность верхнебулайской и верхнеолекминской подсвит составляет 75–125 м и только на участках некомпенсированного опускания в юго-западной половине Непской зоны уменьшается до 45 м. Общая мощность булайской свиты составляет 80–155 м, олекминской – 90–125 м.

В Тынепском ФР Бахтинской области булайская свита представлена средней и нижней частями, верхняя здесь отсутствует. Мощность свиты уменьшается со 135–145 м до 105 м. Судя по резкому сокращению мощностей вышележащих отложений тойонского яруса (рис. 1.27), в Тынепском районе в конце олекминского времени зародился «голодный бассейн», в котором маломощные возрастные аналоги четвертой (верхней) пачки булайской свиты могут находиться в базальном слое бираминской свиты глинистых известняков.

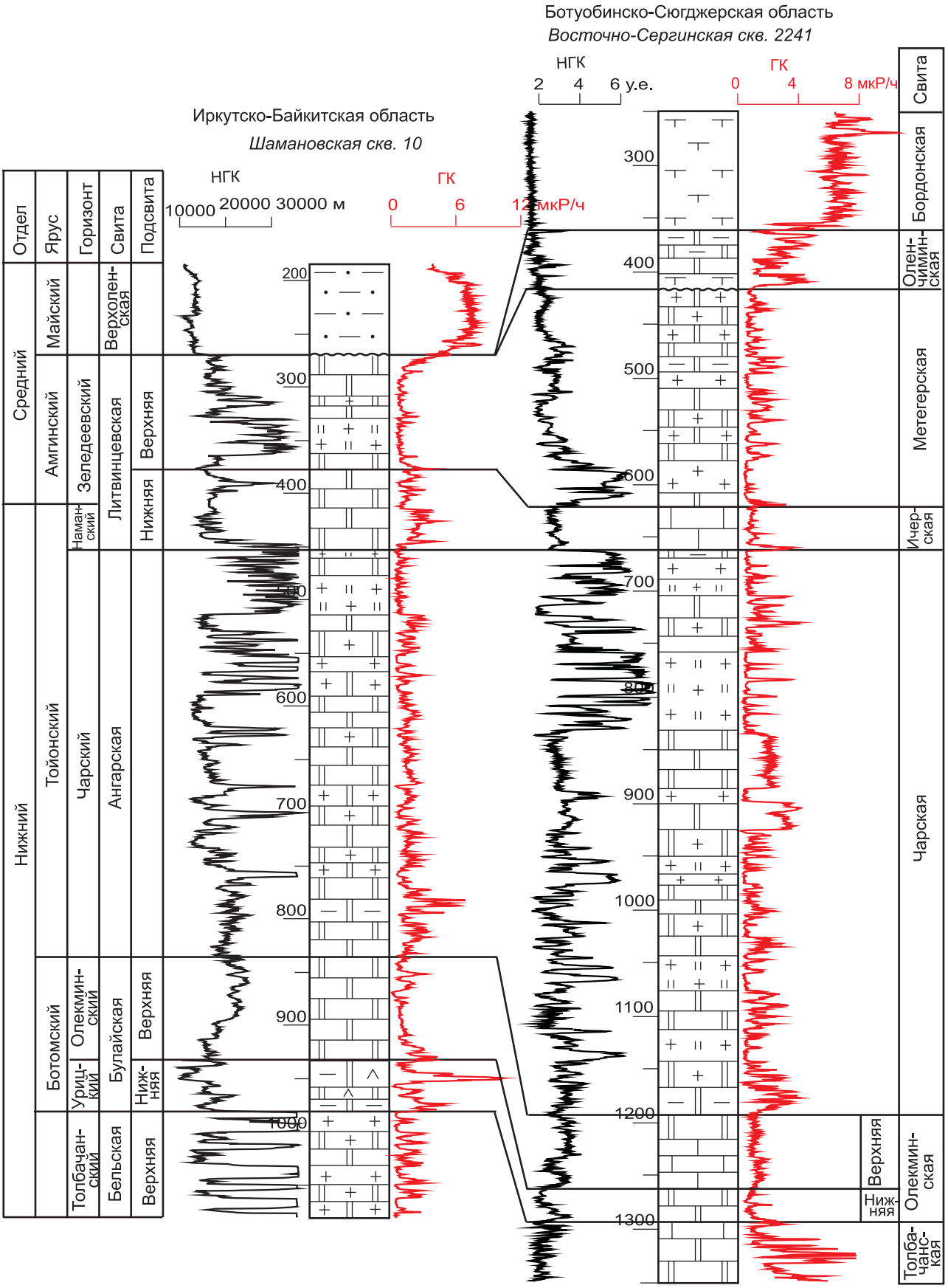


Рис. 1.26. Типовые разрезы ботомского, тойонского, амгинского ярусов Иркутско-Байкитской и Ботуобинско-Сюгджерской областей

Усл. обозн. см. на рис. 1.2

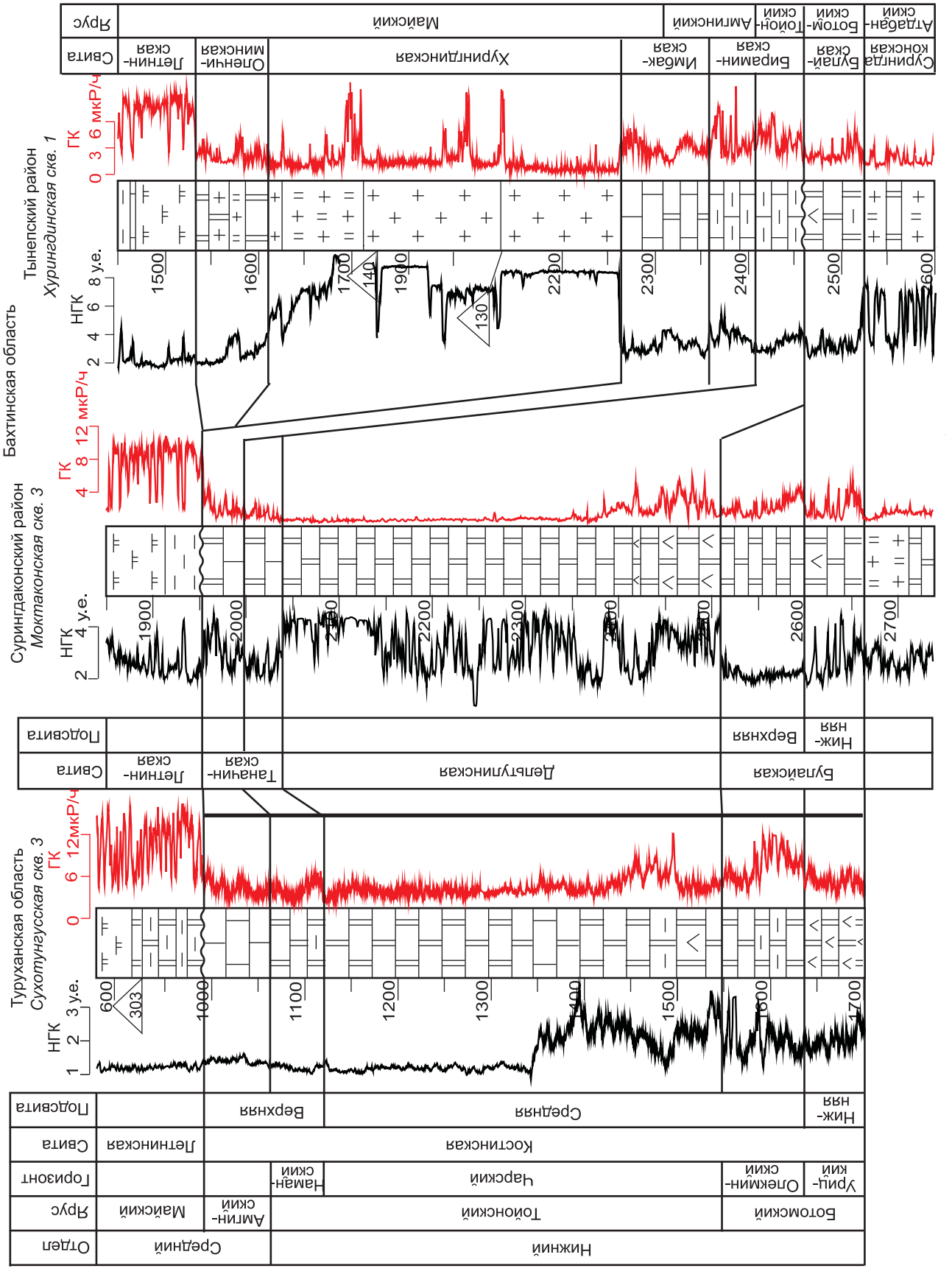

Бахтинская область
Тынепский район
Хурингдинская скв. 1
Суринтдаконский район
Моктаконская скв. 3
Туруханская область
Сухотунгусская скв. 3
ГК
НГК
мкР/ч
у.е.
Ярус
Свита
Подсвита
Горизонт
Отдел
Майский
Амгинский
Тойонский
Ботомский
Урицкий
Олекминский
Чарский
Намаринский
Верхняя
Средняя
Нижняя
Летнинская
Костинская
Средний
Нижний
Хурингдинская
Оленчиминская
Имбакская
Бирамингская
Булайская
Суринтдаконская
Атадабанский
Ботомский
Тойонский
Амгинский
Таначинская
Дельтулинская
Булайская

Рис. 1.27. Типовые разрезы ботомского, тойонского и амгинского ярусов в Туруханской и Бахтинской областях в Суринг даконском и Тынепском районах (расположение скважин см. на рис. 1.25)

Усл. обозн. см. на рис. 1.2

В Туруханской области аналог булайской свиты выделен по каротажу в нижней части среднекостинской подсвиты. Эта часть подсвиты сложена доломитами белыми, кремовыми, разнозернистыми, прослоями известковистыми, кремнистыми, участками кавернозными. Мощность нижней части подсвиты меняется от 125 до 155 м.

Чарский горизонт тойонского яруса

Чарский горизонт выделен В. В. Хоментовским и Л. Н. Репиной [101], в объеме четырех нижних пачек чарской свиты. Позднее М. А. Жарковым и В. В. Хоментовским [21] верхняя пачка была отнесена к наманскому горизонту. Стратотип находится на р. Олекма. Содержит трилобиты родов *Parapoliella* и *Pseudoeteraspis*; соответствует нижней части тойонского яруса.

Чарский горизонт составлен соленосно-карбонатными породами (ангарская и чарская свиты) в Иркутско-Байкитской и Ботуобинско-Сюгджерской областях. Они слагают верхнюю регрессивную половину булайско-ангарского регоциклита. В Бахтинской и Туруханской областях чарский горизонт (дельтулинская свита и верхняя часть среднекостинской подсвиты) сложен доломитами.

Ангарская и чарская свиты (Иркутско-Байкитская и Ботуобинско-Сюгджерская области) сложены соленосно-карбонатными отложениями (доломитами, известняками, каменной солью с прослоями ангидритов, доломито-ангидритов, аргиллитов, галопелитов). Нижняя граница свит проводится по кровле плотных массивных доломитов и известняков булайской или олекминской свит, верхняя – в подошве 40–50-метровой толщи доломитов нижнелитвинцевской подсвиты или ичерской свиты (см. рис. 1.25).

Доломиты ангарской и чарской свит светло-серые, коричнево-серые, тонкозернистые, ангидритистые, часто водорослевые, с прослоями известняков, слойками ангидритов. Известняки светло-серые, коричневатые, тонкозернистые, водорослевые, мелкокавернозные, иногда битуминозные с прослоями доломитов и включениями кремня.

Ангарская и чарская свиты разделены на семь пачек (рис. 1.28) [13, 17, 45, 106].

Нижняя пачка сложена в основном доломитами, участками глинистыми, известковистыми, слоями ангидрита и каменной соли. Каменная соль присутствует в основании пачки в Присаянском районе и на Братском выступе в Ангарской зоне. В ряде участков Непской зоны отложения пачки имеют небольшую мощность или совсем не фиксируются. Здесь же уменьшена мощность булайской свиты. Это позволяет сделать вывод о существовании некомпенсированных прогибов, в которых накопление осадков шло с очень медленной скоростью. Мощность пачки составляет 45–130 м, а в зонах некомпенсированных прогибов Непской зоны – 0–35 м.

Вторая пачка сложена в нижней части мощными пластами каменной соли с прослоями доломитов, а в верхней – доломито-ангидритами, затем доломитами, переходящими выше в известняки. В южной части Ангарской зоны разрез пачки полностью сложен доломитами. В юго-западной части Непской зоны протягивается полоса увеличенных мощностей и соленасыщенности нижней части пачки. В этой полосе соли заполняют некомпенсированный прогиб конца булайского – начала ангарского времени. В ее наиболее соленасыщенных участках расположены пласты калийных солей [64]. Мощность пачки 50–95 м, а в зонах компенсации прогибов – 145–210 м.

Третья, четвертая и пятая пачки сложены в нижних частях каменной солью с прослоями доломита, а в верхних – доломитами, переходящими в известняки. Мощности солей и в целом пачек резко увеличены в Присаянском районе до 90–150 м. В остальных районах мощность их 35–120 м.

В Богучанской зоне Присаянского района отложения пятой пачки размыты, здесь на карбонатах четвертой пачки залегают красноцветы верхоленской свиты.

Шестая пачка сложена двумя мощными пластами каменной соли и одним пластом доломита в средней части. В Ангарской зоне верхний пласт каменной соли размыт, выше залегает литвинцевская свита. В Ковинской зоне Присаянского района на шестой пачке залегает верхоленская свита. Полная мощность пачки составляет 70–110 м.

Верхняя седьмая пачка фиксируется только в Непской зоне и в Сюгджерском районе. В основании она сложена доломитами, в верхней части – каменной солью. Мощность пачки меняется от 50 до 85 м.

Мощности ангарской и чарской свит меняются в скважинах от 330 до 520 м.

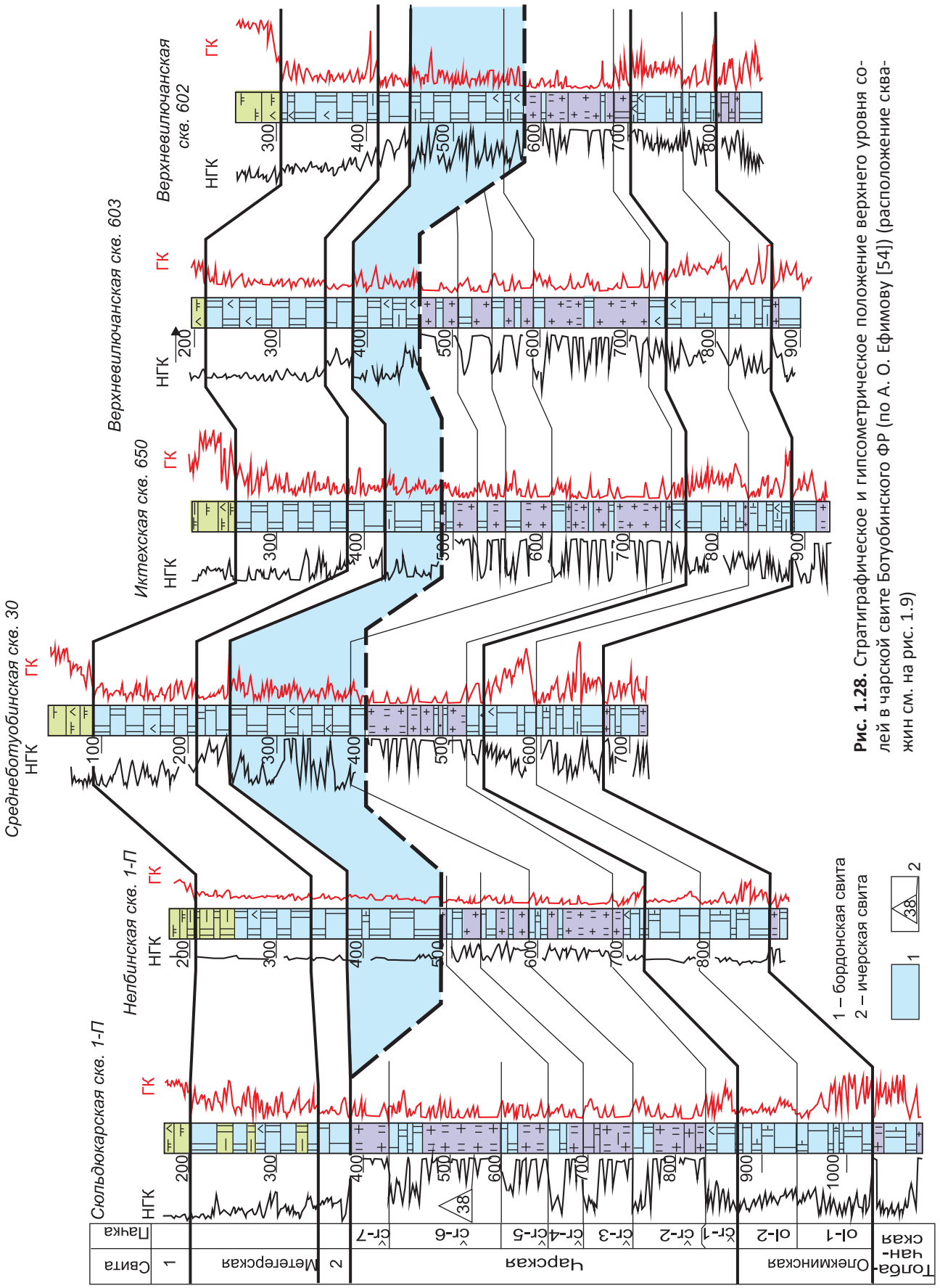


Рис. 1.28. Стратиграфическое и гипсометрическое положение верхнего уровня солей в чарской свите Ботуобинского ФР (по А. О. Ефимову [54]) (расположение скважин см. на рис. 1.9)

Чарская свита в стратотипических разрезах в обнажениях сложена в основании известково-доломитовой брекчией, в остальной своей части – известняками, доломитами и сульфатами. Породы коричневато-серого цвета. Мощность свиты 170–180 м.

По результатам нефтегазопоискового бурения замещение соленосных отложений ангарской, чарской свит на бессолевые происходит постепенно по мере уменьшения глубин их залегания. Сначала соли исчезают из верхних частей свит, затем из средних и в последнюю очередь из нижней. При этом глубины до поверхности соли колеблются в пределах от 400 до 500 м на Непской зоне и в Ботуобинском районе и от 200 до 300 м в Сюгджерском районе. Такая зависимость позволяет заключить, что различные стратиграфические уровни положения верхов соли в ангарской и чарской свитах являются результатом их выщелачивания подземными водами (см. рис. 1.28). Очевидно, разрез стратотипа чарской свиты выщелочен от пластов солей. В результате выщелачивания мощных солей из второй пачки возникла известково-доломитовая брекчия основания чарской свиты, а при выщелачивании соли из остальных пачек – пласты известково-сульфатно-доломитовых пород верхней части чарской свиты. Следует добавить, что мощности чарской свиты в стратотипе близки мощностям сульфатно-карбонатных частей ангарской, чарской свит в скважинах.

В Бахтинской области бессолевой аналог ангарской свиты выделен в дельтулинскую свиту в Суринг даконском и Светлинском районах. В Тынепском районе возрастным аналогом дельтулинской свиты является базальная часть маломощной толщи глинистых известняков бираминской свиты (см. рис. 1.27).

Дельтулинская свита [6] представляет собой мощную рифогенную толщу доломитов, в которой есть прослои сульфатов, сульфатных доломитов и известковистых доломитов. Доломиты светло-серые, серые, мелкозернистые, волнисто-слоистые, водорослевые, мелкокавернозные, пористо-кавернозные вплоть до губчатости. Участками доломиты плотные с линзами белого ангидрита. Мощность свиты – 360-455 м. Мощность увеличивается к южной границе Суринг даконского фациального района, где дельтулинская свита составляет краевую систему рифов (рис. 1.29), отделяющую Туруханскую карбонатную платформу Суринг даконского района от «голодного бассейна» Тынепского ФР [11, 36].

По положению в разрезе дельтулинская свита отвечает тойонскому ярусу нижнего кембрия. Контуры Тынепской впадины и обрамляющих ее краевых прогибов уточнены по сейсмическим данным [97].

В Туруханской области к аналогам чарского горизонта отнесена верхняя часть среднекостинской подсвиты (см. рис. 1.26). Она сложена доломитами белыми, кремовыми, разнозернистыми, кремнистыми, с редкими слоями ангидрита, прослоями известковистыми, кавернозными. Мощность этой части разреза – 380–400 м.

Наманский горизонт тойонского яруса нижнего кембрия

Амгинский ярус
и низы майского яруса среднего кембрия

Четвертый кембрийский этап седиментации охватывает конец раннего кембрия (наманский горизонт), амгинский век и начало майского среднего кембрия (зеледеевский горизонт). В начале этапа формировались карбонатные толщи (ичерская, таначинская свиты, нижнелитвинцевская подсвита, бираминская, имбакская свиты, а в конце – соленосно-карбонатные (метегерская свита, верхнелитвинцевская подсвита, хурингдинская свита). Соли распространены в тех районах, где эти отложения вскрыты на глубинах свыше 500 м.

Бираминская свита в Тынепском районе залегает на булайской свите (см. рис. 1.29, табл. 1.3). Она сложена переслаиванием мергелей черных, глинистых известняков и известняков серых, темно-серых. Мощности слоев 3–5 м. Распространены слойки черных углистых аргиллитов, содержание $C_{орг}$ до 3–10 %. В нижней части свиты обнаружена фауна трилобитов, характерная для еланского горизонта Анабаро-Синского фациального региона (верхняя часть тойонского яруса). Мощность толщи 70–100 м, возраст по определениям трилобитов – тойонский ярус и низы амгинского [48]. Бираминская свита составляет основание Тынепской впадины тойонско-среднекембрийского возраста. (см. рис. 1.29).

Литвинцевская свита в Иркутско-Байкитской области сложена преимущественно карбонатными породами. Каменная соль широко распространена в Байкитско-Катангском районе и на ряде участков Ангарского и Непского. Свита с небольшим размывом залегает на разных уровнях пачки an-6 ангарской свиты. По особенностям литологического состава делится на две подсвиты.

Нижнелитвинцевская подсвита (40–60 м) в нижней части обычно сложена известняками

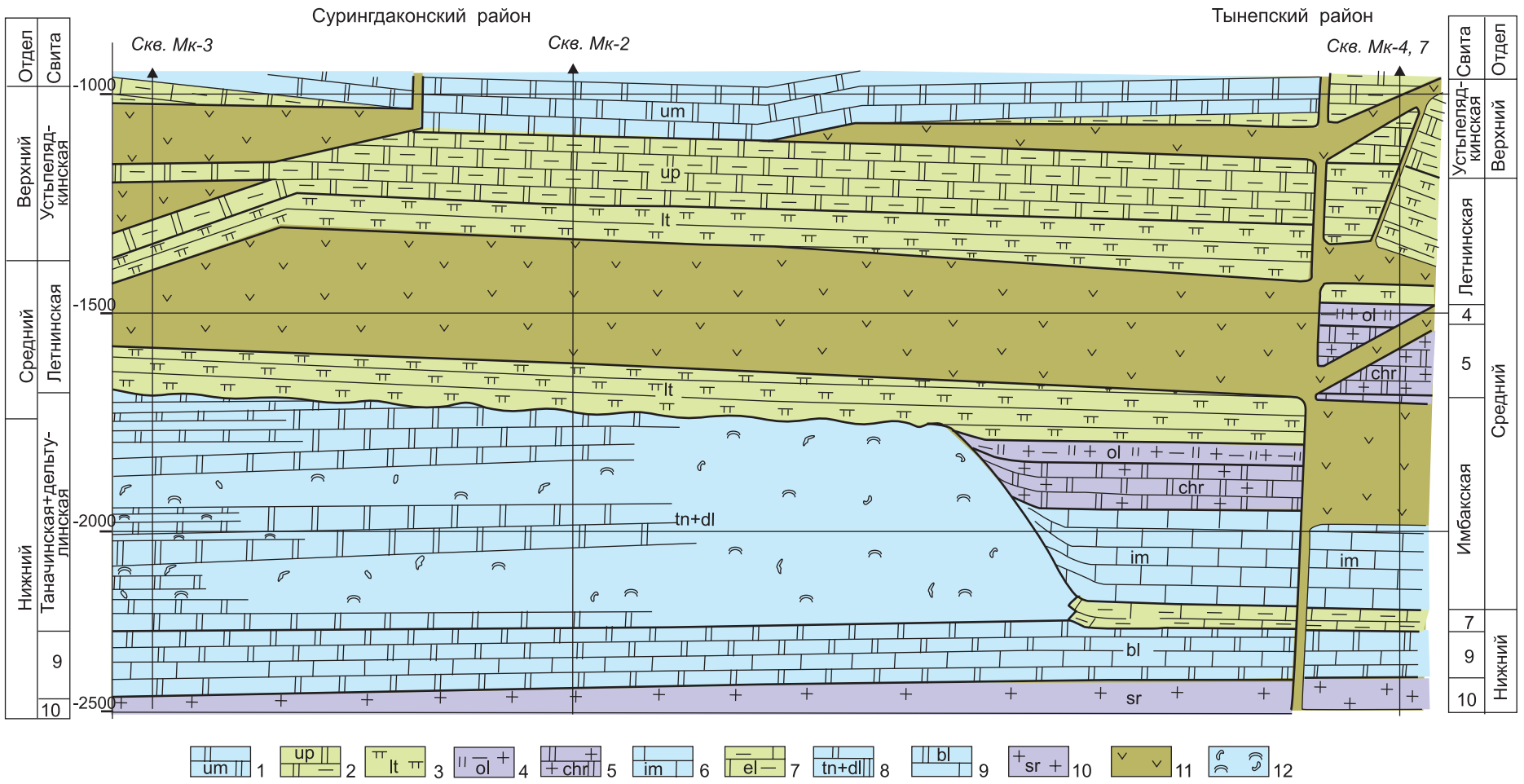


Рис. 1.29. Геологический разрез Таначи-Дельтулинского краевого рифа кембрия (расположение скважин см. на рис. 1.25)

Свиты: 1 – устьмундуйская, 2 – устьпелядкинская, 3 – летнинская, 4 – оленчиминская, 5 – хурингдинская, 6 – имбакская, 7 – бираминская, 8 – таначинская+дельтулинская, 9 – булайская, 10 – суringдаконская; 11 – интрузии долеритов; 12 – кавернозные, пористые органогенные доломиты

Таблица 1.3

Стратиграфическая схема кембрийских отложений Тынепского фациального района

Система	Отдел	Ярус	Горизонт	Интервалы глубин по скв. Нижнеимбакская 219 фауна с дополнением скв. Им-3, УДл-214, Мк-4
Кембрийская	Верхний			Устьмундуйская свита доломиты серые с прослоями мергелей и глинистых доломитов **Скв. Им-3** (инт. 625–819 м) – *Plethopeltoides lepidus* Laz., *Faciura premiera* Ros., *F. infida* Laz., *Densonella siberica* Laz., *Koldinia pusilla* Laz., *Kuraspis acricula* Ros., *K. similis* Chern., *K. antiqua* Ros., *Letniites planus* (Laz.), *Pesaiella perfida* (Chern.) инт. 602–658 м — 56 м
				Устьпелядкинская свита неоднородное переслаивание доломитовых мергелей,глинистых доломитов и доломитов **Скв. Им-3** (инт. 819–1013 м) – *Kuraspis antiqua* Ros., *K.* sp., *Pedinocephalina incerta* Khram. – верхний кембрий инт. 658–953 м — 296 м
	Средний	Майский		Летнинская свита мергели доломитовые красно-бурые, доломиты светло-серые до коричневато-бурых, реже известняки серые **Скв. Им-3** (инт. 1013->1296 м) – *Markhaspis binodaeformis* Ogienko, *M.* sp., *Alakitina* sp. nov.?, *Bolaspidina ? rotunda* Chern. – верхи майского яруса инт. 953–1482 м — 315 м
				Оленчиминская свита Каменные соли, доломиты, мергели инт. 1482–1526 м — 44 м
				Хурингдинская свита каменные соли, доломиты, доломиты глинистые инт. 1526–2196 м — 387 м
		Амгинский		Имбакская свита известняки серые, известняки глинистые **Скв. НИм 219** – *Dorypyge olenekensis* Laz., *Pseudanomocarina plana* Chernysheva, *Acadagnostus fallax* (Linnar.) (инт. 2244–2244,4 м). *Pseudanomocarina plana* Chern., *Acadagnostus fallax* (Linnar.), *Solenopleura patula* Egor. (инт. 2245,1–2256,8 м), *Corynexochus solitus* Egor., *Chondranomocare irbinica* Repina, *Solenopleura granulata* M. Roman., *Pseudanomocarina* sp., *Acadagnostus fallax* (Linnar.), *Dolichometopus perfidelis* Egor. (инт. 2257,1–2263,8 м). **Скв. УДл 214** – *Solenopleura recta* Chern., *Chondranomocare bucculentum* Laz., *Ch. eminens* Chern. и др. (инт. 2253–2276 м). **Скв. МК 4** – *Acadagnostus scutalis* (Salter in Hicks), *Pentagnostus praecurrens* (West.), *Pseudanomocarina plana Chern.* и др.(инт. 2397–2408 м) *Solenopleura urjakhensis* Chern., *Pseudanomocarina plana* Chern., *Triplagnostus praecurrens* (Wgard) (инт. 2397–2400 м) инт. 2196–2296 м — 100 м
				Бираминская свита переслаивание мергелей, глинистых известняков и известняков **Скв. НИм 219** – *Kounamkites* cf. *cornutus* Egorova, *Acadagnostus* ex gr. *fallax* (Linnar.), *A. crassa* (Lerm.), *A. scutalis* (Salter in Hicks), *A.* aff. *recta* (Pokr. et Egor.), *Kolpura* aff. *aculeata* Chern. и др. (инт. 2314,3–2314,5 м);*Chondranomocare bucculentum* Lazarenko,*Ch. irbinica* Repina, *Chondragraulos granulatus* Chern., *Aphoton longus* Chern., *Oryctocephalops frischenfeldi* Lerm., *Oryctocephalites incertus* Chern., *Oryctocephalus reynoldsiformis* Lerm., *Bathynotus kueichouensis* Lu in Wang et al., *Dolichometopus perfidelis* Egor. (инт. 2315,1–2326,0 м); *Paradoxides (Acadoparadoxides) eopinus* I. Solovjev (инт. 2328,8–2333,4 м). **Скв. Мк-4** (инт. 2032–2474 м) – *Neopagetina venusta* Laz., *N. schiskina* Egor., *Bergeroniaspis sp.*, *Edelsteinaspis sp*. – нижний кембрий, тойонский ярус, еланский горизонт инт. 2296–2396 м — 100 м
	Нижний	Тойонский	1 2	
		Ботомский	3 4	Булайская свита доломиты серые, доломиты глинистые, ангидритистые с прослоями известняков инт. 2396–2482 м — 86 м
		Атдабанский	Толбачанский	Сурингдаконская свита каменные соли, доломиты, доломиты глинистые инт. 2482–2695 м — 213 м
				Бурусская свита доломиты, доломиты сульфатоносные, глинистые, каменные соли, инт. 2695–3272 м — 577 м
			Эльгянский	Абакунская свита доломиты серые, темно-серые, доломиты сульфатоносные, доломиты органогенные **Скв. УДл-214** (инт. 3073–3147 м) – *Elganellus elegans* Suv. – атдабанский ярус, эльгянский горизонт инт. 3272–3344 м — 72 м
				В усольском горизонте нижнего кембрия в Нижнеимбакской скв. 219 вскрыта усольская свита. В остальных скважинах Тынепского района вскрыты снизу вверх: ясенгская, моктаконская и марская свиты

Горизонты: 1 – наманский, 2 – чарский, 3 – олекминский, 4 – урицкий

серыми, темно-серыми, средне-крупнозернистыми, в основании наблюдаются тонкие (1,5–2 м) слои песчаников серых, средне-мелкозернистых, кварцевых. В верхней части подсвиты залегают доломиты.

Верхнелитвинцевская подсвита (30–130 м) сложена доломитами светло-серыми, коричневато-серыми, с прослоями красновато-коричневых аргиллитов и серых ангидритов. В Байкитско-Катангском районе пласты доломитов чередуются с каменной солью. Мощность подсвиты до 80–100 м. В западной части района мощность пластов соли достигает 18–40 м, в восточном направлении мощности пластов соли уменьшаются. Соль прозрачная, крупнокристаллическая с редкими слойками зеленоватого галопелита. Мощности разделяющих пласты солей доломитов 2–10 м. Они глинистые, соленосные и сульфатоносные, прослоями оолитовые. Во многих участках Присаянского района подсвита размыта в предверхоленское время [13, 50].

Мощность литвинцевской свиты в Ангаро-Непском районе 35–170 м, в Байкитско-Катангском районе – 80–230 м, в Присаянском – 0–40 м вследствие предверхоленского размыва.

Возрастными аналогами литвинцевской свиты в Ботуобинско-Сюгджерской фациальной области являются ичерская и метегерская свиты, а в Бахтинской, возможно, таначинская.

Ичерская свита относится к наманскому горизонту, а ее верхи – к амгинскому ярусу. Свиту слагают известняки темно-серые до черных, тонкозернистые, неясно-слоистые до массивных, с мелкими линзами кремня, как правило, битуминозные, в нижней половине свиты в различной степени доломитистые. Доломитистые известняки отличаются пятнисто-полосчатой текстурой, в отдельных интервалах появляются мелкие каверны, иногда выполненные черным полувязким битумом.

Ичерская свита является четвертым (верхним) уровнем распространения известняков в разрезе нижнего кембрия. Ее мощность 45–50 м.

Метегерская свита в Ботуобинско-Сюгджерской области сложена доломитами светло-серыми, коричневато-серыми, с прослоями красновато-коричневых аргиллитов и серых ангидритов. В разрезе метегерской свиты имеются пласты каменной соли. Мощность свиты 80–255 м.

Таначинская свита распространена в Сурингдаконском районе Бахтинской области. Она составлена темно-серыми и черными известняками, а в основании – доломитами. Низы свиты сложены доломитами известковистыми, серыми, оолитовыми, обломочными. В основании пачки (мощностью 11–17 м) иногда присутствуют красноцветные мергели, пестроцветные доломиты, в средней части отмечаются известняки серые и темно-серые, мелкозернистые, тонко- и волокнисто-слоистые, водорослевые с прослоями доломитов тонкополосчатых. В известняках обнаружены трилобиты амгинского яруса. Верхняя часть свиты представлена чередованием пластов известняков и тонких слоев доломитов. Известняки серые и темно-серые, тонкозернистые, массивные, тонкополосчатые, водорослевые, прослоями доломитистые. Доломиты серые до черных, тонкозернистые с прослоями и слойками известняков, слойками черных аргиллитов. По всей свите распространены включения, прожилки вторичных кальцита, доломита и ангидрита.

Появление красноцветных мергелей пестроцветных глинистых доломитов может быть показателем перерыва между таначинской и дельтулинской свитами.

Мощность таначинской свиты меняется от 80 до 95 м, возрастая к южной границе Сурингдаконского ФР до 120 м. В крайней южной части, в зоне дельтулинских краевых рифов граница между таначинской и дельтулинской свитами теряется. Видимо, таначинская свита составляет здесь верхние интервалы рифовых построек, увеличивая их мощность до 540–560 м (см. рис. 1.29).

Таначинская свита соответствует нижней половине амгинского яруса [86]. Выше, после перерыва, залегает летнинская свита майского яруса.

В Тынепском районе Бахтинской ФО по находкам трилобитов к верхам амгинского низам майского ярусов отнесена известняковая имбакская свита, а к средней части майского – соленосно-доломитовая хурингдинская (см. табл. 1.3).

Имбакская свита составляет верхнюю часть основания Тынепской некомпенсированной впадины.

В средней части имбакской свиты найдена фауна верхней половины амгинского яруса, а в кровле – верхнего кембрия (см. табл. 1.3) [48]. Известняки серые, темно-серые, волнисто-слоистые, водорослевые. Мощность известняковой (имбакской) свиты 125–210 м.

Результаты сейсморазведочных работ МОГТ в Тынепском фациальном районе показали, что имбакская свита формирует на отдельных участках одиночные рифы [11]. Амплитудная рифовая постройка в толще известняков амгинского яруса

выявлена в бассейне рр. Маршрутная и Большая Фатьяниха. Этот одиночный риф перекрыт соленосно-доломитовой хурингдинской и оленчиминской соленосной свитами.

Имбакская свита, возможно, одновозрастна верхам таначинской и началу майского перерыва Сурингдаконского ФР.

В Туруханской области к амгинскому ярусу отнесена верхняя часть верхнекостинской подсвиты (см. рис. 1.27). Подсвита отличается известковистостью и пористостью пород и составлена переслаиванием темно-серых известняков доломитовых и доломитов известковистых, сульфатоносных, слабо алевритистых, кремнистых. Кровля костинской свиты представлена черными известняками с подчиненными прослоями доломитов. Породы кремнистые, разнозернистые, пористые. Мощность подсвиты 110–160 м.

Верхняя подсвита костинской свиты сопоставляется с таначинской свитой Сурингдаконского района Бахтинской области.

Майский ярус среднего и верхний кембрий

Верхний кембрий и майский ярус среднего кембрия Восточно-Сибирского соленосного бассейна сложен терригенными, терригенно-карбонатными и, реже, соленосно-терригенно-карбонатными породами. В терригенных разрезах зернистость пород уменьшается, а карбонатность последовательно увеличивается в северном направлении. Поэтому в Присаянском и Ангаро-Непском районах Иркутско-Байкитской ФО выделены терригенные верхоленская серия (свита) и илгинская свита, в Байкитско-Катангском районе – глинистые и глинисто-карбонатные оленчиминская и эвенкийская свиты (рис. 1.30), в Бахтинской области – соленосно-доломитовые хурингдинская и оленчиминская свиты, карбонатные и глинистые летнинская, устьпелядкинская и устьмундуйская свиты.

Соленосно-доломитовая хурингдинская свита составлена чередованием пластов доломитов и пачек каменных солей. Соли белые, прозрачные, мощностью 5–80 м. Доломиты серые, прослоями глинистые, соленосные. Мощность толщи меняется от 112 до 120 м. На западе Тынепского ФР в Хурингдинской скважине зафиксирована аномально большая (388 м) мощность соленосно-доломитовой толщи, в которой находятся прослои калийных солей [48].

Хурингдинская свита по положению в разрезе и составу пород может быть скоррелирована с метегерской свитой или верхнелитвинцевской подсвитой, но в этом случае эти подсвиты следует относить к верхам амгинского низам майского ярусов.

В Ботуобинско-Сюгджерской ФО породы среднего – верхнего кембрия представлены бордонской глинистой, оленчиминской, джуктинской и чаргольской глинисто-карбонатными свитами в Ботуобинском и Сюгджерском районах, оленчиминской, эвенкийской свитами – в Илимпейском.

Верхоленская серия в стратотипической местности в Ангаро-Непском районе делится на шесть свит (снизу вверх): осинскую, балаганскую, усть-талкинскую, михайловскую, рютинскую и кардинскую. Осинская свита представлена мергелями доломитовыми, песчаными, загипсованнымие, пестроцветными (120–505 м), залегает на различных горизонтах литвинцевской и ангарской свит нижнего – среднего кембрия. Следующая, балаганская свита сложена мергелями песчаными красноцветными. Вышележащие свиты (усть-талкинская, михайловская и рютинская) представлены преимущественно песчаниками с пластами алевролитов, реже мергелей. Кардинская свита сложена мергелями, аргиллитами, алевролитами известковистыми. На юго-западе Присаяно-Енисейской синеклизы эта часть разреза сложена песчаниками (дзержинская свита). На севере Ангаро-Непского района выделена верхоленская свита, сложенная глинистыми породами (см. рис. 1.29).

Мощность верхоленской серии максимальна в юго-западных частях Присаянского района (1075–1300 м), на юге Ангаро-Непского района уменьшается до 600 м, а на севере – до 400 м.

Илгинская свита залегает на верхоленской и сложена песчаниками и известняками. Песчаники полевошпатово-кварцевые с известняковым цементом, известняки водорослевые, песчанистые. Мощность свиты 30–140 м.

Оленчиминская свита (35-75 м) разделена на две пачки. Нижняя – доломитовые мергели и красные аргиллиты, верхняя – серые, окремненные, битуминозные доломиты. Оленчиминская свита – это своеобразная базальная свита средне-верхнекембрийской красноцветной формации [36]. Остатков фауны в свите не обнаружено. Граница между литвинцевской (метегерской) и оленчиминской свитами проводится по смене засолоненных серых доломитов и солей на красноцветные мергели. Свита распространена в Байкитско-Катангском районе Иркутско-Байкитской области, к северу от него в Тынепском районе Бахтинской области и в Илимпейском, Сюгджерском районах Ботуобинско-Сюгджерской области

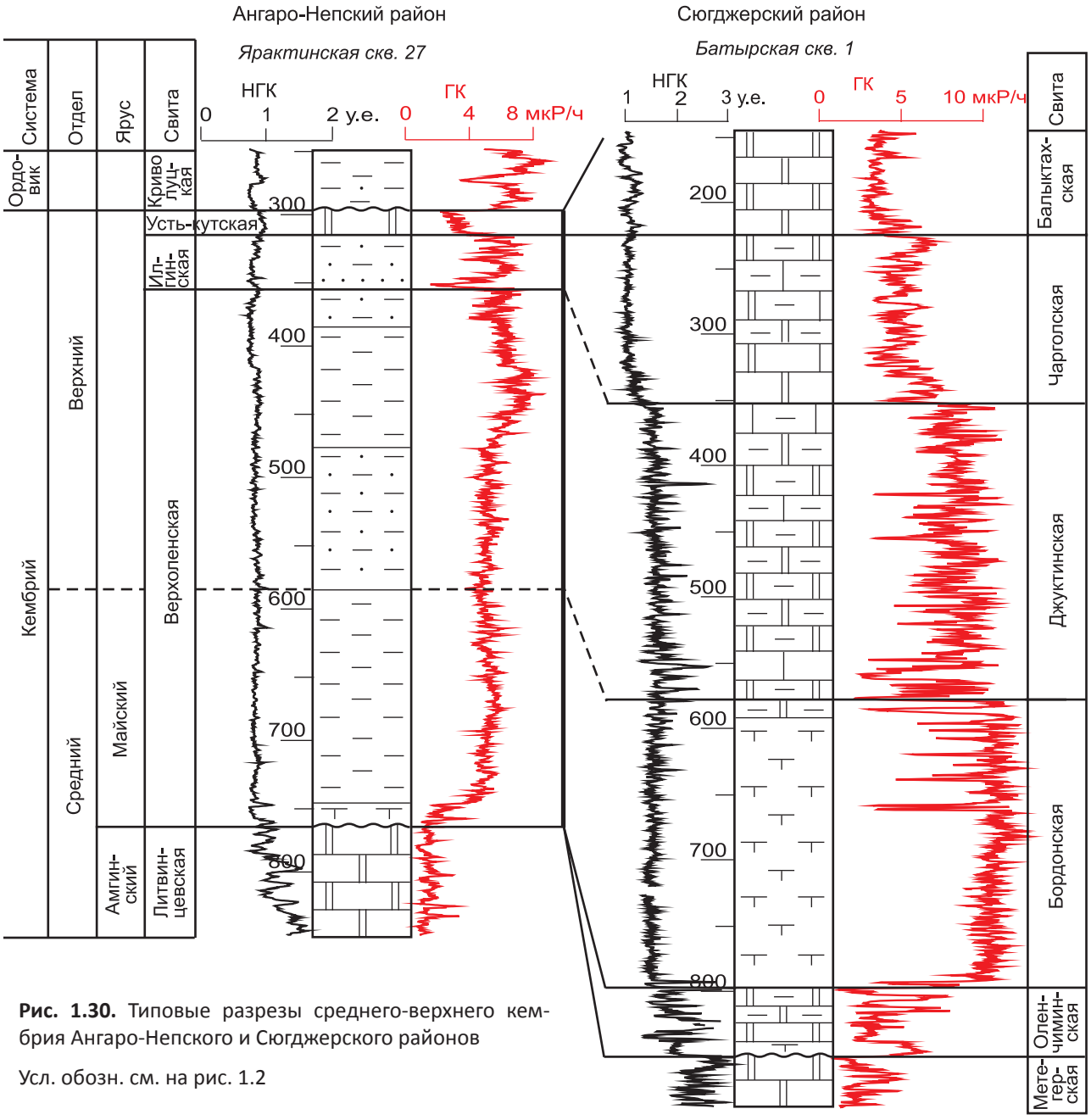


Рис. 1.30. Типовые разрезы среднего-верхнего кембрия Ангаро-Непского и Сюгджерского районов

Усл. обозн. см. на рис. 1.2

(см. рис. 1.30, 1.31). В Присаянском, Иркутско-Непском районах и на юге Ботуобинского в разрезе кембрия нет оленчиминской свиты или ее возрастных аналогов. В Сюгджерском районе и на севере Ботуобинского оленчиминскую свиту ранее [72] не выделяли, включая интервал разреза в верхнюю часть метегерской свиты. В литературе он получил название «подкрасноцветная пачка».

Оленчиминская свита формировалась после длительного перерыва. Она с размывом залегает на разных слоях литвинцевской (см. рис. 2.12) и метегерской свит, выше согласно залегает эвенкийская или летнинская.

Эвенкийская свита выделяется в пределах Байкитско-Катангского и Илимпейского районов (см. рис. 1.31). Она разделена на две подсвиты. Нижняя подсвита (220–325 м) сложена в основании пачкой однообразных красных реже зеленых, алевритистых доломитовых мергелей. Мергели часто соленосные, сульфатоносные, песчанистые, с многочисленными слойками серых глинистых доломитов и известняков. Вышележащая пачка имеет более терригенный состав: преобладают доломитистые аргиллиты, алевролиты, мергели, песчаники. Верхняя подсвита по составу более карбонатная (190–205 м) и представлена красноцветными доломитами, доломитовыми мергелями, алевролитами. Мергели вишнево-бурые, пятнами зеленые, алевритовые и песчано-алевритовые, с прослоями аргиллитов, прожилками розового

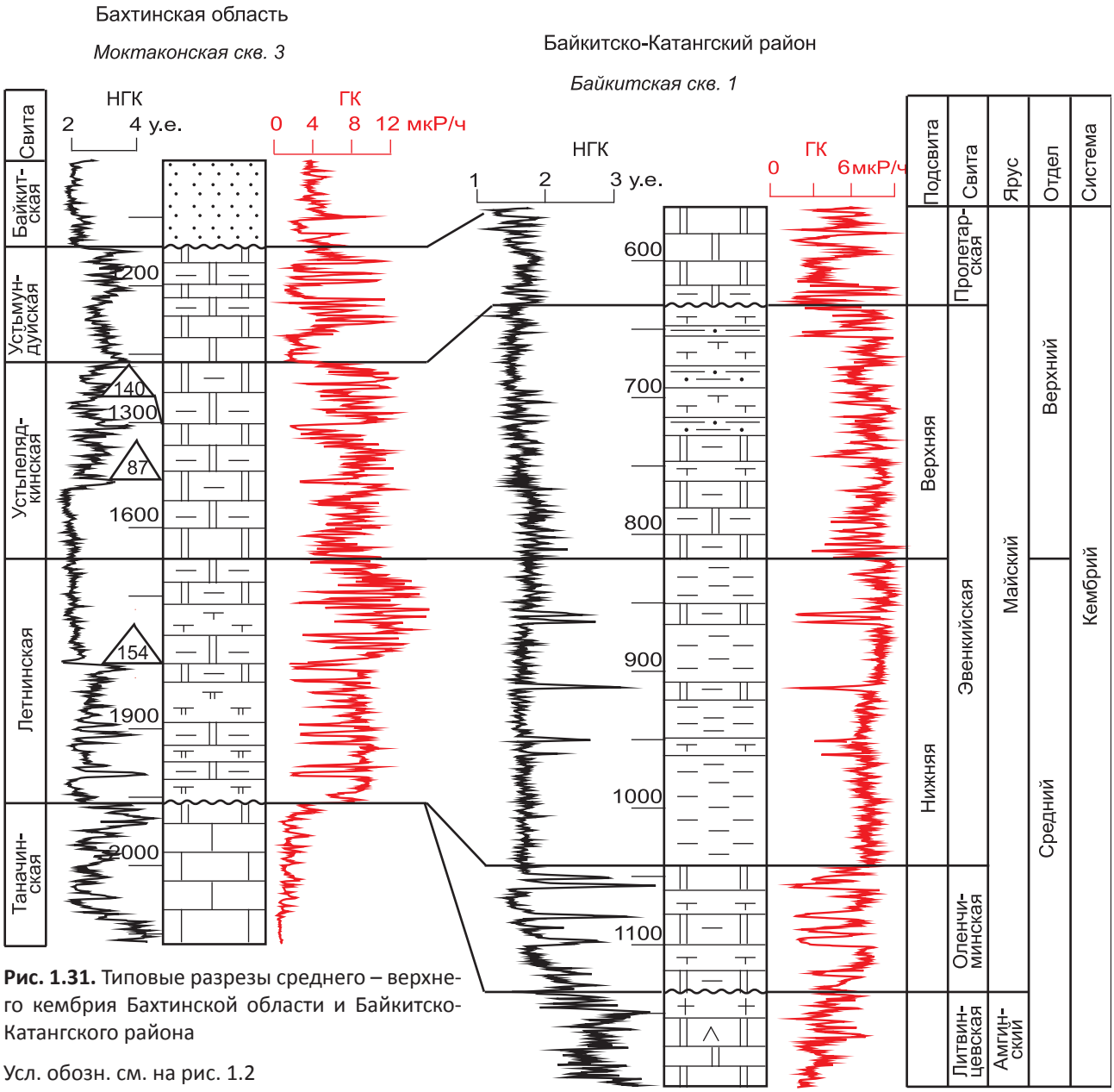


Рис. 1.31. Типовые разрезы среднего – верхнего кембрия Бахтинской области и Байкитско-Катангского района

Усл. обозн. см. на рис. 1.2

гипса. Доломиты пелитоморфные и оолитовые, образуют тонкие (1–2 м) слои среди мергелей.

Полная мощность эвенкийской свиты в Байкитско-Катангском районе составляет 470–510 м.

Нижняя подсвита эвенкийской свиты отнесена к майскому ярусу среднего кембрия, а верхняя – к верхнему кембрию.

В Ботуобинско-Сюгджерской области выделены бордонская, джуктинская и чаргольская свиты (см. рис. 1.30). Мощности средне-верхнекембрийских отложений в разрезах скважин крайне невыдержанны. Максимальные мощности этих отложений (410–560–900 м) находятся в Сюгджерском районе, где на поверхность выходят отложения ордовика (см. рис. 1.30). В Ботуобинском районе распространение и мощности свит являются следствием неравномерного проявления как предъюрского, так и современного размывов.

В сложении *бордонской свиты* участвуют две пачки (снизу вверх): 1) пачка аргиллитов и мергелей серых, синевато-серых, слоистых до тонкослоистых, в отдельных прослоях доломитистых или известковистых, мощность пачки 110–155 м; 2) пачка переслаивания мергелей в основном красновато-коричневых, в тонких прослоях – светло-синевато-серых, комковатых, неясно-слоистых, известковистых, алевритистых и тонких слоев серых тонкозернистых доломитов, в которых встречаются линзовидные стяжения серого кремня, мощность 80–95 м. Общая мощность бордонской свиты в Ботуобинском районе 60–190 м.

Джуктинская свита отличается от подстилающих отложений бордонской свиты увели-

чением количества карбонатов в составе пород. В разрезе свиты преобладает переслаивание слоев доломитов и прослоев аргиллитов. Доломиты светло-синевато-серые, тонкозернистые, глинистые, тонкоплитчатые и тонкослоистые с прослоями известняков и слойками песчаников коричневато-серых, мелкозернистых. Аргиллиты светло-серые с синеватым, желтоватым или зеленоватым оттенками, тонкослоистые, комковатые, содержат гнезда гипса. Сохранившаяся мощность джуктинской свиты в северной части Ботуобинского района составляет 50–100 м, в Сюгджерском районе – 175–440 м.

Чаргольская свита распространена в основном в Сюгджерском ФР. Она сложена чередованием пластов красноцветных мергелей и аргиллитов со слоями серых известняков и доломитов. Распространены прослои алевролитов и песчаников пестроцветных, желваки гипса. Мощность свиты достигает 200 м, увеличиваясь в северном направлении к Западно-Якутскому барьерному рифовому комплексу.

В Бахтинской и Туруханской областях средний – верхний кембрий составлен летнинской, устьпелядкинской и устьмундуйской свитами (см. рис. 1.31).

Летнинская свита сложена чередованием пластов (3–24 м) доломитовых мергелей, аргиллитов с тонкими слоями доломитов или известняков [65]. Доломитовые мергели и аргиллиты вишнево-красные, пестроцветные, тонкослоистые, алевритистые с включениями розового ангидрита. Доломиты известковистые, известняки светло-серые, серые, буровато-серые, глинистые, алевритистые, слоистые, мелко-среднезернистые, с включениями ангидрита.

В основании летнинской свиты фиксируется перерыв в осадконакоплении, который обоснован налеганием разных базальных слоев летнинской свиты на нижележащие породы таначинской, оленчиминской или костинской свит в Сурингдаконском, Тынепском и Туруханском ФР [39, 44].

В Бахтинской области (рис. 1.32) при переходе летнинской свиты в нижнеэвенкийскую подсвиту фиксируются сквозные пачки, состав которых изменяется незначительно. Исключением является только нижняя пачка, мощность которой в Тынепском районе резко (более чем в 2 раза) увеличивается, главным образом за счет появления более древних слоев в основании свиты.

В Байкитско-Катангском районе нижнеэвенкийская подсвита представлена преимущественно мергелями и аргиллитами. Слои карбонатов сохраняются в основаниях пачек (рис. 1.33). Поэтому здесь выделены те же пачки, что и в летнинской свите Тынепского района.

Мощность летнинской свиты меняется от 175 до 290 м, возрастая в направлении с севера на юг и с востока на запад.

Устьпелядкинская свита сложена чередованием пластов карбонатов с тонкими слоями, прослоями глинистых карбонатов и мергелей. Доломиты серые, темно-серые, иногда розовато-серые тонко-среднезернистые, волнисто-слоистые, иногда водорослевые, алевритистые, часто глинистые, ангидритистые. Известняки серые, тонко-среднезернистые, доломитистые и доломитовые, водорослевые. Мергели темно-серые, зеленовато-серые, доломитовые, алевритистые.

Мощность устьпелядкинской свиты меняется от 140 до 310 м, максимальна она на юго-западе Сурингдаконского ФР.

Устьмундуйская свита завершает разрез кембрия в Туруханской и Бахтинской ФО.

В стратотипе устьмундуйской свиты на р. Курейка по фаунистическим остаткам к кембрию отнесена ее нижняя часть общей мощностью 150 м. В пределах Туруханской и Бахтинской областей в результате предсреднеордовикского размыва сохранилась нижняя часть свиты.

В составе устьмундуйской свиты преобладают доломиты красновато-коричневые, коричневато- и сиренево-серые, тонко-среднезернистые, алевритистые с гнездами ангидрита, с прослоями мергелей доломитовых, темно-коричневых, серых, зеленовато-серых, тонкослоистых и известняков пестроцветных, прослоями глинистых.

Сохранившаяся мощность устьмундуйской свиты в Бахтинской области меняется от 55 до 120 м. Только в северо-восточной части района фиксируется полная мощность – 210–280 м. Граница кембрия и ордовика была проведена в устьмундуйской свите на условном уровне в 150 м выше ее основания. В современной трактовке вся устьмундуйская свита относится к кембрийской системе.

Вновь установленные и упраздненные местные стратиграфические подразделения кембрия

Местные подразделения в основном сохранены в данной схеме из стратиграфических схем 1979 и 1986 гг. Ниже перечислены изменения, внесенные в стратиграфическую схему кембрия после 1986 г. Эти изменения рассмотрены в книге [36].

Для нижнего кембрия Бахтинской области упразднена кочумдекская свита, а составляющие

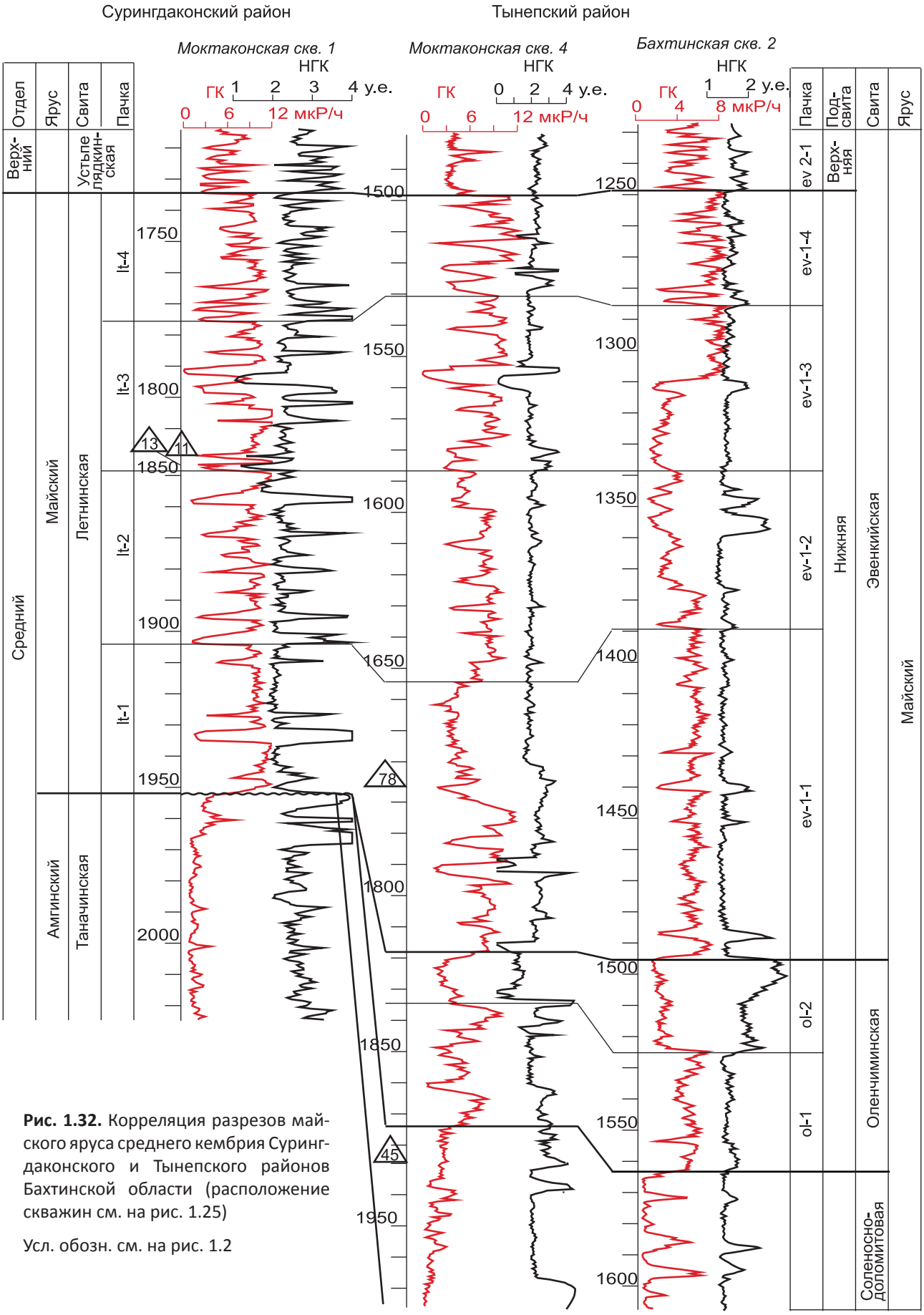


Рис. 1.32. Корреляция разрезов майского яруса среднего кембрия Сурингдаконского и Тынепского районов Бахтинской области (расположение скважин см. на рис. 1.25)

Усл. обозн. см. на рис. 1.2

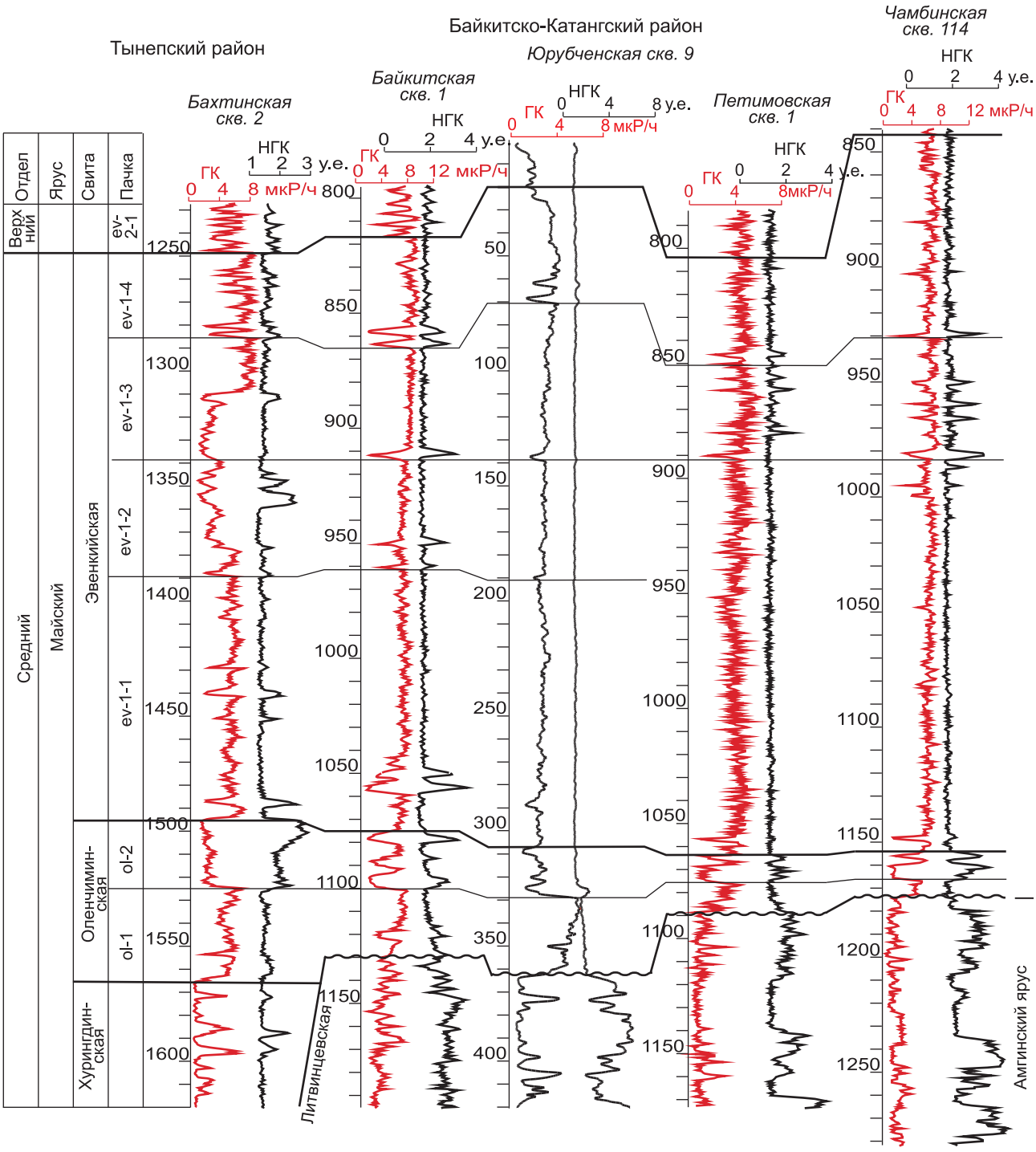


Рис. 1.33. Корреляция разрезов майского яруса среднего кембрия Тынепского и Байкитско-Катангского районов

ее литологически различные подсвиты (ясенгская, моктаконская, марская и абакунская) переведены в ранг свит. Ясенгская свита соленосная, по строению и по залеганию на тэтэрской свите она является возрастным аналогом нижнеусольской подсвиты. Вышележащая моктаконская свита доломитового состава – возрастной аналог среднеусольской (осинской) подсвиты. Абакунская свита, в которой найдены трилобиты эльгянского горизонта, является возрастным аналогом эльгянской свиты. Следовательно, марская свита по положению в разрезе (между моктаконской и абакунской свитами) – аналог верхнеусольской подсвиты.

В Байкитской зоне изменен объем оленчиминской свиты. Ее нижняя часть в схеме 1986 г. была скоррелирована с литвинцевской свитой. Изменение объема стало возможным по результатам бурения ряда новых скважин, расположенных цепочкой от Собинских и Ванаварских

скважин на Катанской седловине до западной окраины Байкитской антеклизы. По этим скважинам везде прослежена литвинцевская свита. Верхняя часть оленчиминской свиты 1986 г., составленная чередованием слоев серых доломитов и коричневых мергелей, выделена в настоящей схеме в оленчиминскую свиту майского яруса. Свита прослежена в Байкитско-Катангском районе Иркутско-Бахтинской области и в Ботуобинско-Сюгджерской области.

В эвенкийской свите Байкитско-Катангского района выделены две подсвиты. Нижняя мергельная соответствует таковой в схеме 1986 г. (майский ярус среднего кембрия). Верхняя (чередование пачек мергелей и слоев доломитов) соответствует средней и верхней подсвитам схемы 1986 г. (верхний кембрий).

В Нижнеангарской зоне разрезы свит кембрия в скважинах расчленяются по стандарту Иркутско-Байкитской области (усольская, бельская, булайская, ангарская и литвинцевская свиты). В обнажениях здесь выделены другие свиты (клименская, агалевская и зеледеевская). Поэтому для Нижнеангарской зоны в схеме (см. прил. 2) приведены два столбца – для обнажений и для скважин.

В Тасеевской, Богучанской и Нижнеангарской зонах в усольской свите нет карбонатной среднеусольской подсвиты. Этот интервал составлен двумя слоями доломитов, разделенными мощной пачкой каменных солей. Выше и ниже находятся такие же слои и пачки карбонатов и солей. Поэтому в данных зонах усольская свита не разделена на подсвиты.

Глава 2. РЕГИОНАЛЬНЫЕ ПЕРЕРЫВЫ В ОСАДКОНАКОПЛЕНИИ

Выделение перерывов, оценка амплитуд размывов в разрезах чехла Сибирской платформы началось совместно с началом поисков залежей нефти и газа. Первые итоги этой работы обобщены в книге «Геология нефти и газа Сибирской платформы». В ней были выделены предвендский длительный перерыв и предсреднемотский (предданиловский) перерыв, что обосновано размывами подперерывных образований, залеганием надперерывных свит на отложениях фундамента, рифея, нижних свитах венда [13].

Перерывы в осадконакоплении являются составной частью последней стратиграфической схемы венда Сибирской платформы [72]: предвендский (основной), предтирский и предданиловский. На схеме отражены сведения о выделении перерывов в осадконакоплении, приведенные в работах В. Н. Авдеевой, В. Н. Воробьева, В. Н. Городничева, В. В. Граусман, В. П. Жерновского, Н. В. Мельникова, Я. К. Писарчик. И. Е. Постниковой, Г. Г. Шемина. Ряд крупных перерывов выявлен при анализе строения регоциклитов (А. В. Владимиров, Ю. Н. Карогодин, А. С. Медведский, Н. В. Мельников, Г. Г. Шемин). Но обоснование перерывов в осадконакоплении приведено лишь в единичных публикациях [9, 36, 39, 40, 43, 50, 55, 107].

Доказано место нахождения перерывов в разрезе ряда участков: в Юрубчено-Тохомской зоне (ЮТЗ) на Камовском своде Байкитской антеклизы [35] в зоне сочленения антеклизы с Ангарской зоной складок, в Собинско-Пайгинской зоне на Катангской седловине [43], на Верхнечонском месторождении в Непско-Ботуобинской антеклизе [9, 107].

В вендском и кембрийском периодах значительную часть времени занимали разноранговые перерывы в осадконакоплении. Но на стратиграфических схемах венда обоснованно выделены только те из них, которые сопровождались размывом нижележащих слоев, пачек, свит. Такие размывы выявлены методами детальной корреляции разрезов скважин, а именно при расчленении разрезов на пачки и слои по керну и преимущественно по каротажу.

Методические приемы детальной корреляции разрезов скважин до уровня пачек и слоев основаны на использовании комплекса видов каротажа, в первую очередь гамма- и нейтрон-гамма-каротажа (ГК, НГК). Дополнительно применяются акустический (АК), боковой (БК) каротаж, замер диаметра ствола (ДС) скважин. Этого обычно достаточно для литологического расчленения разрезов свит на слои и пачки и их прослеживания на изучаемой территории [39]. В разрезе по каротажному материалу наиболее рельефно проявляются слои карбонатов, мергелей, ангидритов, доломитов, долеритов, радиоактивных песчаников. Как правило, слои этих пород обеспечивают представление о последовательности их в разрезах свит. Толщины этих слоев обычно составляют первые метры, такие тонкие слои на каротажных диаграммах часто группируются, образуют более толстые (до 7–12 м) слои. Толстые слои прослеживаются по всей площади работ [39].

Пачковая и послойная корреляция выполняется с соблюдением правил, выработанных в ИГиРГИ: похожести, последовательности и направленности. Правило похожести позволило проследить распространение групп тонких кар-

бонатных и мергельных слоев. Правило последовательности подтвердило корреляцию пачек, групп тонких слоев, а также позволило выделить и ограничить интрузии долеритов, внедрившихся в разрез на рубеже палеозоя и мезозоя. Эти интрузии нарушают последовательность слоев и пачек. Правило направленности показало уменьшение толщин, пачек и свит от склонов к вершинам конседиментационных поднятий. Соблюдение правил позволяет принять однозначность и достоверность проведенной корреляции, установить стандарт последовательности слоев и пачек в свитах.

Обоснование местоположения перерывов в осадконакоплении, амплитуд размывов подперерывных слоев, пачек доказываются определением мест нарушения в стандарте последовательности слоев, пачек в разрезах свит. Нарушение стандарта последовательности проявляется в выпадении из разреза части слоев, пачек. Если такое нарушение прослеживается по нескольким скважинам, оно рассматривается как перерыв в осадконакоплении, а изменения в количестве отсутствующих слоев по скважинам позволяют определить амплитуды размывов во время перерывов и их изменения по территории. Такие перерывы и размывы четко отражаются на геологических разрезах, составленных по ряду скважин. Чем меньше толщины исчезающих из разреза слоев, пачек, тем точнее определяется местоположение перерывов [39].

Итак, основной инструмент выделения стратиграфически значимых региональных перерывов в разрезах венда и кембрия – детальное пачковое и послойное расчленение разрезов. По степени обоснованности региональные перерывы разделяются на выявленные и доказанные.

Выявленные региональные перерывы выделяются по распространению и исчезновению из разреза свит, пачек. Предполагается, что широко распространенная свита является надперерывной в том случае, когда она перекрывает различные местные или вспомогательные стратиграфические подразделения.

Доказанные региональные перерывы выделяются путем проведения и анализа пачковой и послойной корреляции разрезов скважин на конкретных площадях. Разрез расчленяется на два комплекса слоев или пачек. Слои верхнего комплекса залегают согласно без изменения их последовательности, что позволяет относить этот комплекс к надперерывному. Верхние слои нижнего комплеса последовательно выклиниваются на поверхности подошвы верхнего комплекса. Устанавливается их срезание, которое интерпретируется как размыв древних пород во время перерыва. Такого вида работы можно проводить на площадях где пробурено достаточно (не менее 5) скважин.

В результате таких работ удается

– определять места перерыва в разрезах скважин;

– выделять базальные надперерывные слои;

– определять толщины размытых подперерывных стратиграфических тел в контуре изученной площади;

– оценивать длительность перерыва по толщине размытых подразделений;

– относить данный перерыв к доказанным.

Прослеживание вендских пачек и слоев по территории позволило выявить крупные (региональные) перерывы, которые сопровождались амплитудными размывами подперерывных отложений. В число таких перерывов входит предвилючанский, преднепский, внутринепский, предтирский, внутритирский и предданиловский в венде и внутримайский в кембрии. Большинство этих крупнейших перерывов отражены на стратиграфической схеме 1986 г. [72] и на схеме Н. В. Мельникова [36].

Предполагаемая длительность доказанных региональных перерывов в осадконакоплении составляет до 2–5 млн лет (см. табл. 1.2). Во время перерывов имели место кратковременные опускания и накопления отложений, но эти осадки были размыты при последующих подъемах территории.

Перерывы в осадконакоплении средней длительности выявляются, когда рассматривается формирование регоциклитов и составляющих их циклически построенных пачек; последние, по Ю. Н. Карогодину [27], представляют собой зонциклиты. Выделение таких перерывов и оценка их длительности приведены ниже на схемах формирования регоциклитов в разделе «Цикличность разрезов венда и кембрия». Их проявление, толщины и длительность напрямую зависят от интенсивности опускания. На крупнейших структурах перерывы имели место на антеклизах, ступени и мегавыступе. По схемам формирования регоциклитов дополнительно установлены предсобинский и предтэтэрский (предъюряхский) перерывы в венде, позднеосинский и предлитвинцевский в кембрии. Такие перерывы в осадконакоплении проявились во времена подъемов территории на

конкретных этапах долгопериодических колебательных движений.

2.1. Региональные перерывы в венде

В результате проведенных работ на существующей стратиграфической схеме [72] выделены следующие перерывы: в основании венда, в подошве и внутри непского, в подошве и внутри тирского и в подошве даниловского региональных горизонтов. Длительность перерывов оценена условно. Принятое время формирования регоциклитов венда (5 млн лет) позволило заключить, что в разрезах венда региональные перерывы в осадконакоплении близки по длительности времени формирования регоциклитов.

Перерыв в основании венда (предвилючанский) имел место в конце рифейского начале вендского времени. Его длительность на бортах Сибирской платформы оценена в 10–30 млн лет. В центральных районах Сибирской платформы перерыв продолжался до начала формирования непского горизонта венда (585 млн лет), в ряде районов до начала формирования немакит-далдынского яруса верхнего венда (545 млн лет) (рис. 2.1). На юго-восточной окраине платформы перерыв закончился с началом отложения вилючанского горизонта (600 млн лет), а в начале непского времени (585 млн лет) завершился преднепский перерыв.

Изменение длительности преднепского перерыва обусловлено последовательным расширением бассейна седиментации в непское и тирское время венда. В это время центральная часть Сибирской платформы продолжила представлять собой обширную денудационную сушу с поднятым расчлененным рельефом [49]. Постепенное опускание суши обусловило накопление ранневендских осадков сначала на южных окраинах Сибирской платформы, затем в начале позднего венда (тирское время) этот процесс охватил понижения в рельефе центральных районов суши, а в немакит-далдынском веке венда осадконакопление проходило на всей платформе. Такая модель осадконакопления подтверждается анализом мощности и распространением пачек в свитах верхнего венда.

Следующий региональный перерыв был между тирским и даниловским этапами осадконакопления позднего венда. Длительность перерыва оценена условно в 5 млн лет [36]. Этот перерыв также сопровождался размывом пород тирского горизонта, а местами – и непского. Данный предданиловский перерыв начался в конце тирского времени на поднятиях. В это время в отрицательных структурах формировались верхние слои тирского горизонта. После перерыва началось отложение базальной (ильбокичской) пачки катангской свиты даниловского горизонта, а в Присаяно-Енисейской синеклизе и на западе Ангарской зоны складок отложилась редколесная свита.

Обоснование вендских перерывов, их ранжирование рассмотрены детально по разрезам Непско-Ботуобинской и Байкитской антеклиз, Ангарской зоны складок и Катанской седловины.

2.1.1. Перерывы в разрезе венда Байкитской антеклизы

На западе Байкитской антеклизы нижние пачки ванаварской свиты венда распространены вблизи границы Сибирской платформы с Енисейским кряжем (см. рис. 2.1, Оленчиминские скважины). При удалении от этой границы фиксируется последовательное сокращение толщины ванаварской свиты, в основном в результате выклинивания ее нижних и средних пачек (скважины Оморинской площади). Далее на восток на Юрубченской площади, где пробурено более 200 скважин, доказаны региональные перерывы в разрезах венда. Ванаварская и оскобинская свиты венда распространены на южной окраине площади, где они перекрывают отложения рифея (рис. 2.2). На севере породы рифея и фундамента перекрыты катангской свиты верхнего венда. В южной части Юрубченской площади эта свита залегает на различных пачках оскобинской свиты (рис. 2.3) [36]. Последовательность выклинивания свит и пачек венда позволяет заключить, что свиты покрывают рельеф, возникший в начале позднерифейско-ранневендского перерыва.

Длительность размыва и перекрытия позднерифейско-ранневендского рельефа оценена в 10–30 млн лет, а длительность от окончания преднепского до окончания предданиловского перерывов на Юрубченской площади оценена в 40 млн лет. Следует заметить, что уменьшение толщин оскобинской свиты частично обусловлено ее размывом во время предданиловского перерыва, а именно – размывом верхней пачки (см. рис. 2.3, пачка osk-3), составленной глинисто-ангидритовыми доломитами.

Таким образом, с юга на север Юрубченской площади зафиксировано изменение окончания позднерифейско-ранневендского установленного перерыва. На юге он закончился в интервале 585–560 млн лет (с началом формирования непского и тирского горизонтов), а на севере длился в вен-

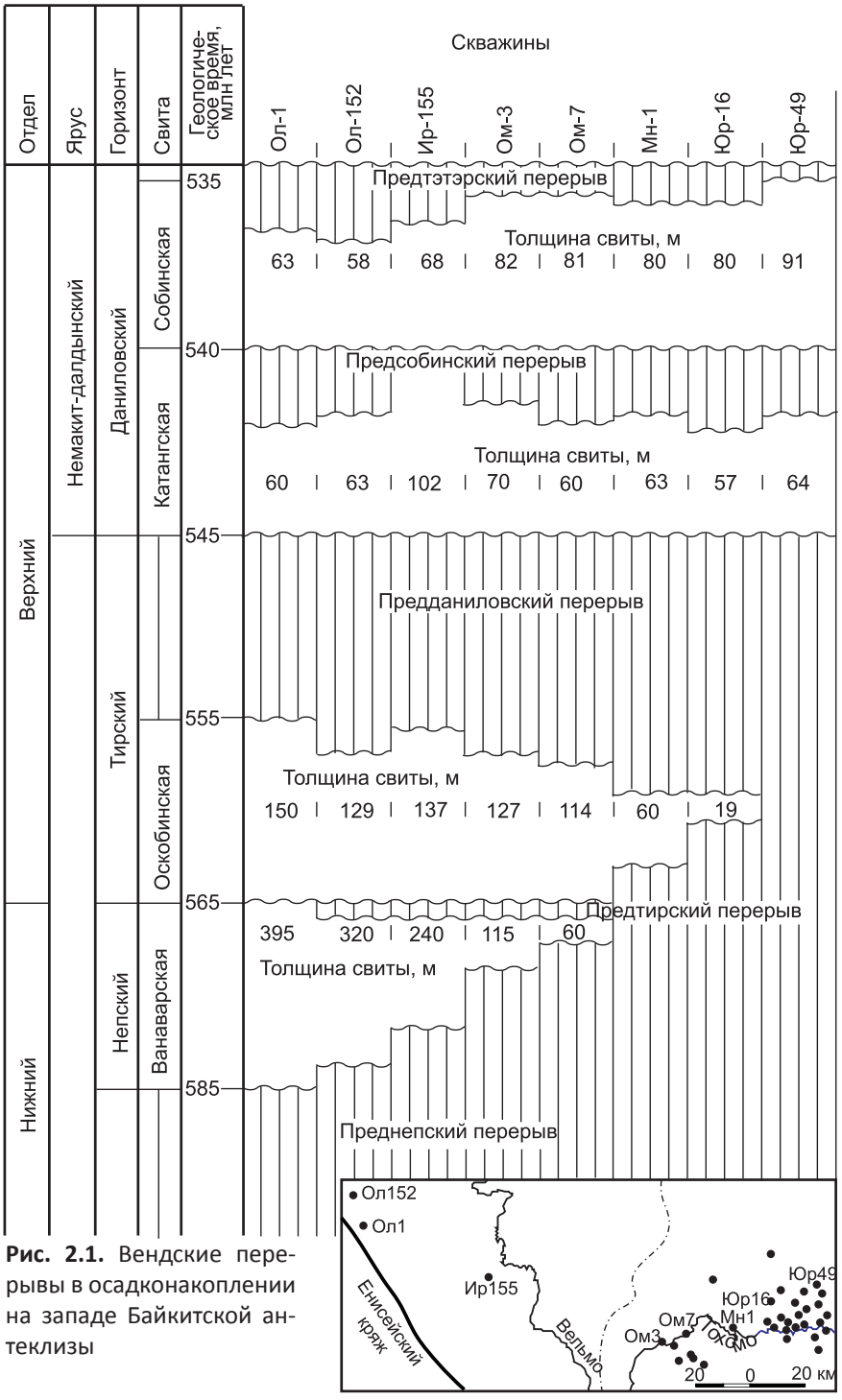


Рис. 2.1. Вендские перерывы в осадконакоплении на западе Байкитской антеклизы

де до 545 млн лет (см. рис. 2.1), когда началось формирование катангской свиты даниловского горизонта.

Аналогичные изменения длительности позднерифейско-ранневендского перерыва зафиксированы на юго-восточной окраине Сибирской платформы. Здесь полный разрез нижнего венда установлен в осевой части Предпатомского прогиба. По направлению к Непско-Ботуобинской антеклизе из разреза чехла исчезают свиты вилючанского горизонта низов венда, а затем сокращается разрез и толщины свит непского горизонта. Таким образом, позднерифейско-ранневендский перерыв длился на западной окраине Непско-Ботуобинской антеклизы более 85 млн лет, а на восточной – до 55 млн лет.

Размывом во время позднерифейско-ранневендского перерыва был снивелирован рельеф и уничтожены огромные объемы рифейских толщ и пород фундамента. Из разрушенных пород сформировались терригенные толщи нижнего венда.

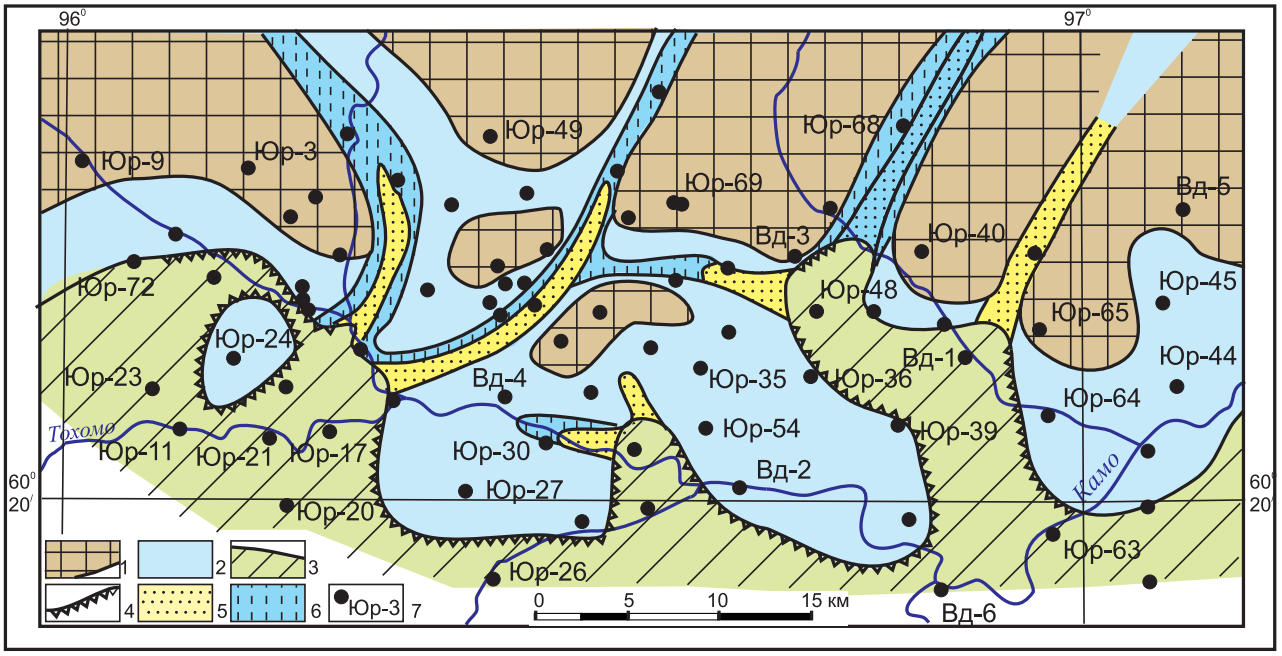


Рис. 2.2. Рельеф рифейской поверхности на Юрубченском месторождении в конце ванаварского времени и перекрывающие его свиты венда

Элементы рельефа и базальные отложения венда: 1 – высокое плато с базальной катангской свитой, 2 – низкое плато с базальной оскобинской свитой, 3 – дно моря с базальной ванаварской свитой, 4 – крутые прибрежные склоны, возможно, клифы. Отложения в долинах (врезах): 5 – ванаварской и оскобинской свит, 6 – оскобинской свиты; 7 – скважины (Юр – Юрубченские, Вд – Вэдрэшевские)

Предтирский перерыв на Юрубченской площади не проявился (см. рис. 2.3). Он выделен в ранге установленных на других площадях запада Байкитской антеклизы.

Предданиловский доказанный региональный перерыв проявился срезанием слоев верхней пачки толщиной до 40 м оскобинской свиты (см. рис. 2.3) в направлении с юга на север Юрубченской площади, где оскобинская свита полностью размыта, а базальная пачка катангской свиты залегает на породах рифея или фундамента.

Предсобинский перерыв также проявился на Камовском своде [39]. Место предсобинского перерыва в разрезах скважины определено по прослеживании двух нижних слоев свиты в пачке sb-1 (рис. 2.4). Их толщины выдержаны по Камовскому своду: нижнего 4–5 м, верхнего 9–10 м. К подошве нижнего слоя подходят различные слои пачки kt-6 катангской свиты. Это позволяет однозначно определить местоположение предсобинского перерыва в разрезах скважин на Камовском своде и оценить амплитуду размыва верхов катангской свиты до 14 м (см. рис. 2.4).

Судя по амплитудам размыва, предданиловский перерыв наиболее интенсивный, он привел к размыву оскобинской свиты венда и части рифейских толщ в центральной части Камовского свода. Предсобинский перерыв выражен полным или частичным размывом верхней (шестой) пачки нижележащей катангской свиты.

На Камовском своде площади распространения нижних свит венда и составляющих их пачек обусловлены двумя особенностями вендского периода: 1) существование рельефа поверхности суши в конце позднерифейского-ранневендского перерыва в осадконакоплении; 2) амплитудный размыв пород венда во время предданиловского перерыва.

Поверхность рельефа к концу позднерифейского-ранневендского перерыва была сложена разновозрастными толщами рифея, а местами кристаллическим фундаментом. Низкий рельеф находился южнее Камовского свода, высокий – в его центральной части, которая получила название «Юрубченское плато» (рис. 2.5).

Область осадконакопления в раннем венде занимала юг Камовского свода. В начале позднего венда (оскобинское время) к этой области добавилась южная часть вершины Камовского свода. А в начале катангского времени Юрубченское плато полностью оказалось ниже уровня моря, накопление осадков охватило всю территорию свода. В результате последовательного продвижения на север границы осадконакопления на толщах ри-

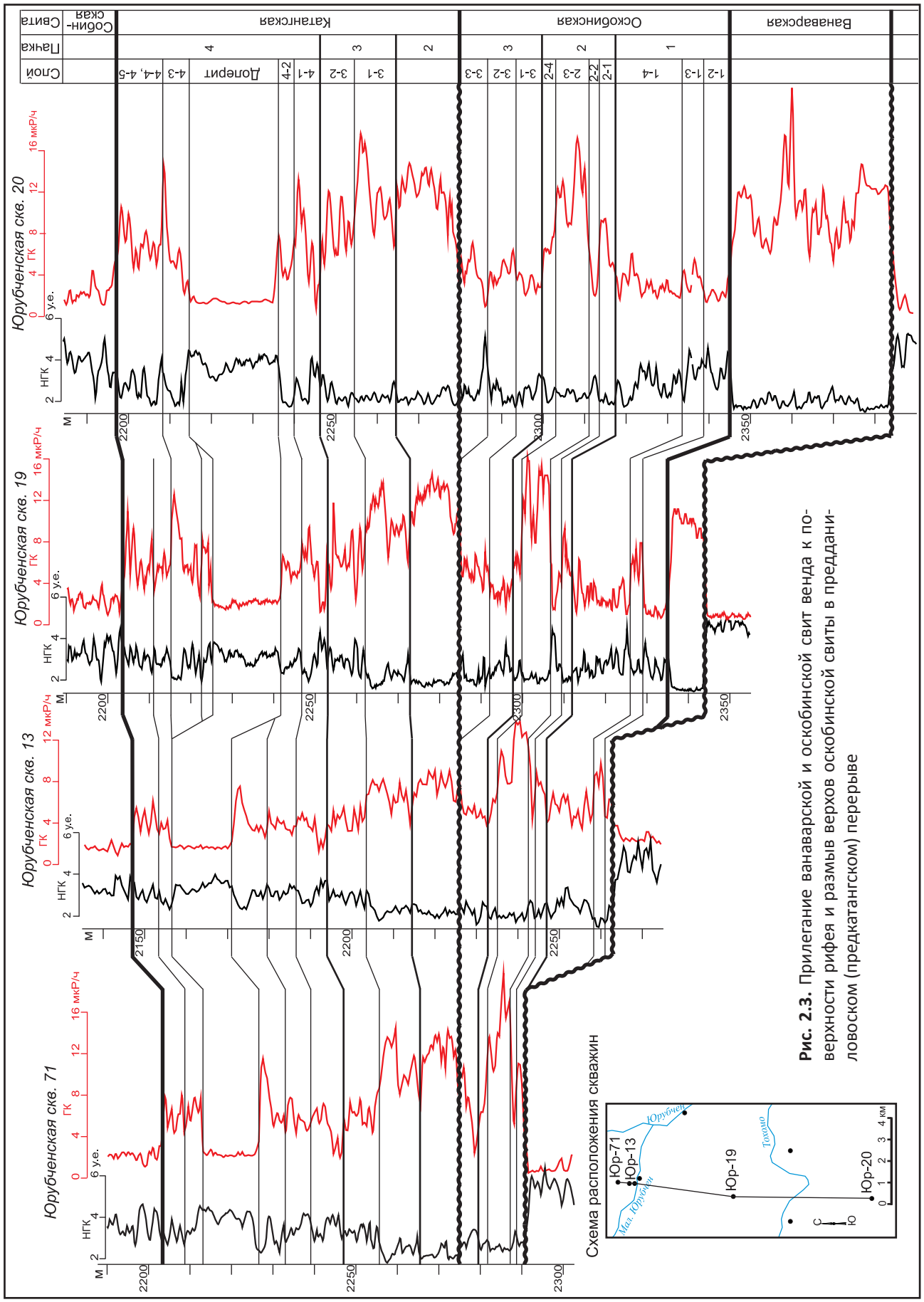


Рис. 2.3. Прилегание ванаварской и оскобинской свит венда к поверхности рифея и размыв верхов оскобинской свиты в преддановоском (предкатангском) перерыве

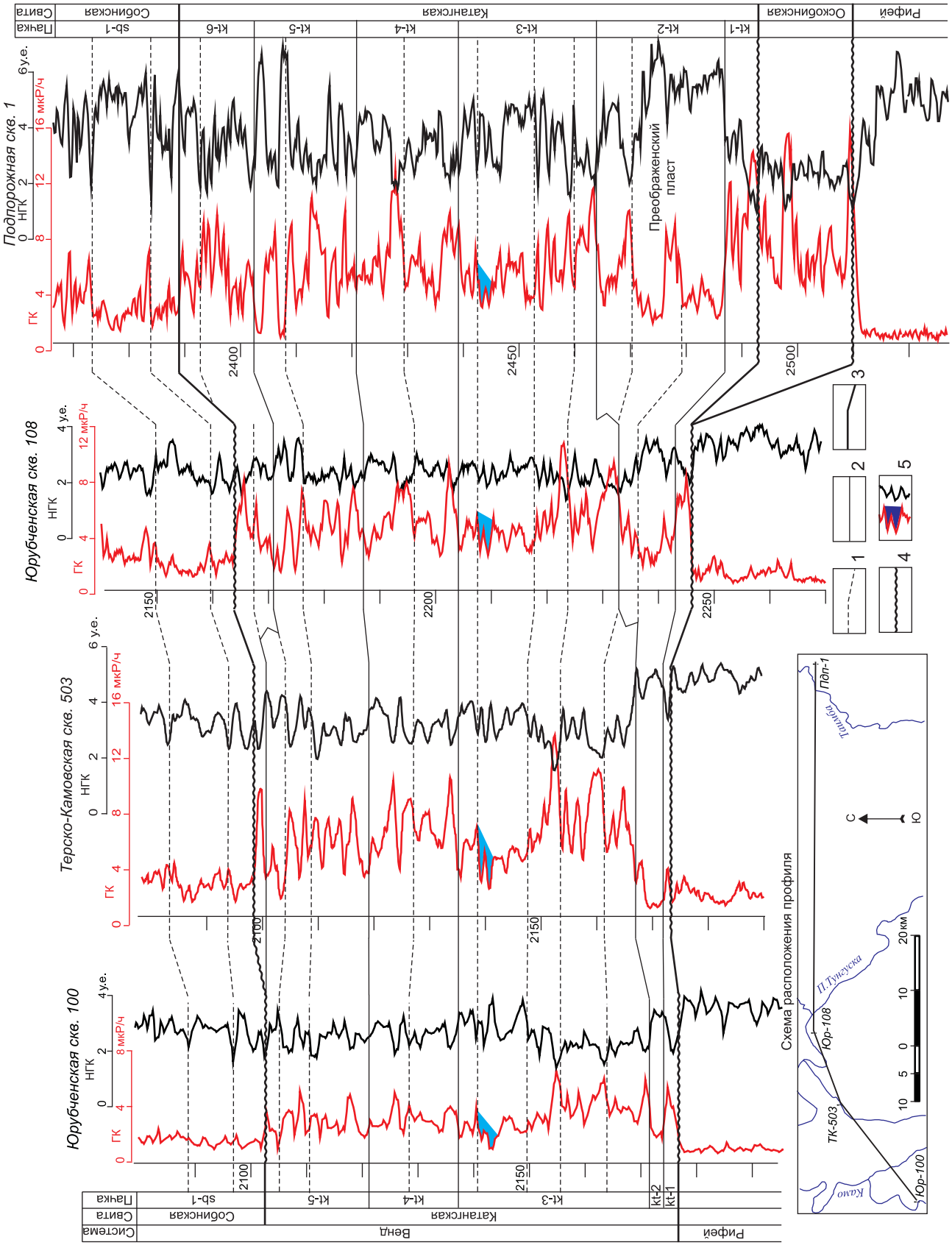

Подпорожная скв. 1
Юрубченская скв. 108
Терско-Камовская скв. 503
Юрубченская скв. 100
НГК
ГК
Преображенский пласт
Схема расположения профиля
Пдп-1
Юр-108
ТК-503
Юр-100
Таймба
П.Тунгуска
Камо
Пачка
Свита
Собинская
Катангская
Оскобинская
Рифей
Система
Венд
sb-1
kt-6
kt-5
kt-4
kt-3
kt-2
kt-1

Рис. 2.4. Детальная корреляция разрезов катангской свиты восточной части Камовского свода

Корреляция: 1 – слоев; 2 – пачек; 3 – свит; 4 – перерывы осадконакопления; 5 – репер «Ласточкин хвост»

фея и на фундаменте залегают ванаварская свита на юге, севернее находится полоса оскобинской свиты, а в центральной и северной частях Камовского свода на толщах рифея залегают нижние пачки катангской свиты (рис. 2.6). Окончательное погружение Юрубченского плато под воды поздневендского моря произошло в начале отложения пачки kt-3 катангской свиты.

Вторая особенность истории вендского осадконакопления на Камовском своде – длительный (предданиловский) перерыв в осадконакоплении, во время которого размывались породы оскобинской, а местами – ванаварской свиты. На южных участках распространения оскобинской свиты фиксируется последовательно срезание с юга на север и восток верхних пачек osk-2-5. Амплитуда размыва достигает 100 м. В центральной и северной частях Камовского свода катангская свита несогласно залегает на толщах рифея. Здесь оскобинская свита сохранилась только во

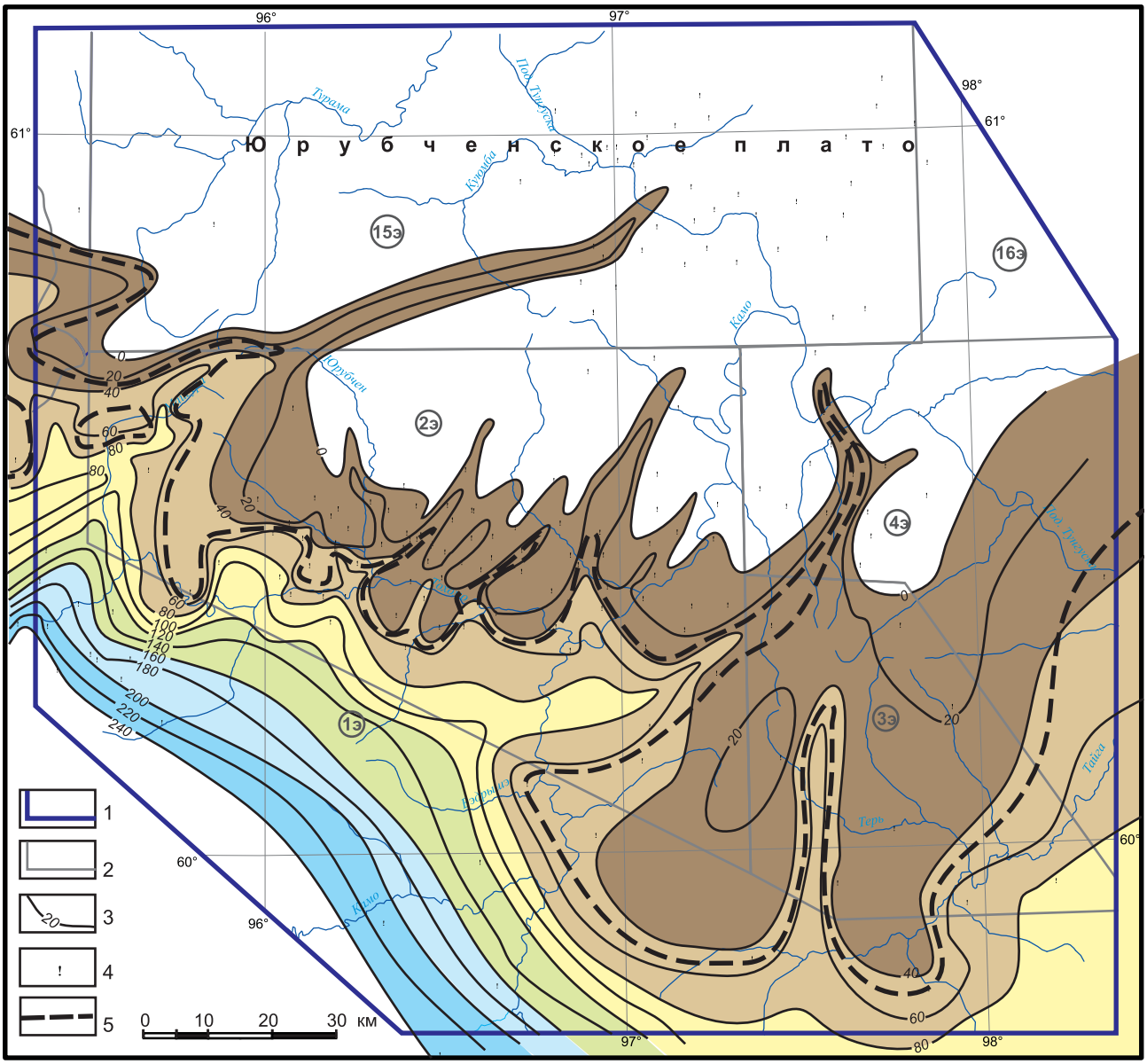


Рис. 2.5. Карта толщин оскобинской и ванаварской свит в центральной части Камовского свода

Границы: 1 – центральной части Камовского свода; 2 – лицензионных участков; 3 – изопахиты; 4 – скважины; 5 – северная граница распространения ванаварской свиты; лицензионные участки: 1э – Оморинский, 2э – Юрубченский, 3э – Терско-Камовский, (южная часть), 4э – Терско-Камовский (северная часть), 15э – Куюмбинский, 16э – Кординский

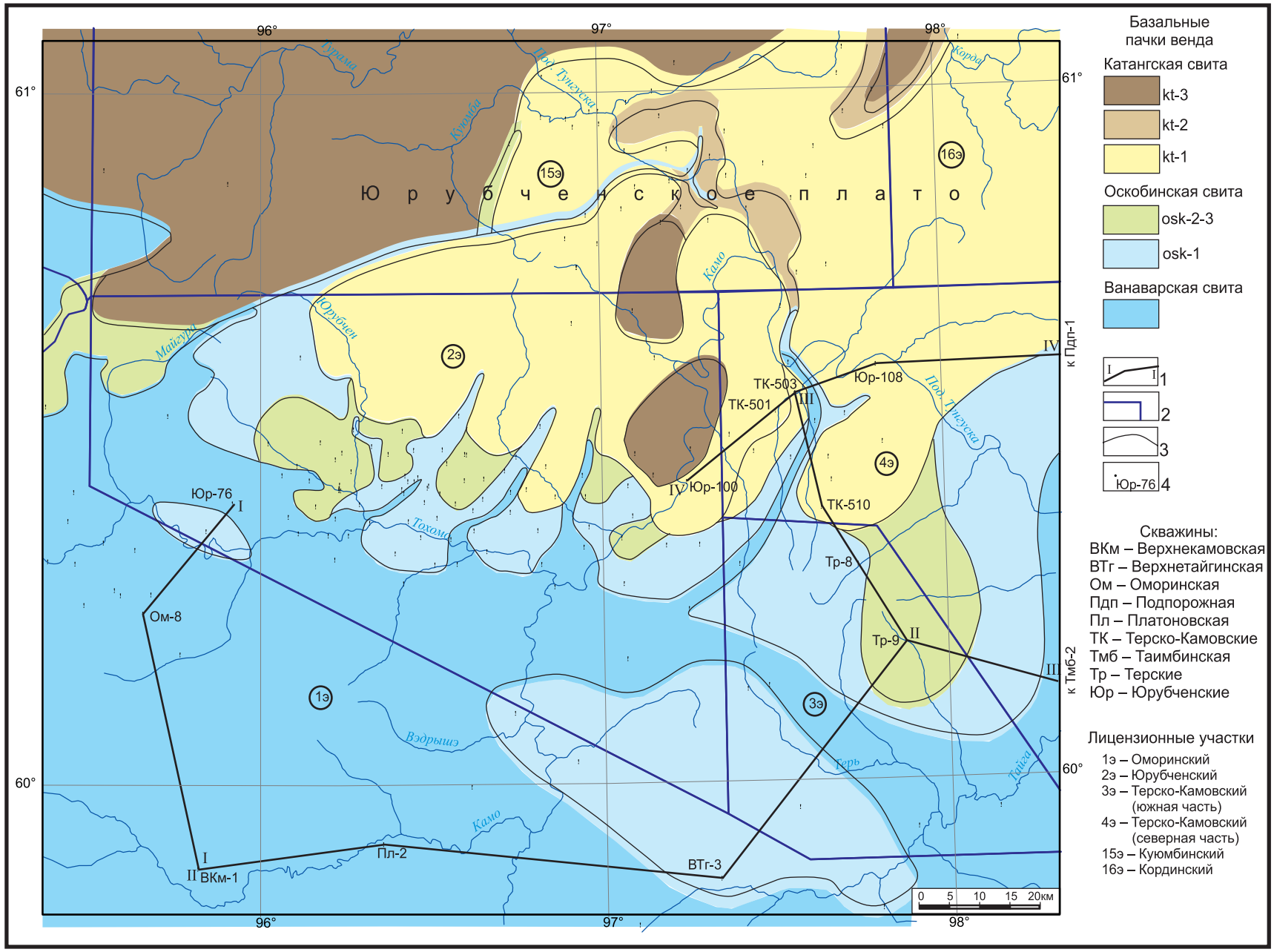

Юрубченское плато
96°
97°
98°
61°
60°
Турама
Куюмба
Под. Тунгуска
Корда
Камо
Юрубчен
Майгура
Тохома
Вэдрышэ
Карь
Таёга
15э
16э
2э
1э
3э
4э
Юр-108
ТК-503
ТК-501
Юр-100
ТК-510
Тр-8
Тр-9
Юр-76
Ом-8
Пл-2
ВКм-1
ВТг-3
к Пдп-1
к Тмб-2
0 5 10 15 20км
Базальные пачки венда
Катангская свита
kt-3
kt-2
kt-1
Оскобинская свита
osk-2-3
osk-1
Ванаварская свита
1
2
3
4
Скважины:
ВКм – Верхнекамовская
ВТг – Верхнетайгинская
Ом – Оморинская
Пдп – Подпорожная
Пл – Платоновская
ТК – Терско-Камовские
Тмб – Таимбинская
Тр – Терские
Юр – Юрубченские
Лицензионные участки
1э – Оморинский
2э – Юрубченский
3э – Терско-Камовский (южная часть)
4э – Терско-Камовский (северная часть)
15э – Куюмбинский
16э – Кординский

Рис. 2.6. Пачки венда, залегающие на поверхности рифея, фундамента (карта «глазами червя»)

1 – линии корреляционных профилей; 2 – границы лицензионных участков; 3 – границы базальных пачек венда; 4 – скважины

врезах (промоинах) в рельефе поверхности рифея (см. рис. 2.6).

2.1.2. Перерывы в разрезе венда Катанской седловины

Венд Катанской седловины с угловым несогласием залегает на рифее, а в зоне сочленения седловины с Непско-Ботуобинской антеклизой – на кристаллическом фундаменте. Длительность этого позднерифейско-ранневендского перерыва составляет примерно 30–35 млн лет. В последней принятой стратиграфической схеме венда внутренних районов Сибирской платформы, кроме ранневендского несогласия, внутри вендского комплекса Катанской седловины волнистой линией показана стратиграфическая пауза между накоплением катангской и оскобинской свит [72].

В работах ряда исследователей показаны перерывы в осадконакоплении на Катанской седловине, во время которых были размыты различные объемы вендского разреза: внутри ванаварской свиты [9, 57, 110], между ванаварской и оскобинской свитами [107] между оскобинской и катангской свитами [42, 43, 45], между катангской и собинской свитами [8, 9, 108].

Далее приведено обоснование перерывов, полученное с помощью детального изучения разреза венда по данным керна и каротажа. Исследование выполнено в стратиграфическом диапазоне от подошвы ванаварской свиты до низов катангской свиты венда [43]. Использовано деление ванаварской свиты на две подсвиты. Оскобинская и катангская свиты разделены на пачки.

В оскобинской свите по литологическому составу выделены три пачки. Нижняя (31–55 м) сложена доломито-ангидритами, доломитами, ангидритами, в основании – глинистыми доломитами. В средней (6–23 м) преобладают терригенные породы – аргиллиты, мергели, тонкие слои алевролитов, песчаников. Верхняя пачка (0–47 м) – доломиты, доломиты ангидритовые, прослои глинистых доломитов. Все три пачки зафиксированы в западной части Катанской седловины. На востоке, в зоне сочленения седловины с Непско-Ботуобинской антеклизой верхняя пачка отсутствует, что объясняется размывом во время предданиловского перерыва [9, 42, 43].

В катангской свите выделены две пачки. Нижняя пачка (21–48 м) имеет преимущественно доломитовый состав, включает преображенский карбонатный горизонт и слой нижележащих базальных глинистых доломитов. Верхняя пачка (79–112 м) сложена в основном глинистыми доломитами.

Для обоснования перерывов наиболее полные разрезы свит и пачек были расчленены на слои толщиной от 2–5 до 25–35 м. Затем эти слои прослежены по разрезам скважин. Установлено исчезновение отдельных слоев, групп слоев. В ряде участков соседние слои объединены вследствие исчезновения различий в литологическом составе. На основе анализа распространения, исчезновения слоев (как на границах свит, так и внутри них) сделаны выводы о наличии или отсутствии перерывов в осадконакоплении и размывов ряда слоев. Более обоснованные выводы получены в хорошо изученном бурением Собинско-Джелиндуконском районе [43]. Примеры прослеживания слоев в районе приведены на рис. 2.7 и 2.8.

Для проверки существования регионального предданиловского перерыва проанализировано распространение слоев катангской и оскобинской свит. С этой целью построена схема распространения слоев и изменения их толщин на Собинско-Джелиндуконском участке Катанской седловины.

В западной части Собинского месторождения разрезы оскобинской свиты наиболее полные, прослеживаются все три пачки и составляющие их 10 слоев. Мощность верхней пачки колеблется в пределах 46–48 м. В центральной части Собинского месторождения из разреза оскобинской свиты последовательно исчезают два верхних слоя (osk-3-4 и 3-3). В результате мощность верхней пачки уменьшается до 36–38 м. На востоке Собинского месторождения из разреза исчезает следующий слой osk-3-2, а мощность верхней пачки сокращается до 23–27 м. Далее на восток, на Пайгинском месторождении и Джелиндуконской площади, постепенно уменьшается (с 23 до 5 м) толщина слоя osk-3-1. Этот слой и в целом верхняя пачка исчезают на Верхнеджелиндуконской площади (рис. 2.9).

Восточнее, в скважинах Еременской 2, Алтыбской 244, Тэтэрской 278 оскобинская свита размыта в предданиловском перерыве.

Суммарные мощности средней и нижней пачек оскобинской свиты на этих же площадях по-

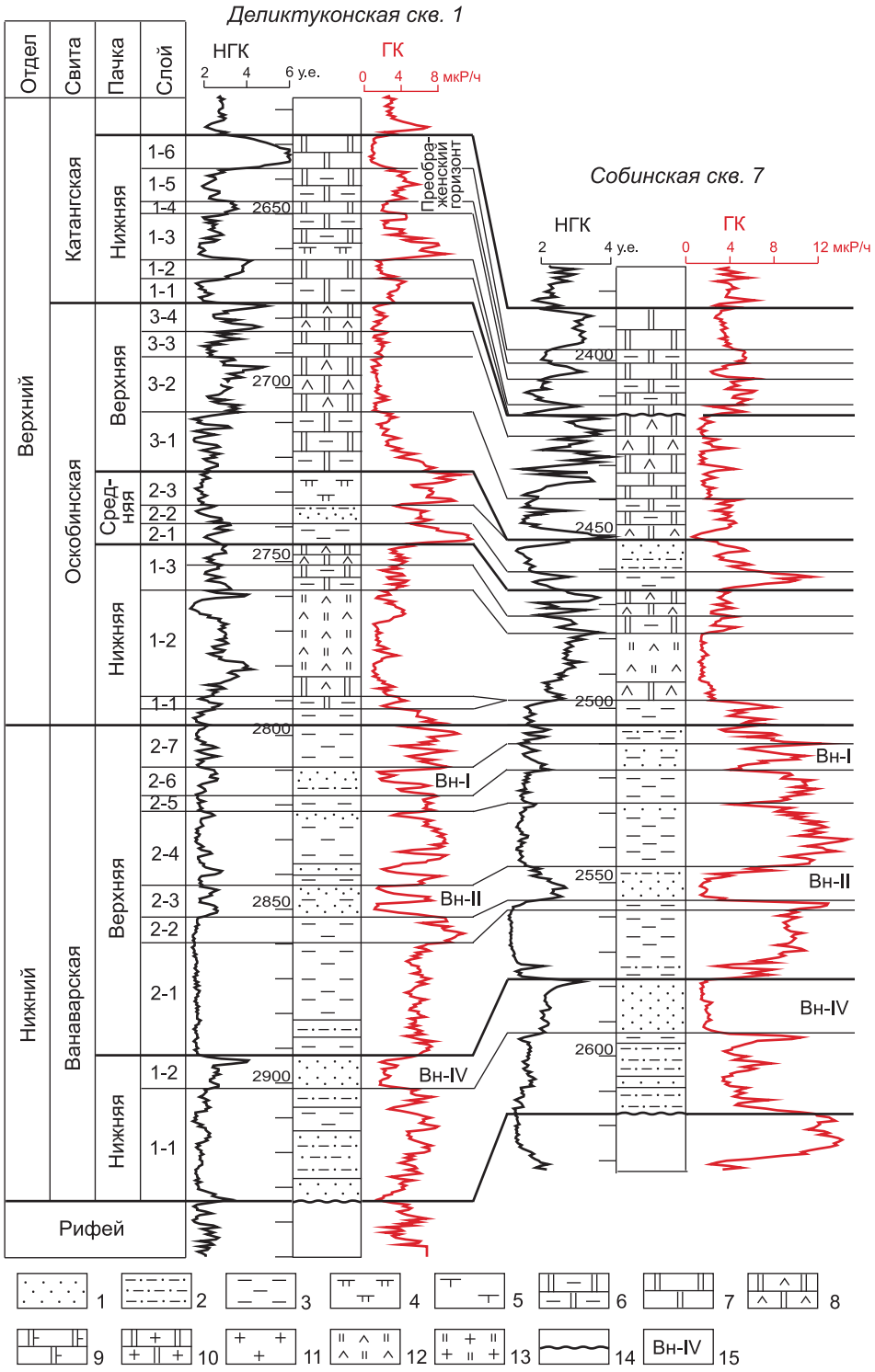


Рис. 2.7. Корреляция разрезов венда (нижняя половина) Деликтуконской площади и Собинского месторождения (расположение скважин см. на рис. 2.8)

Породы: 1 – песчаники; 2 – алевролиты; 3 – аргиллиты; 4 – доломитовые мергели; 5 – известняковые мергели; 6 – глинистые доломиты; 7 – доломиты; 8 – ангидритовые доломиты; 9 – доломиты известковистые; 10 – доломиты соленосные; 11 – соли; 12 – ангидритодоломиты; доломитоангидриты; 13 – каменная соль с прослоями доломита; 14 – несогласия; 15 – продуктивные пласты

следовательно уменьшаются в восточном направлении с 22 до 4 м и с 55 до 33 м соответственно.

Таким образом, на Катанской седловине имеют место два типа разрезов оскобинской свиты: полные в западной части седловины, в которых присутствуют все слои оскобинской свиты, и в разной степени сокращенные за счет последовательного исчезновения с запада на восток сначала верхних, а затем все более нижних слоев верхней пачки оскобинской свиты.

Последовательность и распространение слоев в пачках нижней подсвиты катангской свиты показаны на рис. 2.9. Четыре верхних слоя прослежены по всем скважинам Собинско-Джелиндуконского района. Мощности трех верхних слоев (kt-1-4, kt-1-5, kt-1-6), составляющих преображенский горизонт, меняются несущественно – от 17 до 22 м. Толщина слоя kt-1-3 ильбокичской пачки уменьшается на востоке района до 3 м, на остальной территории она выдержана в пределах 4–6 м,

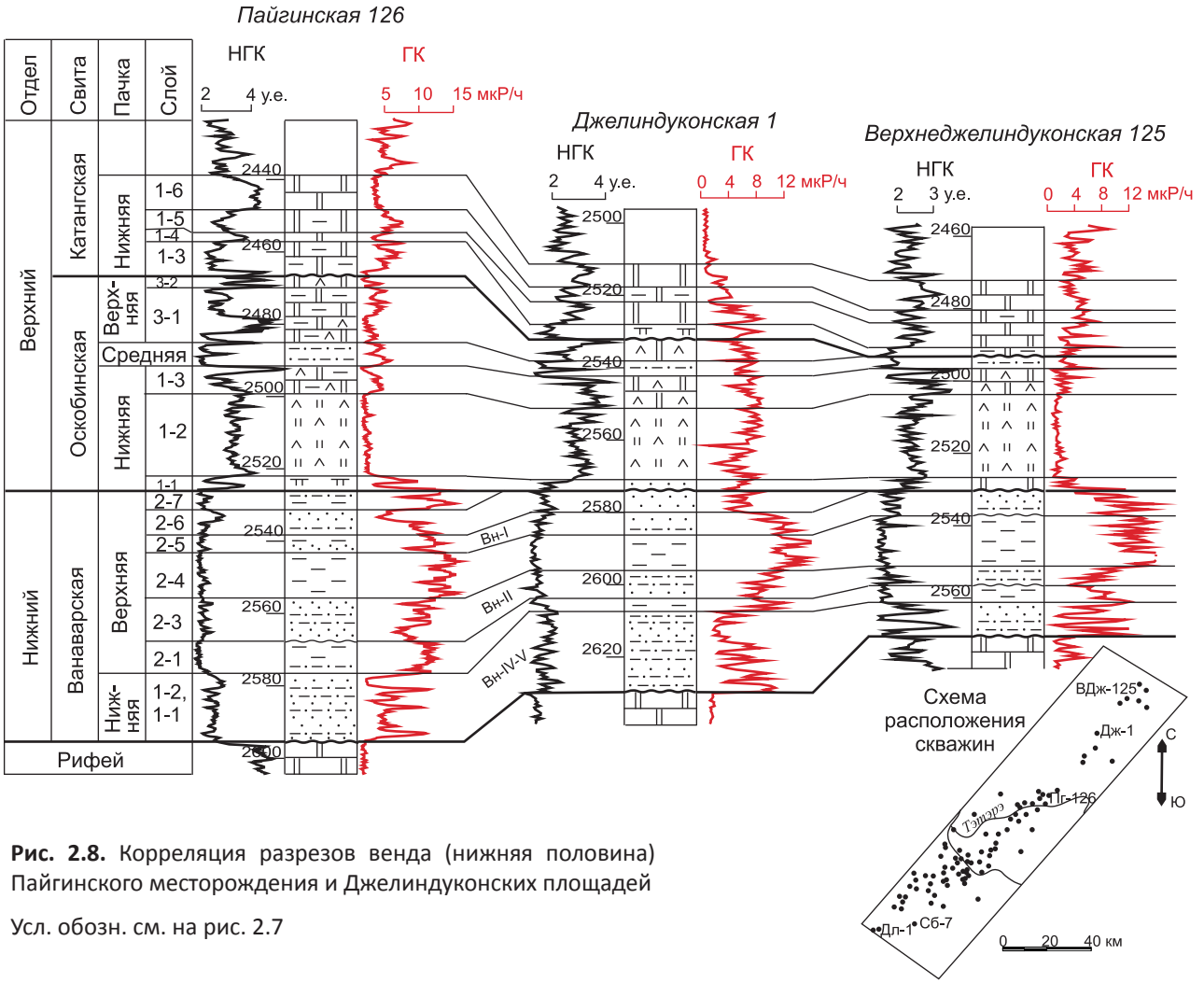


Рис. 2.8. Корреляция разрезов венда (нижняя половина) Пайгинского месторождения и Джелиндуконских площадей

Усл. обозн. см. на рис. 2.7

только в западной части Собинского месторождения и в Деликтуконской скважине возрастает до 8–12 м. На западе и севере Катанской седловины мощность слоя вновь выравнивается до 5–7 м (Петимовская скв. 1, Чамбинская скв. 114).

Два нижних слоя ильбокичской пачки развиты неповсеместно. Базальный слой (kt-1-1) распространен на Петимовской, Деликтуконской площадях и Собинском месторождении (рис. 2.10). На восточных площадях Катангской седловины он отсутствует. Вышележащий слой (kt-1-2) распространен шире, присутствует также на Пайгинском месторождении и Елохтинской площади. Эти слои катангской свиты надперерывные, они перекрывают различные уровни оскобинской свиты. Так, слой (kt-1-1) залегает на слоях osk-3-4, 3-2, b-3-1 слой (kt-1-2) – на слоях 3-2 и 3-1, а слой kt-1-3 на слое osk-3-1 и пачке osk-2. В целом слои kt-1-1, kt-1-2 и kt-1-3 являются аналогами ильбокичской пачки Байкитской антеклизы и Ангарской зоны складок.

Общая мощность нижней подсвиты катангской свиты меняется от 48 м в Деликтуконской скв. 1 до 36–39 м в западных и до 28–34 м в центральных и восточных частях Собинского месторождения. Восточнее мощность уменьшается до 24–27 м на Пайгинском месторождении и Елохтинской площади и до 21–24 м на Джелиндуконской и Верхнеджелиндуконской площадях. Аналогично изменяются мощности верхней пачки катангской свиты: 112, 100–105, 92–100, 85–88 и 79–84 м соответственно. Такая же картина характерна для вышележащей собинской свиты венда (128, 110–116, 100–113, 94–100 и 86–96 м). Это направленное уменьшение мощностей собинской свиты и верхней части катангской не приводит к изменению последовательности слоев, залегание слоев на границе свит согласное. Поэтому послойная корреляцияя не дает оснований выделять перерыв между катангской и собинской свитами.

Приведенные особенности строения разрезов оскобинской и катангской свит, закономерное исчезновение в восточном направлении ряда слоев подтверждают показанный в стратиграфической схеме перерыв в осадконакоплении

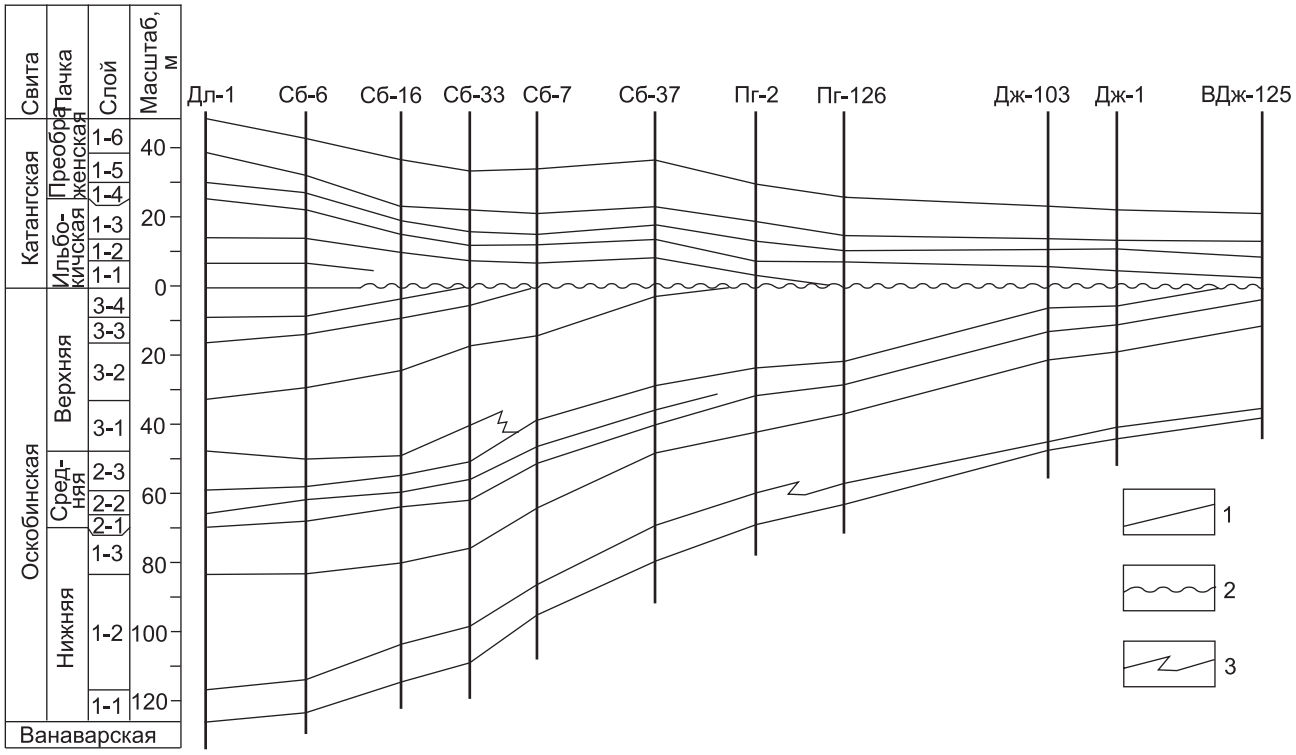


Рис. 2.9. Толщины и распространение слоев оскобинской свиты и нижней пачки катангской свиты в субширотном разрезе Собинско-Джелиндуконского района Катангской седловины

Границы слоев: 1 – согласные, 2 – несогласные; 3 – фациальные замещения

в восточной части Катангской седловины перед формированием катангской свиты. Во время этого перерыва размывались верхние слои оскобинской свиты. По имеющимися материалам не удается проследить этот перерыв в западных и юго-западных районах Катанской седловины. Вероятно, он охватывал и эти районы, но не приводил к размыву верхнего (osk-3-4) слоя оскобинской свиты. В связи с тем что предданиловский перерыв между катангской и оскобинской свитами доказан в различных областях Сибирской платформы, его следует относить к рангу региональных.

Длительность предданиловского перерыва была различной, в относительном времени она показана на рис. 2.10. Перерыв в осадконакоплении раньше всего начался в зоне сочленения Катанской седловины с Непско-Ботуобинской антеклизой. Вероятнее всего, это было время, когда на западе седловины формировались пачки osk-3-2, 3-3 и 3-4. Постепенно перерыв осадконакопления распространялся на восточную часть седловины, включая центральную часть Собинского месторождения. Окончание перерыва также не было единовременным. Раньше всего осадконакопление в катангское время началось на Собинском месторождении, где распространен слой kt-1-1 (см. рис. 2.10).

В целом во время предданиловского (предкатангского) перерыва на востоке седловины были размыты слои osk-3-2 и 3-1 верхней пачки оскобинской свиты. Продукты размыва переносились в центральную и западную части Катанской седловины, где формировались два верхних слоя оскобинской (osk-3-3 и 3-4) и два нижних слоя катангской (kt-1-1 и 1-2) свит.

Перейдем к анализу строения терригенной части венда (ванаварская свита) и перекрывающей ее нижней пачки оскобинской свиты. Наиболее полные разрезы этих уровней вскрыты на западе Собинского месторождения. Здесь в ванаварской свите отчетливо выделяются две подсвиты – нижняя преимущественно песчаниковая и верхняя, глинистая с пластами песчаников (см. рис. 2.7). Для определения перерывов внутри ванаварской свиты и на границе ванаварской и оскобинской свит разрез ванаварской свиты расчленен на девять достаточно крупных слоев толщиной от 5 до 30 м (см. рис. 2.7, 2.8). Проследить по территории более тонкие слои не удалось вследствие изменчивости литологического состава свиты по площади седловины. Разрез ванаварской свиты составлен чередованием песчаниковых и глинистых слоев. В употребляемой ниже индексации ряд песчаниковых слоев отвечает

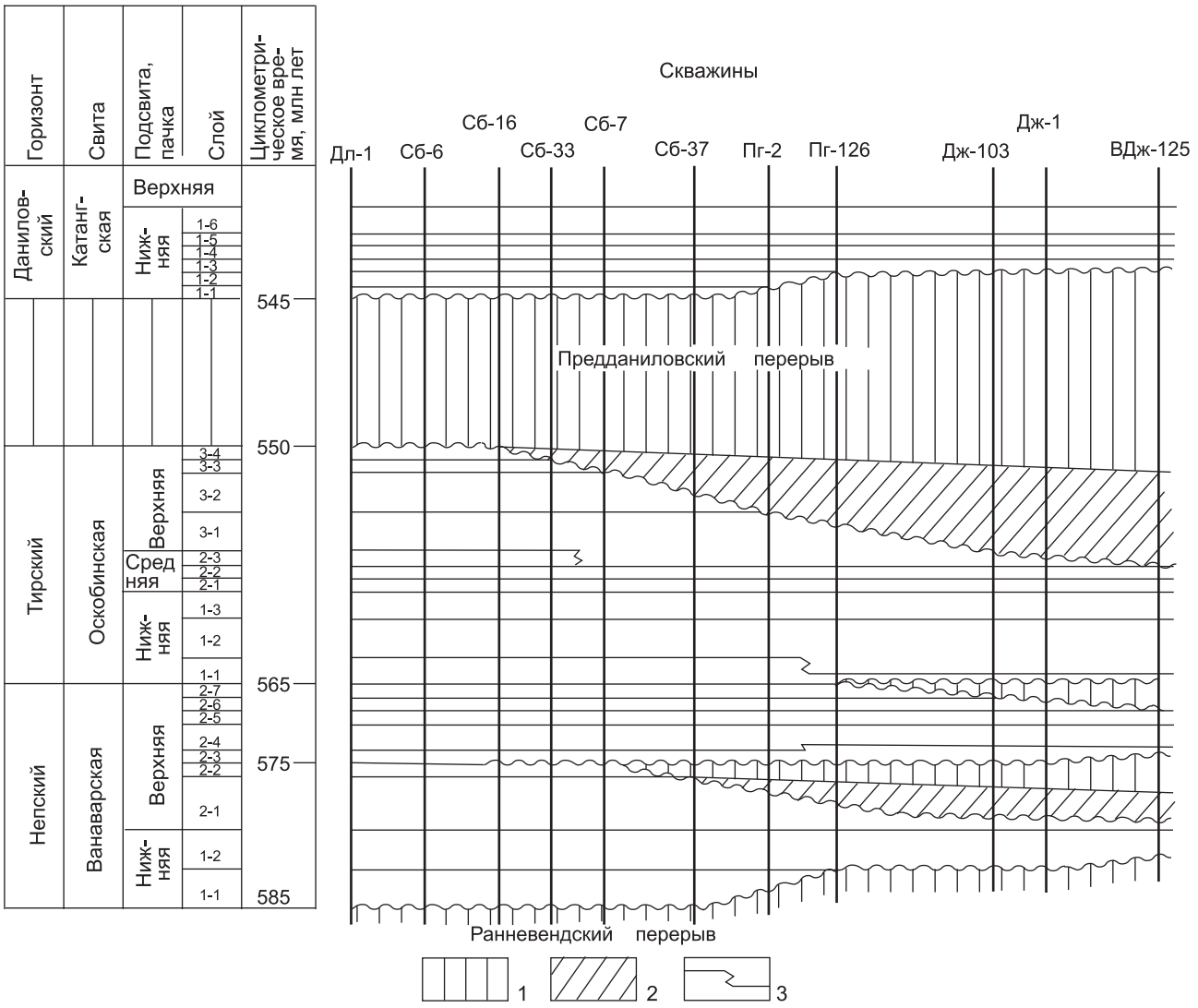


Рис. 2.10. Схематическая стратиграфическая схема нижней части вендского комплекса Собинско-Джелиндуконского района Катангской седловины

1 – время перерывов; 2 – размытые отложения; 3 – фациальные замещения; скважины: Дл – Деликтуконская, Сб – Собинские, Пг – Пайгинские, Дж – Джелиндуконские, ВДж – Верхнеджелиндуконская

продуктивным пластам: слой vn-1-2 соответствует пласту Вн-IV, слой vn-2-3 – пласту Вн-II и vn-2-6 – пласту Вн-I. Полное, без выпадений, число слоев прослежено в западной и центральной частях Собинского месторождения. Исчезновение ряда слоев начинается на востоке месторождения, а их число последовательно уменьшается от него к Верхнеджелиндуконской площади (рис. 2.11).

На востоке Собинского месторождения из разреза ванаварской свиты исчезает слой vn-2-2 верхневанаварской подсвиты. Восточнее, начиная с Пайгинского месторождения, отсутствует слой vn-1-1 нижневанаварской подсвиты. На этой площади и восточнее разрез ванаварской свиты начинается слоем vn-1-2. Далее на Джелиндуконской площади фиксируется стратиграфическое несогласие на более высоком стратиграфическом уровне: здесь отсутствует слой vn-2-5. Наконец, на Верхнеджелиндуконской площади исчезает верхний слой верхневанаварской подсвиты (vn-2-7). Здесь слой osk-1-1 залегает на слое vn-2-6.

В целом мощность ванаварской свиты последовательно уменьшается с запада на восток от 140 до 40 м, в том числе нижняя подсвита – от 47 до 10 м, верхняя – от 93 до 30 м.

Перекрывающая ванаварскую свиту нижняя пачка оскобинской свиты разделена на три слоя, которые прослежены по всей территории седловины. Мощность нижней пачки и составляющих ее слоев последовательно уменьшается в восточном направлении (см. рис. 2.11), пачки в целом – с 55 до 30 м.

Таким образом, в пределах большей части Катанской седловины послойной крреляцией

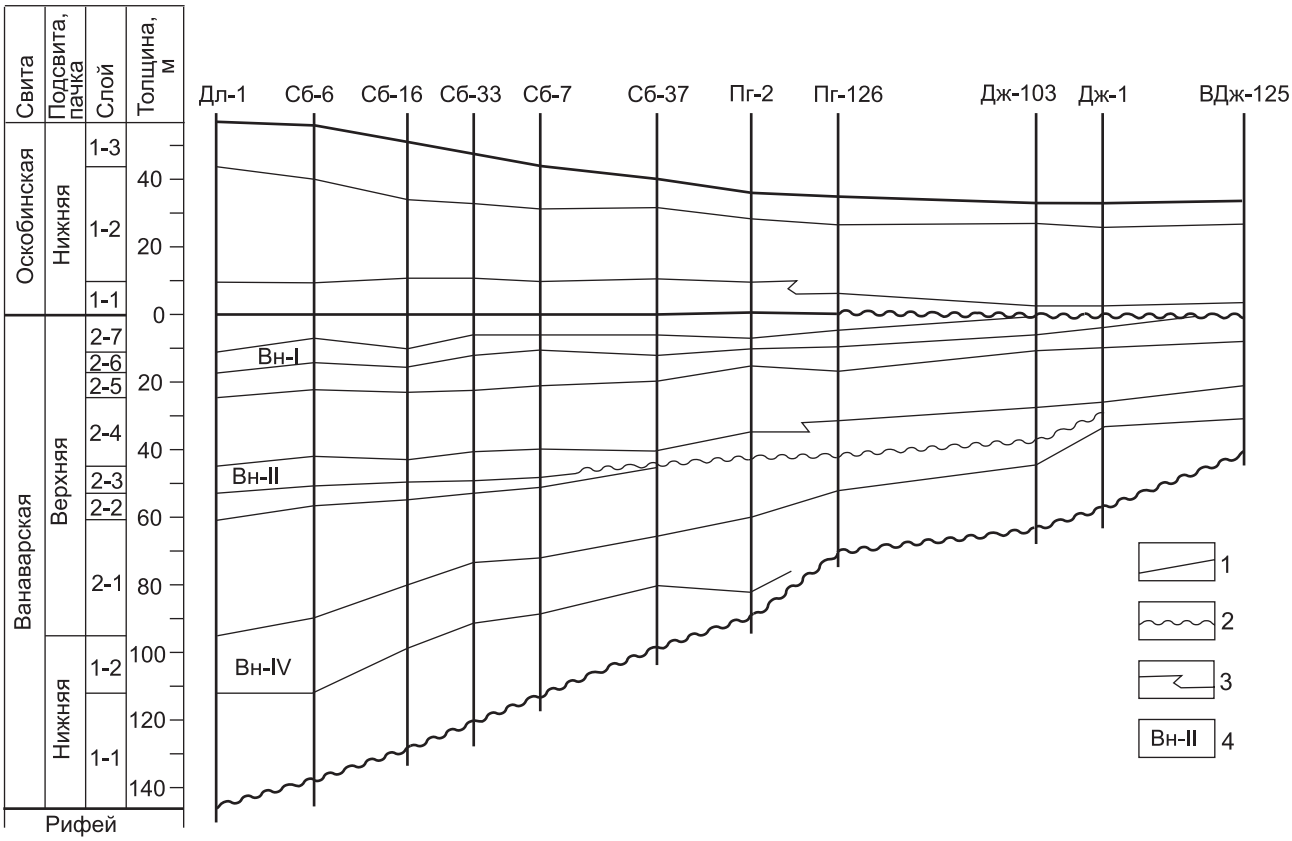


Рис. 2.11. Толщины и распространение слоев ванаварской свиты и нижней пачки оскобинской свиты в субширотном разрезе Собинско-Джелиндуконского района Катангской седловины (расположение скважин см. на рис. 2.10)

Границы слоев: 1 – согласные, 2 – несогласные; 3 – фациальные замещения; 4 – продуктивные пласты

разрезов скважин не удалось выявить перерыв в осадконакоплении между ванаварской и оскобинской свитами. Здесь имеет место постепенный переход от терригенных пород к сульфатно-карбонатным. Только на крайнем востоке Катанской седловины, в зоне ее сочленения с Непско-Ботуобинской антеклизой в основании оскобинской свиты отмечен небольшой размыв.

В разрезе ванаварской свиты фиксируются два уровня перерывов. Один из них (под песчаниковым слоем vn-2-6) – на Джелиндуконской, Еремнской и Верхнеджелиндуконской площадях, он, видимо, распространен локально. Второй перерыв был перед формированием слоя vn-2-3 (продуктивный пласт Вн-II). Он выделялся и в предыдущих работах [9, 57, 110]. Осадконакопление в это время прерывалось на более обширной территории, перерыв может быть отнесен к рангу зональных. Он привел к размыву большей части глинистого слоя vn-2-1, а слой vn-2-2, вероятнее всего, формировался в то время, когда на востоке Катанской седловины данный перерыв уже наступил (см. рис. 2.10).

Региональный преднепский перерыв повсеместно отмечен в предванаварское время. Конец его раньше наступил на западе седловины, где сформировалась нижняя пачка (vn-1-1) ванаварской свиты.

На востоке Катангской седловины длительность преднепского перерыва возрастает, так как в ванаварской свите в результате преднепского рельефа нет нижней подсвиты и низов верхней (рис. 2.12). Здесь в Кулиндинской скв. 1 на рифее залегает пласт vn-2-4. Нижележащие слои ванаварской свиты вскрыты в Кулиндинской скв. 108, пробуренной западнее скв. Кл-1. Верхневанаварские слои 2-4–2-7 уверенно коррелируются, и их суммарная мощность почти не меняется. Это признак палеорельефа, но не тектоники.

Представления о длительности перерывов в вендском комплексе Катанской седловины отражены на рис. 2.10, где дана шкала циклометрического времени, составленная в соответствии с возрастом границ венда в стратиграфическом кодексе России [85]. Она выполнена в соответствии с мощностями пачек и известными в литературе данными по скоростям накопления литологических разностей пород. На рис. 2.10 показаны различия по длительности регионального, зонального и локальных перерывов, это

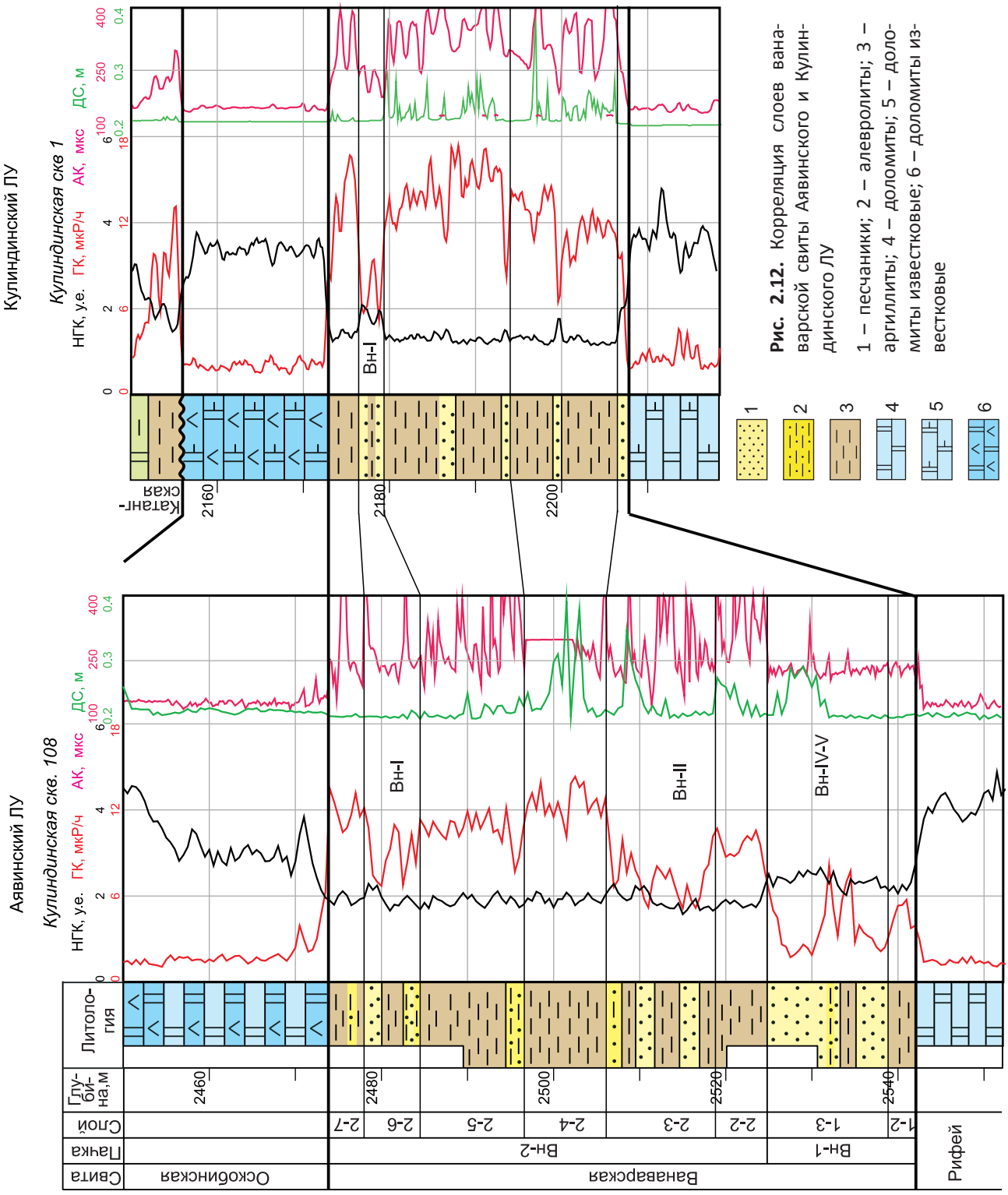


Рис. 2.12. Корреляция слоев ванаварской свиты Аявинского и Кулиндинского ЛУ

1 – песчаники; 2 – алевролиты; 3 – аргиллиты; 4 – доломиты; 5 – доломиты известковые; 6 – доломиты известковые

позволяет оценить масштаб размыва ранее сформированных отложений.

Можно заключить, что в восточной части Катангской седловины время накопления осадков было примерно в 2 раза короче по сравнению с западной частью седловины. Это сокращение обусловлено увеличением длительности и количества перерывов в осадконакоплении [43]. Наличие зонального перерыва внутри ванаварской свиты не дает оснований для уточнения принятого объема подсвит в стратиграфической схеме 1986 г.

2.1.3. Стратиграфическое место границ даниловского и тирского горизонтов в отрицательных структурах венда Сибирской платформы

В венд-кембрийском солеродном бассейне Сибирской платформы есть три района, где увеличиваются толщины свит венда: Приенисейский, Предпатомский прогибы и Присаяно-Енисейская синеклиза. Предпатомский прогиб на западе граничит с Непско-Ботуобинской антеклизой, Приенисейский прогиб и Присаяно-Енисейская синеклиза (через Ангарскую зону складок) – с Байкитской антеклизой. Зоны перехода из антеклиз в прогибы и синеклизу отличаются резким увеличением толщин свит венда.

Вендские отложения на двух территориях (переход свит из Непско-Ботуобинской антеклизы в Предпатомский прогиб и из Байкитской антеклизы в Присаяно-Енисейскую синеклизу) изучены бурением. Исследования разрезов венда показали необходимость уточнения местоположений и существования предданиловского и предтирского стратиграфических несогласий (перерывов и размывов) в отрицательных структурах. В этих структурах места региональных стратиграфических несогласий фиксируются на иных уровнях: перерывы в осадконакоплении были короче, они начались позднее, а формирование надперерывных толщ – раньше по сравнению с антеклизами. Соответственно, сначала уменьшились амплитуды размыва подперерывных толщ, а затем из разреза венда исчезли перерывы в осадконакоплении.

2.1.3.1. Предданиловский перерыв в разрезе верхнего венда юга Байкитской антеклизы и востока Ангарской зоны складок

Предданиловский перерыв венда доказан в Нижнеангарском самостоятельном нефтегазоносном районе (СНГР) на Ильбокичской площади, которая находится в Ангарской зоне складок в северо-восточной части Нижнеангарского СНГР близ его границы с Байкитской нефтегазоносной областью. Площадь охватывает правые притоки р. Чадобец (рис. 2.13).

На площади открыто газовое месторождение. В последние годы пробурены пять оценочных скважин, позволившие выполнить послойное и пачковое расчленение и корреляцию катангской и чистяковской свит, установить местоположение в разрезах скважин предкатангского перерыва и определить 70-метровую амплитуду размыва мошаковской и верхов чистяковской свит тасеевской серии венда на Ильбокичской площади.

Местоположение подошвы катангской свиты является местом предкатангского перерыва. Нижняя часть катангской свиты составлена двумя пачками – базальной глинисто-доломитовой ильбокичской и вышележащей доломитовой преображенской [43] (табл. 2.1).

Ильбокичская пачка разделена на четыре слоя. Два нижних слоя сложены мергелями, разделенными метровым прослоем доломитов. Нижний первый слой зафиксирован только в юго-восточных скв. 3 и 6. Толщина слоя 7 и 13 м соответственно (рис. 2.13), где слой 1 залегает на мошаковской свите. Второй слой прослежен во всех скважинах. Толщина слоя мало меняется (5–6 м). В скв. 2 и 5 он залегает на чистяковской свите. Следующий слой 3 сложен глинистыми доломитами, в его средней части присутствуют прослои мергелей, а в верхней и нижней частях – прослои доломитовых алевролитов. Толщина слоя 3 меняется от 10 до 15 м, она увеличена в юго-восточной скв. 6. Верхний слой 4 ильбокичской пачки сложен в основном глинистыми доломитами. Толщина слоя 10–133 м.

Толщина всей ильбокичской пачки меняется от 25 до 45 м. Минимальные толщины (25–28 м) отмечены на северо-западе Ильбокичской площади, максимальные (37–45 м) – на юго-востоке.

Преображенская пачка сложена в основном известковистыми доломитами, ее толщины меняются от 18 до 23 м.

Выдержанность толщин преображенской пачки и слоев ильбокичской пачки и направленность их изменения по площади позволяют заключить, что слои ильбокичской пачки формировались после окончания предданиловского перерыва в осадконакоплении. Место перерыва в разрезах скважин находится в подошве слоя 2 на северо-западе Ильбокичской площади и в подошве слоя 1 на востоке.

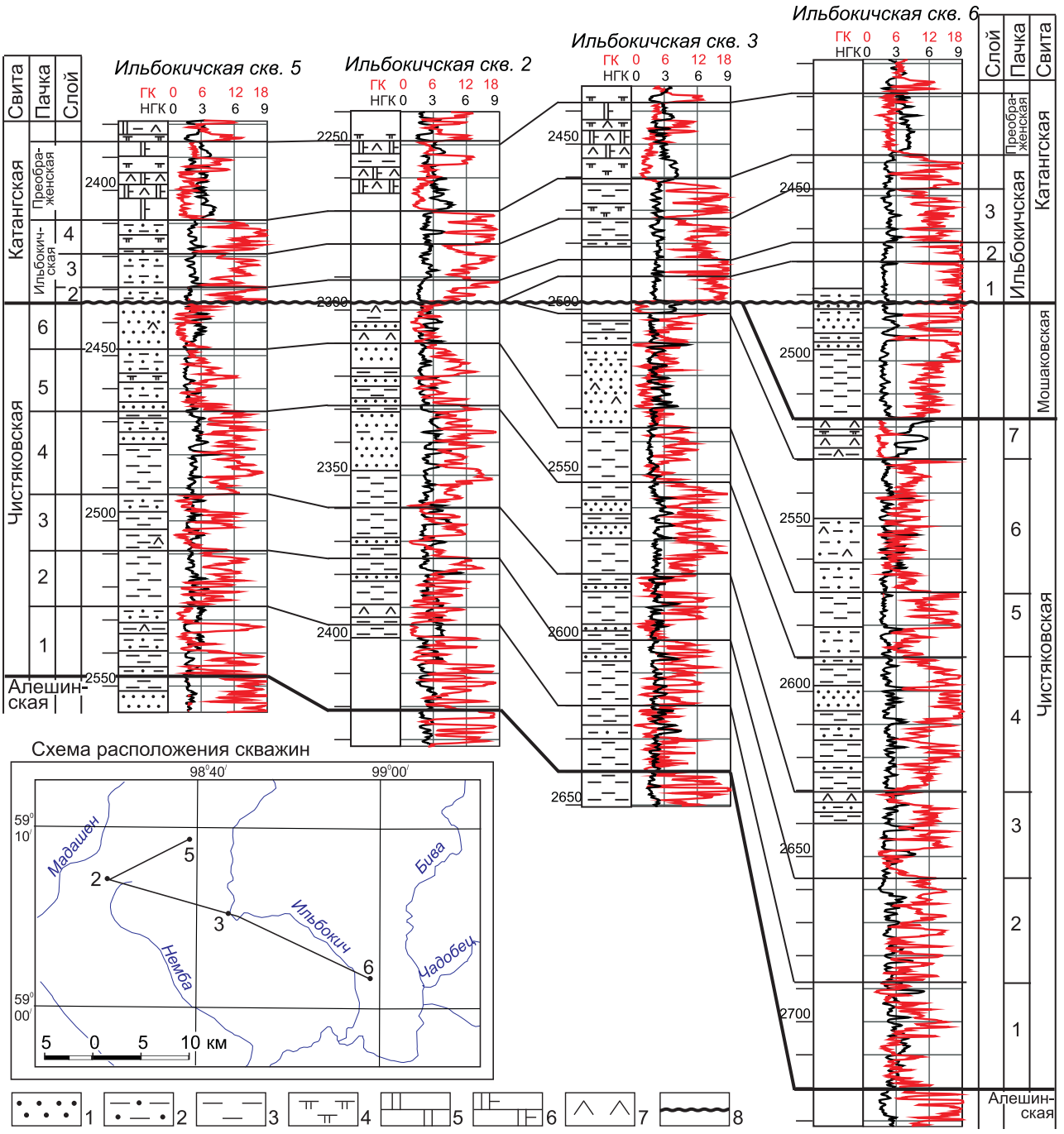


Рис. 2.13. Региональный предкатангский перерыв (предданиловский) в зоне Ангарских складок на Ильбокичской площади Нижнеангарского СНГР

Литология по керну: 1 – песчаник; 2 – алевролит; 3 – аргиллит; 4 – мергель; 5 – доломит; 6 – доломит известковый; 7 – ангидрит; 8 – линия предкатангского перерыва

Мошаковская свита тасеевской серии установлена только на юго-восточном окончании Ильбокичской площади в скв. 6, где ее толщина составляет 35 м. Судя по толщине мошаковской свиты (160 м) в расположенной южнее Агалеевской скв. 4, в скв. 6 сохранилась от размыва во время предданиловского перерыва только нижняя часть мошаковской свиты. Эта часть свиты сложена слоями аргиллитов и прослоями алевролитов.

Чистяковская свита разделена по радиоактивному каротажу на семь пачек. Разбивки скважин и толщины пачек приведены в табл. 2.1. Нижняя пачка сложена чередованием аргиллитов и алевролитов, в последних имеются прослои песчаников. В следующей пачке преобладают аргиллиты. В третьей пачке в подошвенной и кровельной частях преобладают песчаники, а в центральной – аргиллиты. В четвертой пачке

Таблица 2.1

Корреляция слоев и пачек нижней части катангской, мошаковской и чистяковской свит венда в скважинах Ильбокичской площади Нижнеангарского СНГР

Свита	Пачка	Слои	Скв. 2 (альтитуда 305, забой 2760)		Скв. 3 (альтитуда 261, забой 2860)		Скв. 5 (альтитуда 274, забой 2780)		Скв. 6 (альтитуда 278, забой 3000)	
			1	2	1	2	1	2	1	2
Катангская	Преображенская		2270	20	2460	23	2409	18	2438	19
	Ильбокичская	4	2280	10	2473	13	2419	10	2449	11
		3	2292	12	2485	12	2429	10	2464	15
		2	2298	6	2490	5	2434	5	2470	6
		1	–	–	2497	7	–	–	2483	13
Мошаковская			–	–	–	–	–	–	2518	35
Чистяковская		7	–	–	2501	4	–	–	2530	12
		6	2310	12	2535	34	2448	14	2570	40
		5	2328	18	2554	19	2467	19	2590	20
		4	2360	32	2580	26	2492	25	2630	40
		3	2375	15	2600	20	2509	17	2656	26
		2	2395	20	2620	20	2526	17	2688	32
		1	2421	26	2640	20	2547	21	2721	33

Примечание: 1 – глубина подошвы, м; 2 – мощность, м.

песчаники находятся в верхней части, а глинистые породы – в нижней. Пятая пачка сложена песчаниками и алевролитами на западе площади и глинистыми породами на востоке, шестая пачка – в основном песчаниками. Седьмая пачка реперная, это кровля чистяковской свиты: чередование слоев доломитов ангидритистых с прослоями глинистых доломитов. Толщина реперной пачки 12 м. В скв. Илб-6 она перекрыта мошаковской свитой.

В скв. Илб-3 от размыва во время предданиловского перерыва осталось 4 м низов пачки 7 (см. рис. 2.13). В западных скважинах Илб-2 и Илб-5 надперерывная ильбокичская пачка залегает на остатках (12–14 м) нижних частей пачки 6 чистяковской свиты. Здесь в предданиловском перерыве были размыты 12-метровая пачка 7 (полностью) и 24–28 м верхов и середины пачки 6 чистяковской свиты (см. рис. 2.13).

В целом по четырем Ильбокичским скважинам установлен размыв до 100 м верхов тасеевской серии. Длительность доказанного предданиловского перерыва можно оценить до 5 млн лет.

После доказательства наличия предданиловского перерыва и размыва на Ильбокичской площади проведено его прослеживание в ближних скважинах – Колымовской 139 на юге Байкитской антеклизы, Агалеевской 4 на Агалеевской площади и Берямбинской 2 и 3 в Ангарской зоне складок (табл. 2.2, рис. 2.14).

В Колымовской скв. 139 в основании катангской свиты выделены те же преображенская и ильбокичская пачки. Толщина преображенской пачки несколько уменьшается до 20 м, а ильбокичской пачки – до 15 м. Эта пачка разделена на слои 3 и 4, которые прослежены с Ильбокичской площади. Слои 1 и 2 ильбокичской пачки отсутствуют. Место предданиловского перерыва находится в подошве слоя Илб-3.

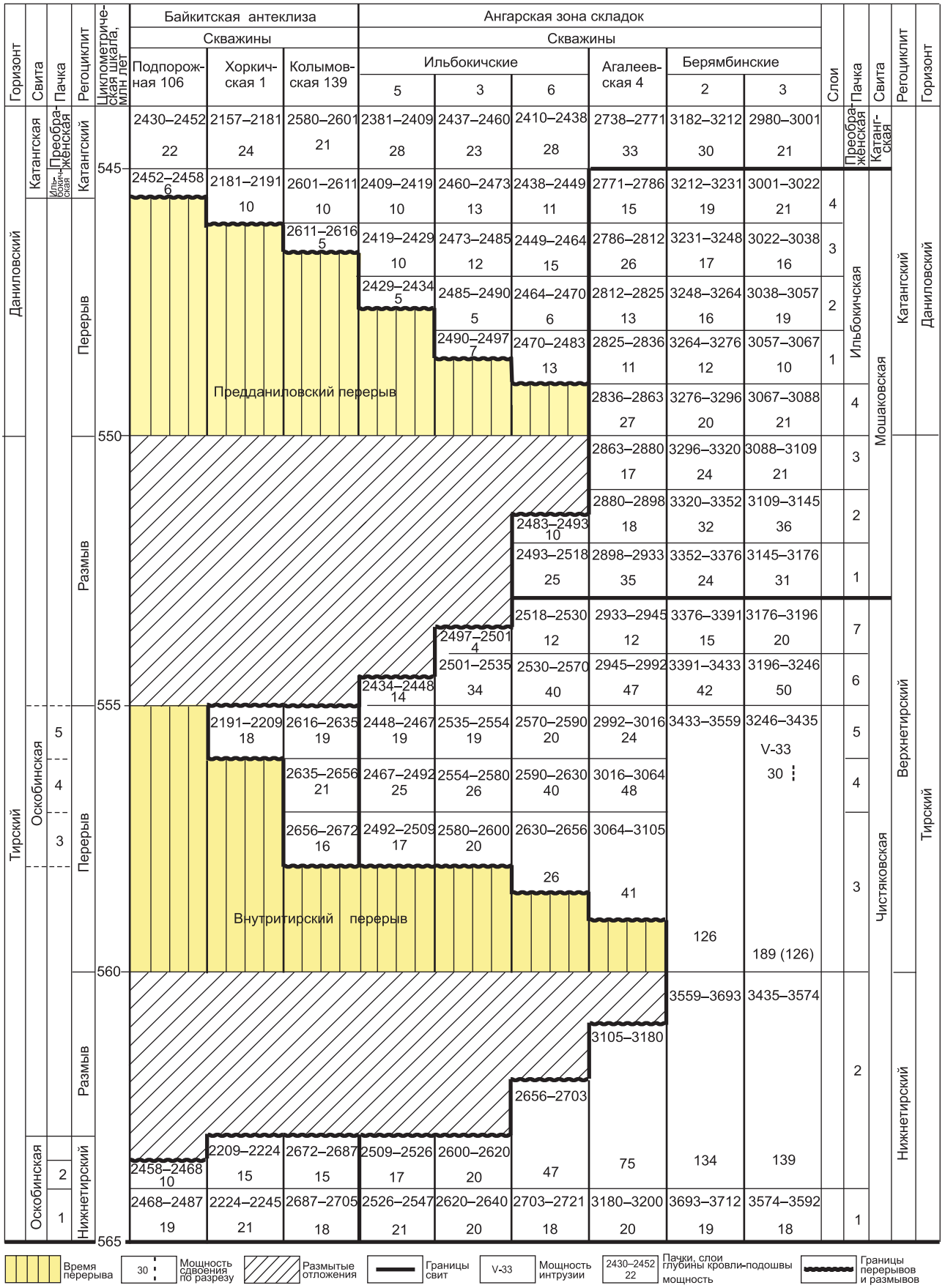
Под катангской свитой выделена оскобинская. Она разделена на шесть пачек, которые однозначно коррелируются с пачками 1–6 чистяковской свиты Ильбокичской площади. Таким образом, подтверждена одновременность формирования чистяковской свиты Ангарской зоны складок и оскобинской свиты Байкитской антеклизы [88]. Предданиловский перерыв проходит из южной части Байкитской антеклизы в Ангарскую зону складок. Амплитуда размыва на антеклизе во время перерыва значительно возрастает – до 80 м.

Южнее Ильбокичской находится Агалеевская площадь, на которой пробурена скв. Аг-4, в ней низы катангской свиты также составлены преображенской пачкой (см. рис. 2.14). Подошва катангской свиты принята на глубине 2770 м. Ниже выделена мошаковская свита (2770–2930 м). Свита сложена в основном глинистыми породами. Толщина свиты в скв. Аг-4 160 м. Верхнюю часть мошаковской свиты составляют слои 1-4 ильбокичской пачки (см. рис. 2.14). Мощность этой пачки и ее слоев незначительно возрастают в скв. Аг-4. За пачкой оставлено название ильбокичская, но она помещена в мошаковскую свиту. Итак, слои 1-4 ильбокичской пачки мошаковской свиты скважины Аг-4 одновозрастны слоям 1-4 ильбокичской пачки катангской свиты.

Чистяковская свита разделена на те же семь пачек, что и на Ильбокичской площади. Кровель-

Таблица 2.2

Детальная стратиграфия тирского и низов даниловского горизонтов венда юга Байкитской антеклизы и востока Ангарской зоны складок Сибирской платформы (субмеридиональный разрез)



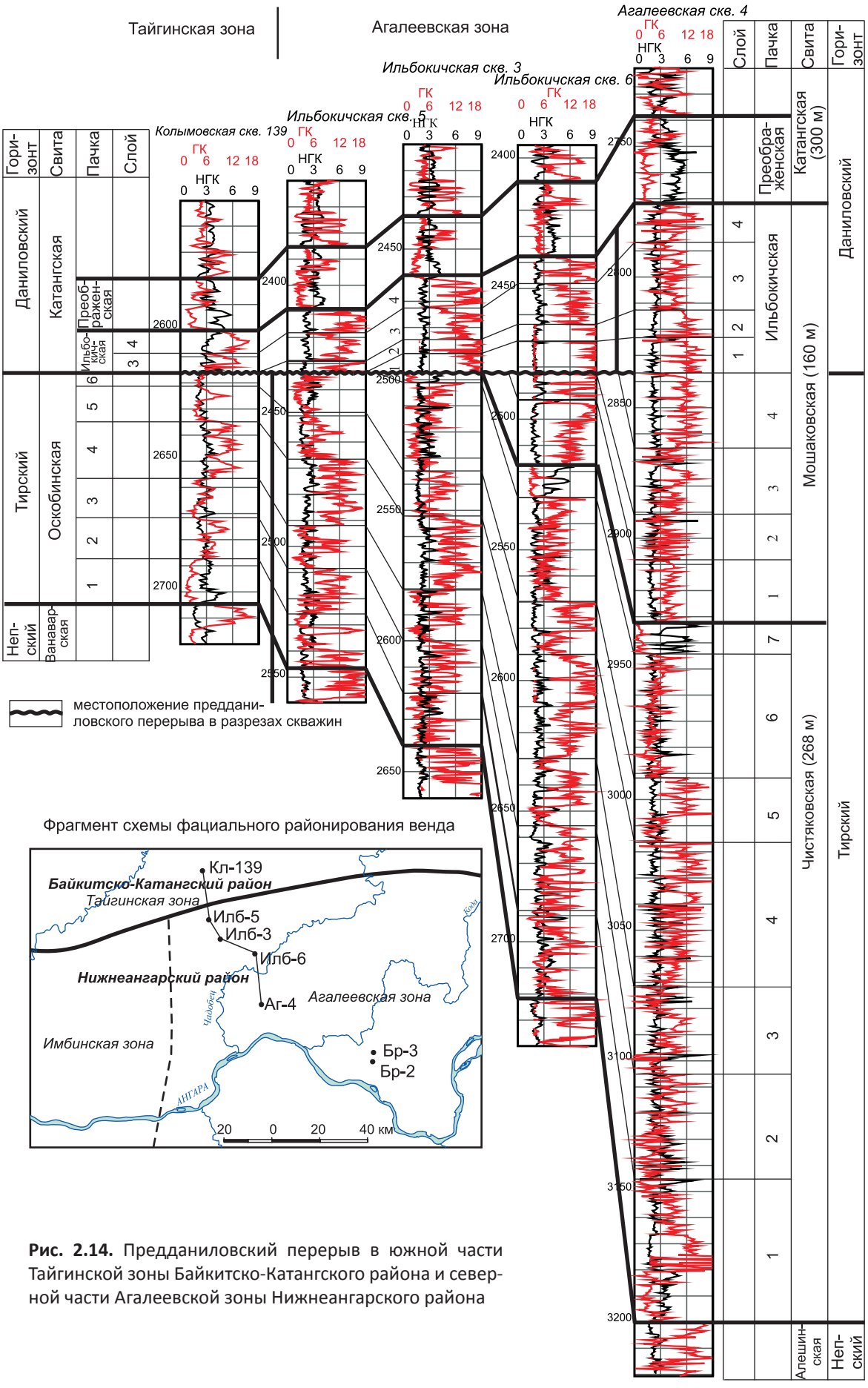


Рис. 2.14. Предданиловский перерыв в южной части Тайгинской зоны Байкитско-Катангского района и северной части Агалеевской зоны Нижнеангарского района

ная пачка 7 реперная, она также представлена доломитами, мощность пачки – 12 м. Нижележащие пачки составлены чередованием аргиллитов, алевролитов и, реже, песчаников.

Пачковая корреляция разрезов скважин Агалеевской 4 и Берямбинских 2 и 3 показала выдержанность толщин ильбокичской пачки (65, 64, 66 м) и нижней (тирской) части мошаковской свиты (97, 100, 101 м соответственно) (см. табл. 2.2). Такая выдержанность толщин низов даниловского горизонта (послеперерывного) и верхов тирского горизонта (предперерывного) позволяет заключить, что в Ангарской зоне складок на Агалеевской и Берямбинской площадях предданиловский перерыв отсутствовал или не проявил себя размывом ранее отложившихся слоев или пачек.

Толщины пачек 3+4 и 5 чистяковской свиты в скважинах закономерно изменяются. Толщина пачки 3+4 последовательно увеличивается с севера (Колымовская скв. 139) на юг (Берямбинские скважины) с 34 до 106 м, это рассматривается как размыв верха пачки во время внутритирского перерыва. Аналогичные изменения толщин зафиксированы у пачки 5 в скважинах Агалеевской и Берямбинской площадей. На Ильбокичской площади толщина пачки 19-20 м, на Агалеевской она возрастает до 72 м, а на Берямбинской – до 126 м. Эти изменения интерпретируются как последовательное увеличение длительности окончания внутритирского перерыва (см. табл. 2.2).

Севернее рассмотренной территории в скважинах Хоркичской 1, Подпорожной 106 Камовского свода Байкитской антеклизы продолжается уменьшение толщины ильбокичской пачки, в разрезах фиксируется только часть слоя 4 толщиной 7–3 м. Это следствие более позднего завершения предданиловского перерыва. В оскобинской свите сохранились от размыва пачки 1, 2, реже 1, 2 и 3. Мощность свиты уменьшается с 56 до 20–29 м. Пачка osk-5 отсутствует. Можно сделать вывод, что на Камовском своде Байкитской антеклизы сохранились низы оскобинской свиты, которые отвечают только низам чистяковской свиты Ангарской зоны складок, у катангской свиты от ильбокичской пачки осталась часть верхнего слоя. Под верхней поверхностью предданиловского перерыва отсутствует примерно 250–300 м разреза венда, время формирования которых около 8 млн лет.

На основе изложенного можно заключить, что на участке сочленения Байкитской антеклизы и Ангарской зоны складок фиксируется резкое увеличение толщин свит верхнего венда. На расстоянии 60 км с севера на юг толщины катангской свиты увеличиваются с 136 до 300 м, мошаковской – с 0 до 160 м, оскобинской и чистяковской – с 90 до 286 м (см. рис. 2.13). Это является следствием тектонического прогибания севера Присаяно-Енисейской синеклизы в вендском периоде. Видимо, предданиловский и внутритирский перерывы в синеклизе отсутствуют, но регионально распространены в центральной части Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции. Наличие предданиловского перерыва доказано также в Байкитско-Катангском и Турухано-Бахтинском ФР.

Глубина размыва подперерывных толщ однонаправлено уменьшается при увеличении толщин свит и появлении мошаковской свиты. Поверхность перерыва и размыв стратиграфически смещаются на юге в мошаковскую свиту (см. табл. 2.2).

Возраст мошаковской свиты охватывает верх тирского и основание даниловского горизонтов. Ильбокичская пачка на Агалеевской площади находится в кровле мошаковской свиты – в терригенном венде. В основании катангской свиты расположена преображенская пачка. Залегающие ниже терригенные отложения венда трудно разделить на даниловский и тирский горизонты, а их распространение невозможно проследить в Присаяно-Енисейской синеклизе. Свитное расчленение венда уточнено, выделена ильбокичская пачка в основании катангской свиты Байкитской антеклизы и в кровле мошаковской свиты в Ангарской зоне складок.

Исчезновение размывов, предданиловского и внутритирского перерывов в Ангарской зоне складок – это известное в геологической литературе типовое строение над- и подперерывных толщ, которое, возможно, распространено на других территориях Сибирской платформы, где установлены подобные резкие изменения толщин венда в результате тектонического прогибания.

2.1.3.2. Предтирский перерыв в северо-восточных частях Непско-Ботуобинской антеклизы и Предпатомского прогиба

На юго-западе Республики Саха (Якутия) место предтирского перерыва в схеме 1986 г. было показано в подошве ботуобинской подсвиты бюкской свиты и ее возрастных аналогов [72].

С. А. Моисеевым, М. В. Лебедевым, П. Н. Мельниковым, Л. В. Рябковой составлены

корреляционные профили, на которых отражено согласное залегание ботуобинских песчаников на подстилающих отложениях [74, 84]. Региональное стратиграфическое несогласие между непским и тирским горизонтами, по данным Лебедева и др. [84], «соскальзывает» на подошву верхнепаршинской подсвиты и, по материалам Л. В. Рябковой [74], находится внутри верхней части верхнепаршинской подсвиты, в подошве пачки аргиллитов, венчающей подсвиту.

В статье [74] приведены два профиля корреляции разрезов тирского и непского горизонтов в поперечном сечении зоны сочленения Непско-Ботуобинской антеклизы (НБА) с Предпатомским региональным прогибом (ПРП). На профилях показано резкое увеличение толщин свит тирского и непского горизонтов от десятков до нескольких сотен метров.

Один профиль проходит через Непско-Ботуобинскую антеклизу на восток на Вилючанское поднятие (рис. 2.15). В структурно-фациальном районировании профиль начинается на западе в Ботуобинской зоне, а на востоке заканчивается в Вилючанской, где меняется литологический состав свит непского горизонта.

Основной результат корреляции – ниже кровли непского горизонта прослеживание пласта (в некоторых скважинах пачки) аргиллитов с аномально высоким значением ГК. Это вспомогательное стратиграфическое тело отнесено к коре выветривания, которая перекрывает различные свиты непского горизонта: наиболее древние (курсовскую, непскую) на западе на НБА и более молодые (паршинскую, харыстанскую на востоке в ПРП) [74].

В статье Лебедева и др. [84] также приведены корреляционные профили, иллюстрирующие строение непского и тирского горизонтов северо-востока НБА, включая Ботуобинскую и Нюйскую зоны. Авторы изменили объемы горизонтов, выделив нижненепский и верхненепско-тирский горизонты: «Нижнюю часть тирского

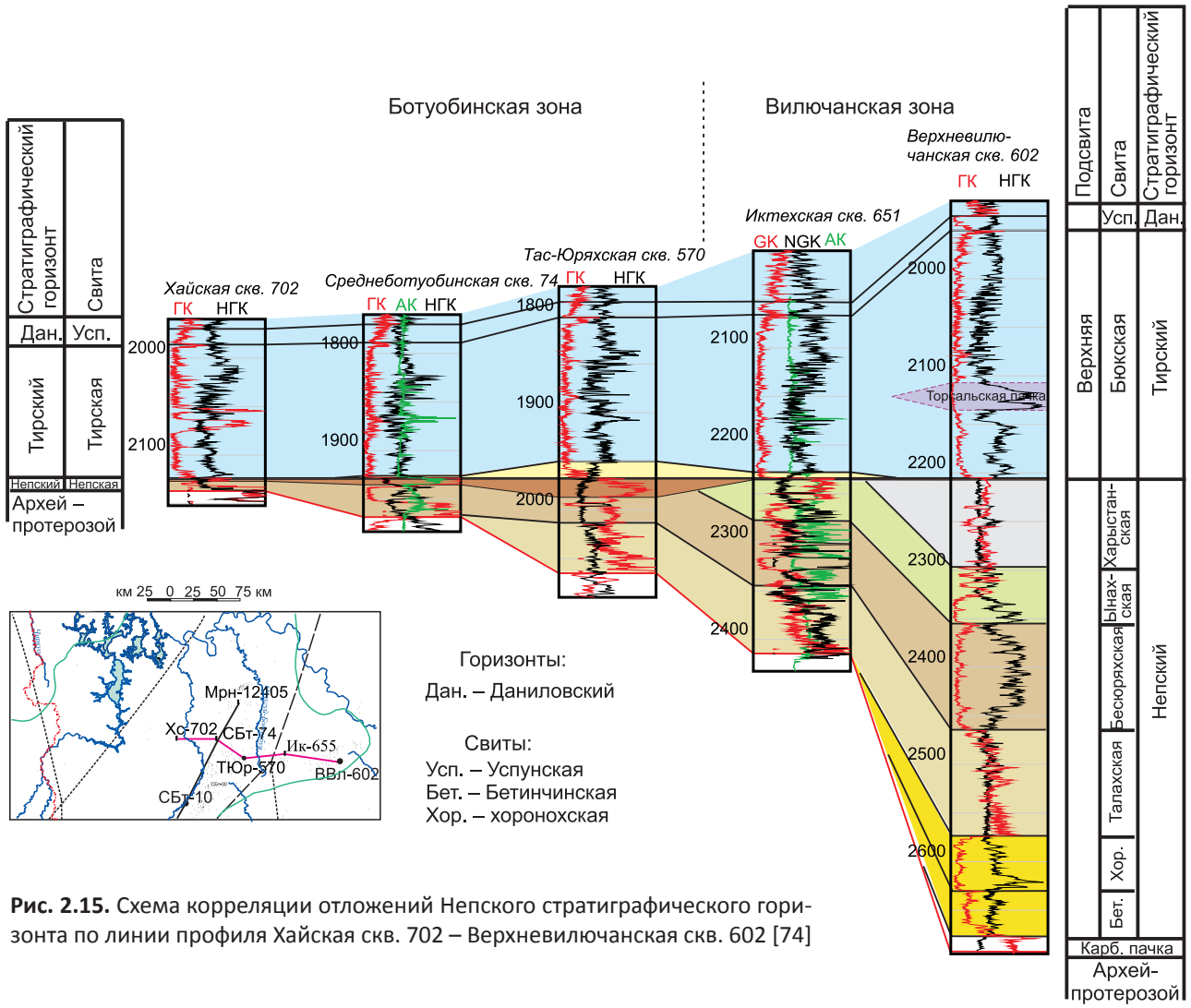


Рис. 2.15. Схема корреляции отложений Непского стратиграфического горизонта по линии профиля Хайская скв. 702 – Верхневилючанская скв. 602 [74]

горизонта в Нюйской и Пеледуйской зонах и образуют отложения верхнепаршинской подсвиты» [84, с. 889].

Один корреляционный профиль в статье [84] в целом совпадает с профилем из статьи Л. В. Рябковой [74]. Он включает те же площади и частично скважины. Стратификация непского и тирского горизонтов в профилях существенно различается. Поэтому были уточнены корреляция, местоположение предтирского перерыва в разрезах скважин на основе правила сокращения длительности перерыва в направлении от поднятий к прогибам и, как результат, в прогибах сохранены более молодые подперерывные толщи и, в меньшей мере, появление более ранних надперерывных слоев. Результаты этого пересмотра приведен на рис. 2.16. Они сводятся к следующему.

• Граница тирского и непского горизонтов на западе профиля в Ботуобинской зоне находится в скважинах на том же месте, где она показана на схеме 1989 г. Здесь сохраняются те же свиты и именные подсвиты в тирском и непском горизонтах.

• Восточнее в Вилючанской зоне местоположение перерыва находится в ынахской свите, ниже харыстанской свиты, которая появляется под бюкской свитой.

• На востоке (начиная с Иктехской – Верхневилючанской площадей) под перерывом находится бесюряхская свита. Возможно, здесь исчезает предтирский перерыв, в результате наращивания над- и подперерывных толщ.

• В целом предтирский перерыв на профиле перемещается с подошвы ботуобинской подсвиты на НБА на середину ынахской свиты на восточном окончании прогиба. Появляется около 100 м новых надперерывных толщ – харыстанской и ынахской свит.

Приведенные примеры показали неоднозначности определения места предтирского перерыва. Вероятнее всего, место перерыва переходит с подошвы бюкской свиты в верхнюю пачку курсовской и паршинской [74], а далее в прогиб – в середину ынахской свиты.

Не исключено, что это одно и то же предтирское региональное стратиграфическое несогласие, которое «скользит» по верхнепаршинской

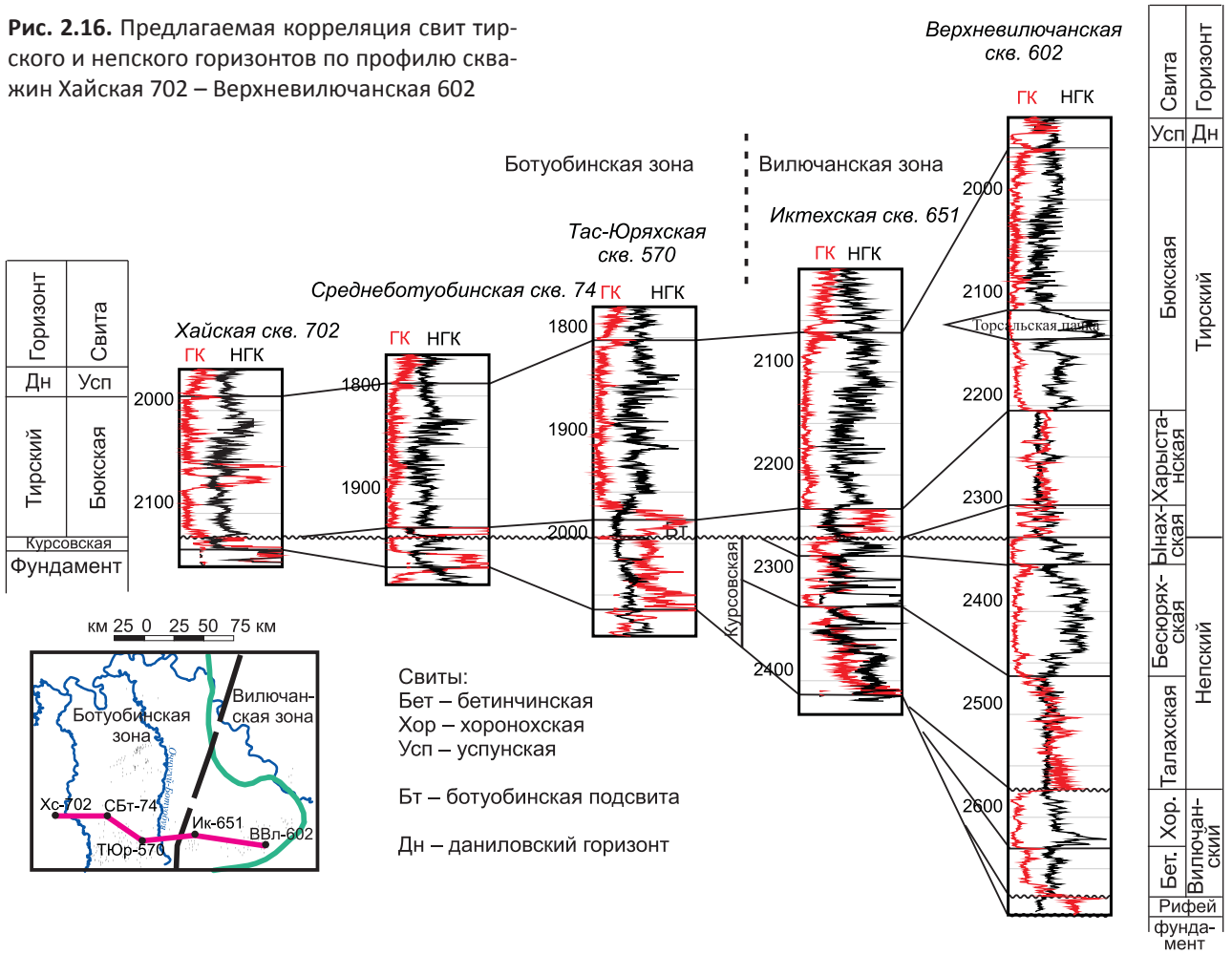


Рис. 2.16. Предлагаемая корреляция свит тирского и непского горизонтов по профилю скважин Хайская 702 – Верхневилючанская 602

подсвите от ее подошвы в центральной и восточной частях Предпатомского прогиба, приближается к кровле подсвиты в западной его окраине, переходит в подошву ботуобинских песчаников на востоке НБА. Нижняя подсвита паршинской свиты является подперерывной и относится повсеместно к непскому горизонту, а верхняя – к тирскому горизонту на востоке Предпатомского прогиба, частично к тирскому и непскому горизонтам в его западной части. На НБА курсовская свита входит в непский горизонт, а ботуобинская подсвита – в тирский.

Уточнение места над- и подперерывных частей предтирского перерыва требует дополнительных работ по корреляции терригенного венда на северо-востоке антеклизы и прогиба. Необходима детальная корреляция до уровня слоев и пачек и последующее обоснование места предтирского и других перерывов и амплитуды размыва подперерывных отложений.

2.2. Перерывы в кембрии

В кембрийском периоде был один длительный региональный перерыв – раннемайский. В последней стратиграфической схеме кембрия [72] он зафиксирован в разрезах Ботуобинской, Южно-Сюгджерской, Ыгыаттинско-Арбайской и Березовской зон Западной Якутии, в Илимпейской и Сурингдаконской зонах Красноярского края. Затем он был прослежен в южной, восточной и западной частях Восточно-Сибирского соленосного бассейна [44]. Во время перерыва были частично размыты отложения литвинцевской, костинской, таначинской свит, а в Присаяно-Енисейской синеклизе были полностью размыты литвинцевская и верхние пачки ангарской свиты [13, 50].

Более короткий по длительности перерыв установлен в результате детальной (послойной) корреляцией в кровле осинского горизонта и в подошве литвинцевской свиты. Возникли предположения о существовании таких перерывов в основаниях эльгянского, олекминского горизонтов.

2.2.1. Раннемайский региональный перерыв

Повсеместное распространение раннемайского перерыва обосновано при изучении стратиграфии среднего кембрия Турухано-Иркутско-Олекминского ФР Сибирской платформы [44].

Стратиграфия региона построена в основном на последовательности залегания немых толщ между фаунистически охарактеризованными уровнями [49, 71]. В целом по смене комплексов трилобитов зафиксирована только нижняя граница среднего кембрия в Сюгджерском и Ангаро-Непском районах. Верхняя граница среднего кембрия, его расчленение на амгинский и майский ярусы проведены условно во всех областях региона.

На схеме 1986 г. [72] в Сюгджерском районе бордонская свита и нижнеэвенкийская подсвита в Илимпейском районе охватывают примерно верхнюю треть майского яруса, в остальной части отображен перерыв в осадконакоплении. В Туруханской и Бахтинской областях, Байкитско-Катангском районе нижнеэвенкийская подсвита и летнинская свита охватывают весь объем майского яруса, без перерыва залегают на амгинских образованиях.

Такое противоречивое отображение стратиграфического объема этих свит является следствием двух различных представлений об истории геологического развития Турухано-Иркутско-Олекминского ФР в майском веке, а именно: севернее, в Анабаро-Синском фациальном регионе между амгинским и майским ярусами установлен крупный перерыв в осадконакоплении, обоснование которого дано по выпадению ряда трилобитовых уровней майского яруса [57]. Перерыв установлен в поле развития джуктинской и бордонской свит, которые прослежены по территории Анабаро-Синского ФР по данным нефтегазопоискового бурения, полученным В. В. Граусманом, В. П. Жерновским. По этой причине перерыв отображен в корреляционной части схемы только в Сюгджерском районе.

Некоторые геологи признают фациальное замещение верхней части сероцветной карбонатно-соленосной формации нижней частью красноцветной карбонатно-терригенной формации в южной части ФР [23, 68]. В результате возраст последней оценивается как майский ярус – низы верхнего кембрия на востоке Ангаро-Непского района и амгинский ярус – низы верхнего кембрия на западе. Но большинство специалистов признают здесь крупноамплитудный размыв во время раннемайского перерыва. Прямых фаунистических доказательств наличия перерыва или фациального замещения в среднем кембрии нет. Это определяется по взаимоотношениям толщ, по аналогии с другими районами.

Перерыв в Присаяно-Енисейской синеклизе установлен детальной (пачковой) корреляцией разрезов ангарской и литвинцевской свит (рис. 2.17). На востоке синеклизы выделены ангарская, литвинцевская и верхоленская свиты. В западной части под верхоленской свитой на-

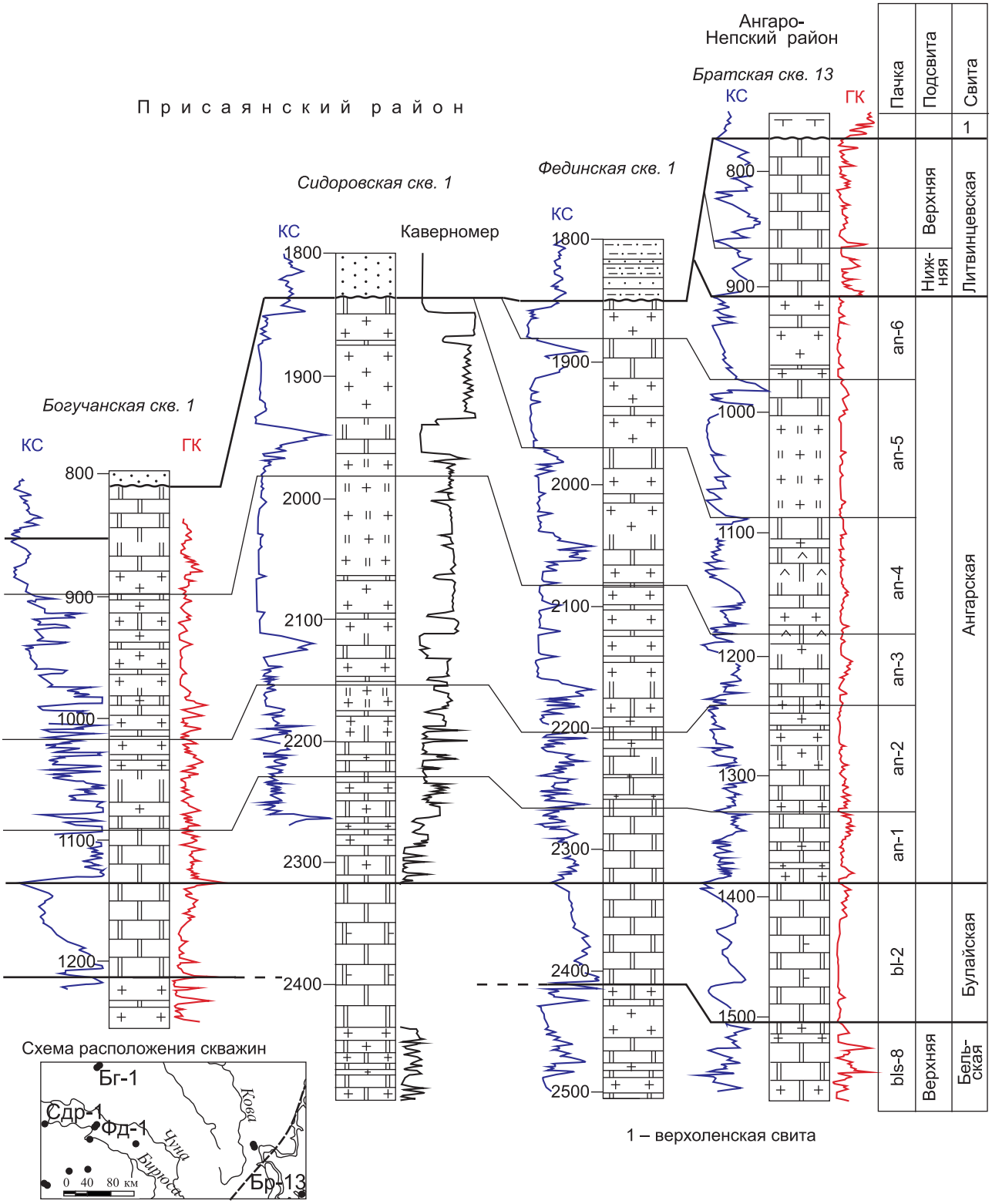


Рис. 2.17. Размыв литвинцевской и верхней части ангарской свит в Присаяно-Енисейской синеклизе во время раннемайского перерыва (по [17])

Усл. обозн. см. на рис. 2.7

ходится средняя часть ангарской свиты. Ее верхи и литвинцевская свита были размыты во время раннемайского перерыва [13, 50]. На крайнем западе синеклизы в скв. 21-к у дер. Рассол в 30–35 м ниже подошвы верхоленской свиты (в разрезе рассольнинской свиты) найдены обломки трилобитов, характерных для урицкого горизонта булайской свиты. Следовательно, амплитуда раз-

мыва увеличивается к границе Сибирской платформы с Канской глыбой в эпоху, предшествовавшую накоплению осадков верхоленской свиты [93, с. 55].

По геологическим данным и анализу материалов нефтегазопоискового бурения получены дополнительные сведения о существовании длительного перерыва в среднем кембрии северных и центральных областей Туруханско-Иркутско-Олекминского ФР.

В Туруханском районе перерыв между летнинской и костинской свитами зафиксирован в обнажении на левом берегу р. Нижняя Тунгуска в 7 км ниже устья р. Летняя. Здесь в низкую воду в береге обнажается поверхность костинской свиты, сложенная темно-серыми доломитами. Эта поверхность разбита на блоки рядом извилистых, ломаных, пересекающихся трещин длиной до 5 м и шириной до 30-40 см. Трещины заполнены угловатыми неокатанными обломками слоистых, тонкослоистых темно-серых доломитов и известняков, характерных для верхов костинской свиты. Размеры обломков – от долей до 20 см. Обломочный материал в трещинах сцементирован красными глинистыми доломитами и доломитовыми мергелями, свойственными в этом районе только низам летнинской свиты. Сами породы летнинской свиты обнажены в 10–15 м вверх по паберегу.

Вслед за В. И. Драгуновым мы интерпретируем такое строение обнажения, как факт существования надводного рельефа во время

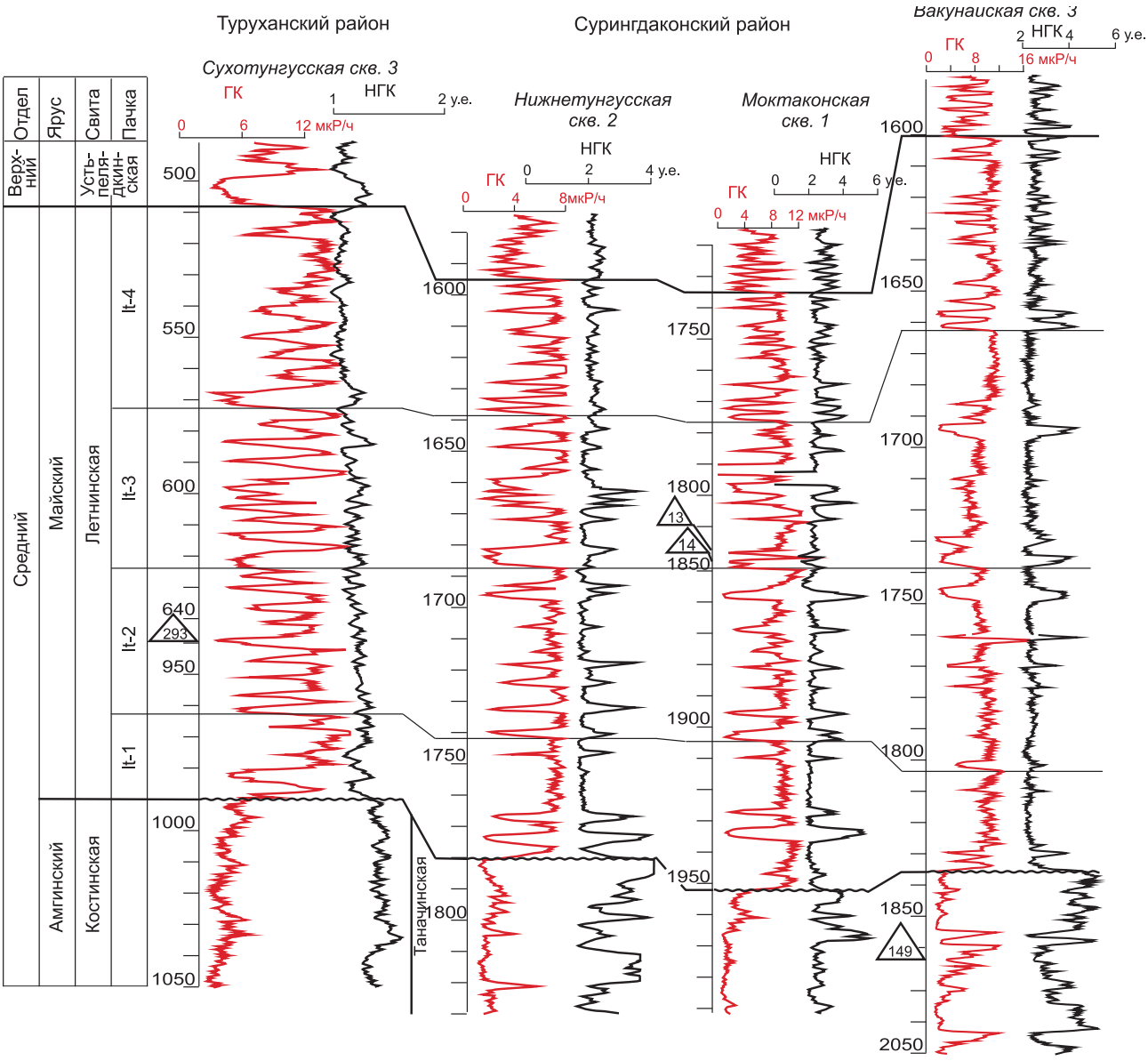


Рис. 2.18. Корреляция разрезов майского яруса среднего кембрия Туруханского и Сурингдаконского районов Бахтинской области (расположение скважин см. на рис. 1.24)

предлетнинского перерыва. В карбонатном массиве на поверхности костинской свиты в это время возникли трещины, которые были заполнены обломками пород верхов костинской свиты. Цементирование обломков в трещинах произошло в начале летнинского времени, когда участок оказался ниже уровня компенсации (скорее всего, это был уровень вод бассейна летнинского времени).

Существование рельефа перед формированием летнинской свиты подтверждается и по результатам бурения скважин в Туруханском районе. В них по каротажу фиксируется налегание на костинскую свиту различных слоев основания летнинской свиты. В северном направлении от Сухотунгусской площади к Нижнелетнинской исчезают два нижних слоя летнинской свиты общей мощностью до 15 м. В 15 км к северу от Нижнелетнинской площади на р. Нижняя Тунгуска находится вышеупомянутое обнажение.

Аналогичное явление фиксируется в Суринг даконском районе Бахтинской области, где летнинская свита также залегает различными слоями на нижележащих отложениях таначинской свиты (рис. 2.18).

Новые, оригинальные материалы по стратиграфии амгинского и майского ярусов среднего кембрия получены в Тынепском районе. Здесь на юге Моктаконской площади бурения над булайской свитой нижнего кембрия находятся отложения, в которых определены трилобиты, характерные для Анабаро-Синского ФР. В Моктаконской скв. 4 в перекрывающей булайскую свиту толще темно-серых глинистых известняков (бираминская свита, мощность 46 м, керн отобран в нижней части толщи) обнаружены трилобиты еланского горизонта, а в залегающей выше имбакской свите темно-серых известняков (мощность 195 м, керн отобран в средней части толщи) – трилобиты, характерные для верхней части амгинского яруса. [86].

Выше находится соленосно-доломитовая хурингдинская свита (мощность 130–135 м). Ее перекрывает немая пестроцветная соленосно-глинисто-доломитовая оленчиминская свита (керном охарактеризована нижняя ее половина свиты), на которой, в свою очередь, залегает летнинская (см. рис. 1.31). Определения трилобитов и последовательность залегания позволили отнести бираминскую свиту глинистых доломитов к верхам нижнего – низам среднего кембрия (к аналогам ичерской свиты, нижнелитвинцевской подсвиты). Известняковая имбакская свита составляет верхнюю часть амгинского – нижнюю часть майского ярусов [48]. Вышележащие хурингдинская соленосно-доломитовая и оленчиминская свиты, видимо, слагают середину майского яруса. Наличие солей и сульфатов в майском ярусе зафиксировано в Анабаро-Синском ФР в северо-восточной части Сибирской платформы [57]. Летнинская свита составляет верхнюю часть майского яруса.

В 8–11 км к северу в остальных пяти скважинах Моктаконской площади разрез верхов нижнего – среднего кембрия резко меняется. Здесь на булайской свите залегает дельтулинская (бессолевой аналог ангарской свиты). Выше дельтулинской свиты находится таначинская, которая по комплексу трилобитов отнесена к низам амгинского яруса. Суммарная мощность свит 540–560 м. Майский ярус здесь представлен летнинской свитой.

Таким образом, начиная с северных скважин Моктаконской площади и далее на север в Туруханском и Суринг даконском районах фиксируется длительный внутримайский перерыв в среднем кембрии, охватывающий время формирования соленосно-доломитовой толщи и оленчиминской свиты. Длительность перерыва – средняя часть майского века. Летнинская свита начала формироваться после этого перерыва. Южнее Моктаконской площади в Тынепском районе находится самый полный разрез среднего кембрия Туруханo-Иркутско-Олекминского региона.

Данные о распространении перерыва в среднем кембрии в центральных областях указанного региона приведены далее (после анализа возраста оленчиминской свиты и ее прослеживания по центральным и восточным областям региона).

Наличие в Тынепском районе трилобитов, характерных для верхней части амгинского яруса, и однозначная пачковая корреляция летнинской свиты и нижнеэвенкийской подсвиты (рис. 2.19) позволяют отнести оленчиминскую свиту к майскому ярусу, а ее корреляцию с литвинцевской свитой [72] следует признать ошибкой [36].

Дополнительные аргументы в пользу майского возраста оленчиминской свиты получены по результатам детальной корреляции подэвенкийских и подверхоленских уровней разреза в Байкитско-Катангском районе и Ботуобинско-Сюгджерской области. Исследования основаны на прослеживании слоев (на рис. 2.19, 2.20 показана корреляция до уровня пачек) по северной и центральной частям Туруханo-Иркутско-Олекминского ФР. При этом было сделано допущение, что тонкие слои карбонатов, особенно среди глинистых пород, могут быть признаны квазиизохронными.

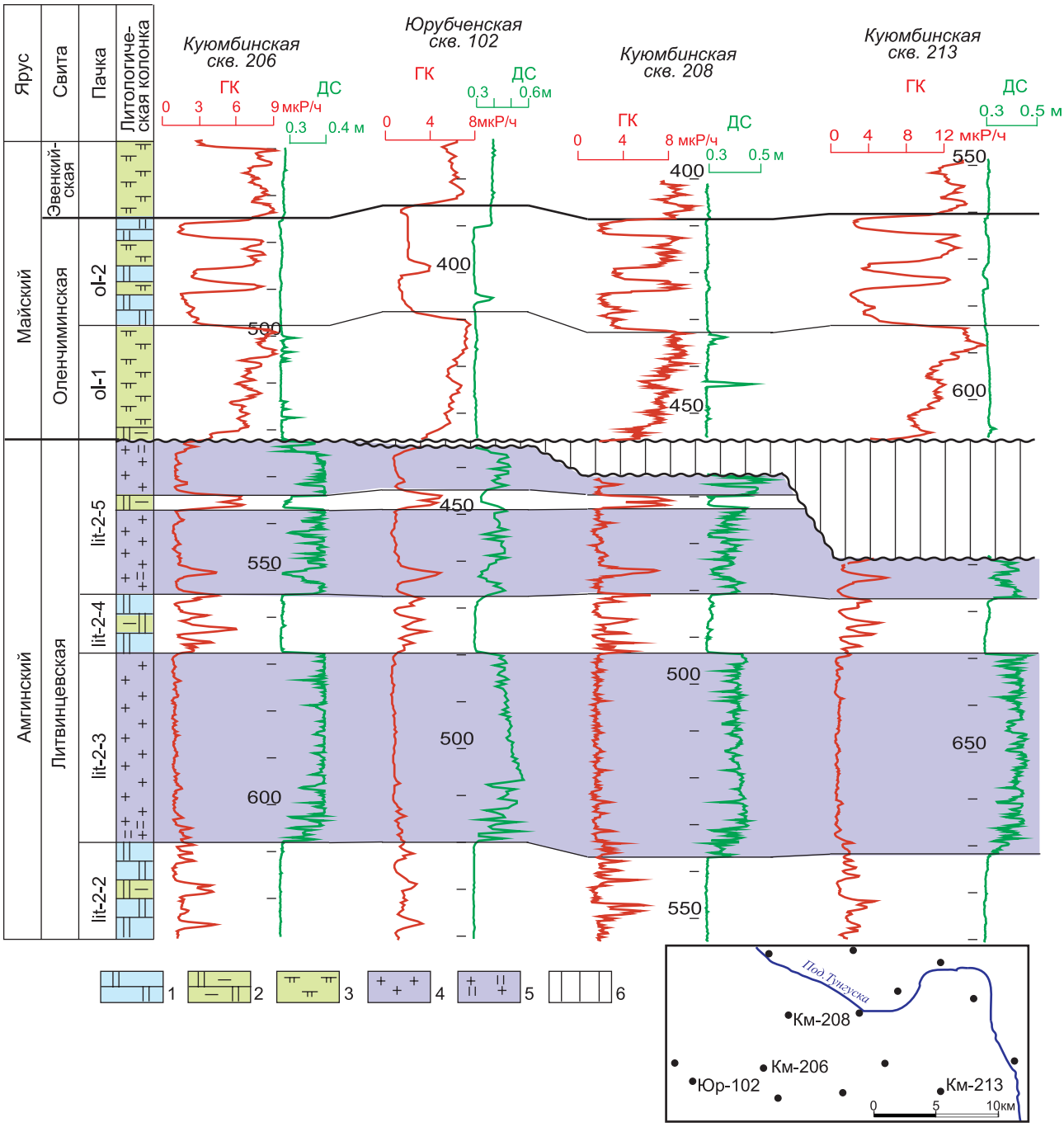


Рис. 2.19. Размыв верхов литвинцевской свиты кембрия во время предоленчиминского (внутримайского) перерыва на Куюмбинской площади

1 – доломит; 2 – доломит глинистый; 3 – мергель доломитовый; 4 – каменная соль; 5 – каменная соль с прослоями доломита; 6 – размытые интервалы верхнелитвинцевской подсвиты

Оленчиминская свита составлена из двух пачек – верхней преимущественно доломитовой и нижней мергельной. В верхней пачке фиксируются три пласта доломита, разобщенные двумя пластами мергелей (см. рис. 2.11). Такое строение прослежено по всем районам.

Нижняя пачка на западе содержит тонкие слои каменной соли. В восточном направлении мощность пачки последовательно уменьшается. Под оленчиминской свитой залегает литвинцевская свита нижнего – среднего кембрия. Таким образом, перерыв фиксируется в предоленчиминское время и охватывает, видимо, основное время майского века.

Амплитуда размыва во время раннемайского перерыва оценена по скважинам Куюмбинского месторождения в Юрубчено-Тохомской зоне нефтегазонакопления (Байкитская антеклиза, Ка-

мовский свод). Здесь по ряду поисковых и разведочных скважин выделен размыв верхних слоев литвинцевской свиты. Для обоснования размыва проанализированы те скважины, в которых не выражено выщелачивание солей инфильтрационными водами и нет интрузий триасовых долеритов, искажающих последовательность слоев.

Надперерывная (оленчиминская) и подперерывная (литвинцевская) свиты были разделены на пачки, проведен анализ их мощностей и распространения. В оленчиминской свите выделены пачка мергелей в основании и пачка доломитов в верхней части. Верхнелитвинцевская подсвита разделена на три пачки солей и две – доломитов. При обосновании перерыва верхнюю пачку солей разделили на три слоя – два слоя соли и разделяющий их тонкий (2–3 м) слой доломита (см. рис. 2.19).

Корреляция пачек и слоев показала, что толщины нижней (мергельной) и верхней (доломитовой) пачек оленчиминской свиты весьма выдержанные (43–48 и 22–25 м соответственно). Нижняя пачка мергелей в основном залегает на верхнем слое пачки 5 верхнелитвинцевской подсвиты, но мощность слоя меняется в скважинах от 6 до 14 м. В скв. К-213 этот слой полностью размыт, как и тонкий слой доломитов, разделяющий слои солей. Мощность нижнего слоя пачки 5 – 16–20 м, только в скв. 213 уменьшается до 9 м (см. рис. 2.19).

Строение пачки и слоев солей верхнелитвинцевской подсвиты выдержано не только по толщинам, но и по строению – по положению прослоев доломита внутри слоев соли. Это позволяет уверенно объяснить отсутствие слоев верхней части пачки 2–5 размывом во время предоленчиминского перерыва. Амплитуда размыва на Куюмбинском месторождении достигает 25 м.

Каменные соли верхнелитвинцевской подсвиты подходят снизу до поверхности размыва. Их выщелачивания во время перерыва не зафиксировано, что объясняется суровой аридностью климата во время перерыва, а также существованием суши на месте Куюмбинской площади в конце перерыва.

Толщины верхнелитвинцевской подсвиты можно анализировать, так как тела траппов внедрились в подсвиту на двух небольших участках – на западе Юрубченского месторождения и на севере Куюмбинского. Толщины меняются от 37 до 176 м, т. е. пятикратно. Это обусловлено размывом верхов подсвиты во время раннемайского (предоленчиминского) перерыва [36]. Амплитуда размыва была максимальной в юго-восточных частях Юрубчено-Тохомской и Оморинской зон нефтегазообразования (ЗНГН): размыто до 130 м верхов и середины подсвиты. Минимальный размыв был на западе Оморинской ЗНГН, к юго-западу от Юрубчено-Тохомской зоны (ЮТЗ).

Таким образом, во время внутримайского перерыва в центральной части Байкитской антеклизы существовала суша, на которой происходило разрушение слагающих ее поверхность пород верхнелитвинцевской подсвиты. Вынос продуктов разрушения осуществлялся, вероятно, эоловыми путями.

Выдержанность толщин надперерывной пачки оленчиминской свиты позволяет заключить, что поверхность суши была плоской, рельеф – сглаженным, а глубина размыва верхнелитвинцевской подсвиты объясняется тектоническими причинами.

Прослеживание последовательности чередования тонких слоев доломитов и мергелей оленчиминской свиты в Байкитско-Катангском районе позволяет сделать вывод, что верхняя часть верхнелитвинцевской подсвиты на схеме 1986 г. мощностью 25–35 м является возрастным аналогом оленчиминской и относится к майскому ярусу среднего кембрия (см. рис. 1.33, скважины Петимовская 1 и Чамбинская 114). Весьма вероятно, что в эти районы продолжается предоленчиминский региональный перерыв, т. е. надперерывную часть следует изъять из литвинцевской свиты в самостоятельное местное стратиграфическое подразделение – оленчиминскую свиту.

Те же самые слои доломитов и мергелей оленчиминской свиты прослеживаются в верхних частях литвинцевской свиты Илимпейского и метегерской свиты Сюгджерского районов (рис. 2.20). Строение верхней доломитовой пачки аналогично таковой в Байкитско-Катангском районе. Мощность мергельной пачки увеличена, поэтому верхние части (около 60 м) верхнелитвинцевской подсвиты и метегерской свиты Илимпейского и Сюгджерского районов на предлагаемой стратиграфической схеме кембрия отнесены к майскому ярусу и выделены в оленчиминскую свиту.

2.2.2. Предлитвинцевский перерыв

Перерыв и размыв были и в предлитвинцевское время (рис. 2.21). Размыв прослежен по скважинам ЮТЗ центральной части Камовского свода. Он фиксируется на карте толщин слоя 3 верхней пачки (an-7) ангарской свиты (рис. 2.22). Толщины пачек и слоев в верхах ан-

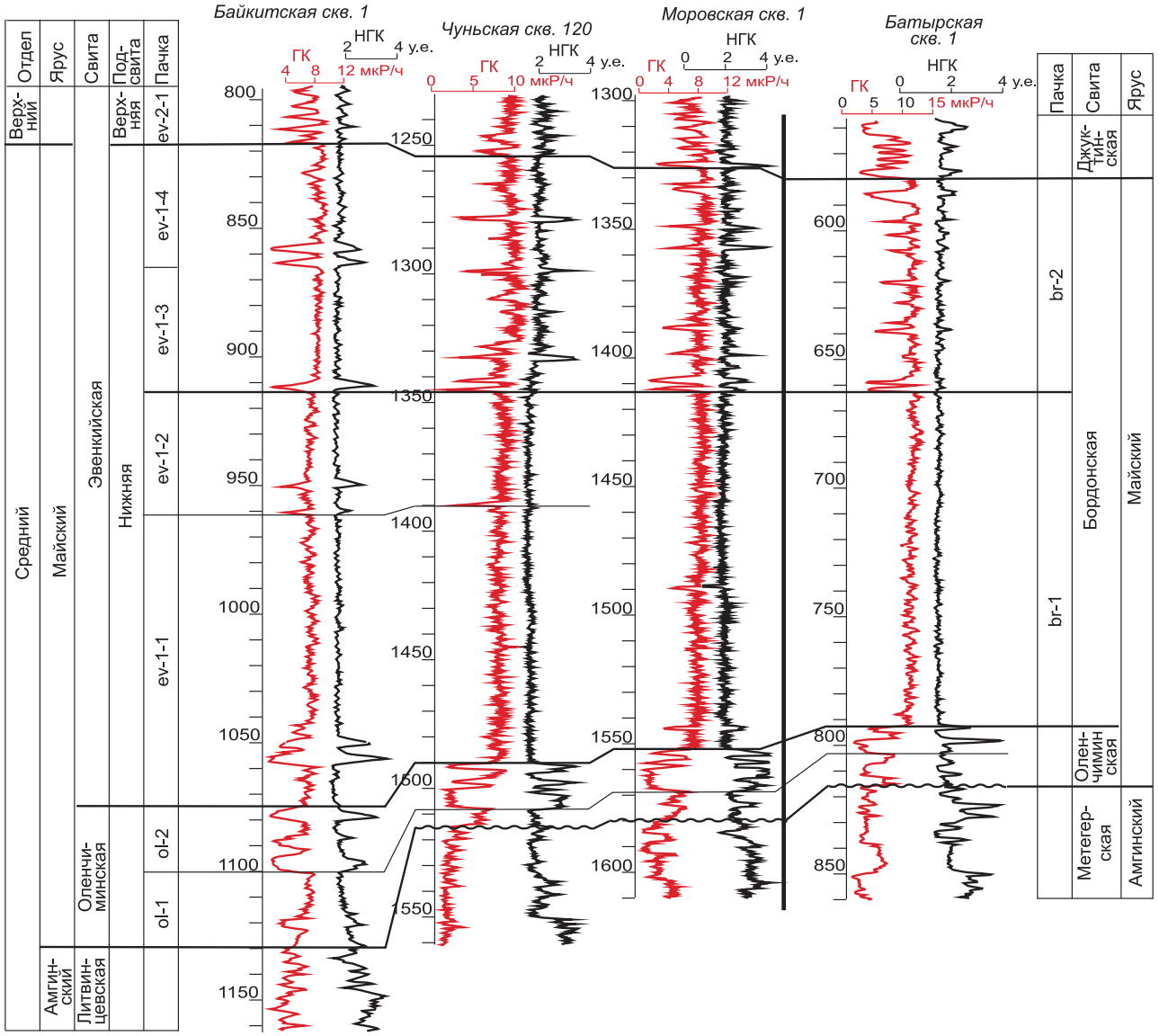


Рис. 2.20. Корреляция разрезов майского яруса среднего кембрия Байкитско-Катангского и Ботуобинско-Березовского районов Сибирской платформы

гарской свиты выдержаны по территории, они представляют собой чередование солей и доломитов. Исключение составляет верхний слой 3 пачки an-7, толщина которого меняется от 0 до 37 м (см. рис. 2.21, 2.22). Слой полностью размыт в юго-западной части территории и имеет максимальные толщины на ее северо-востоке. Аналогично меняется толщина нижнелитвинцевской подсвиты – с 35 до 100 м. Наличие перерыва и размыва позволяет обосновать выделение литвинцевского регоциклита в кембрийской части осадочного чехла.

2.2.3. Позднеосинский перерыв

Позднеосинский перерыв в осадконакоплении наиболее полно изучен по скважинам на НБА. Здесь он выявлен по пачковой корреляции разрезов осинского горизонта и послойной корреляции перекрывающей его соленосной верхнеусольской подсвиты и ее возрастного аналога – юрегинской свиты.

Корреляция циклически построенных пачек кембрия и венда по югу Сибирской платформы [50] показала выдержанность их строения. Это позволяет заключить, что поднятия и опускания (колебательные движения) одновременно охватывали весь юг Сибирской платформы. Поэтому можно ожидать распространения позднеосинского перерыва на различных территориях Туруханo-Иркутско-Олекминского региона Сибирской платформы. Распространение перерыва установлено в различных районах Непско-Ботуобинской антеклизы и в Ангаро-Ленской ступени. Наиболее важные доказательства получены на Непском своде.

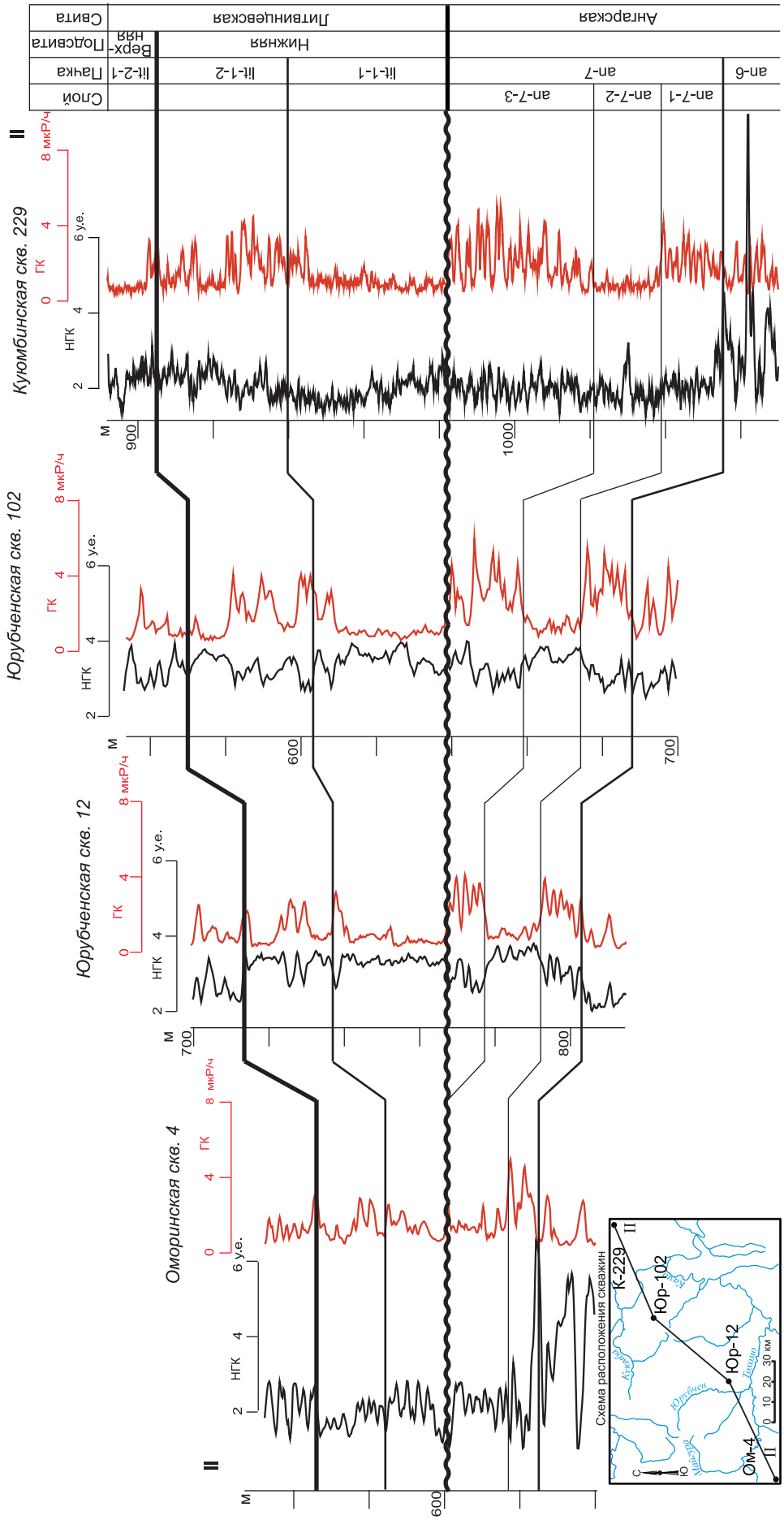


Рис. 2.21. Предлитвинцевский перерыв в осадконакоплении и размыв верхних слоев ангарской свиты на Камовском своде

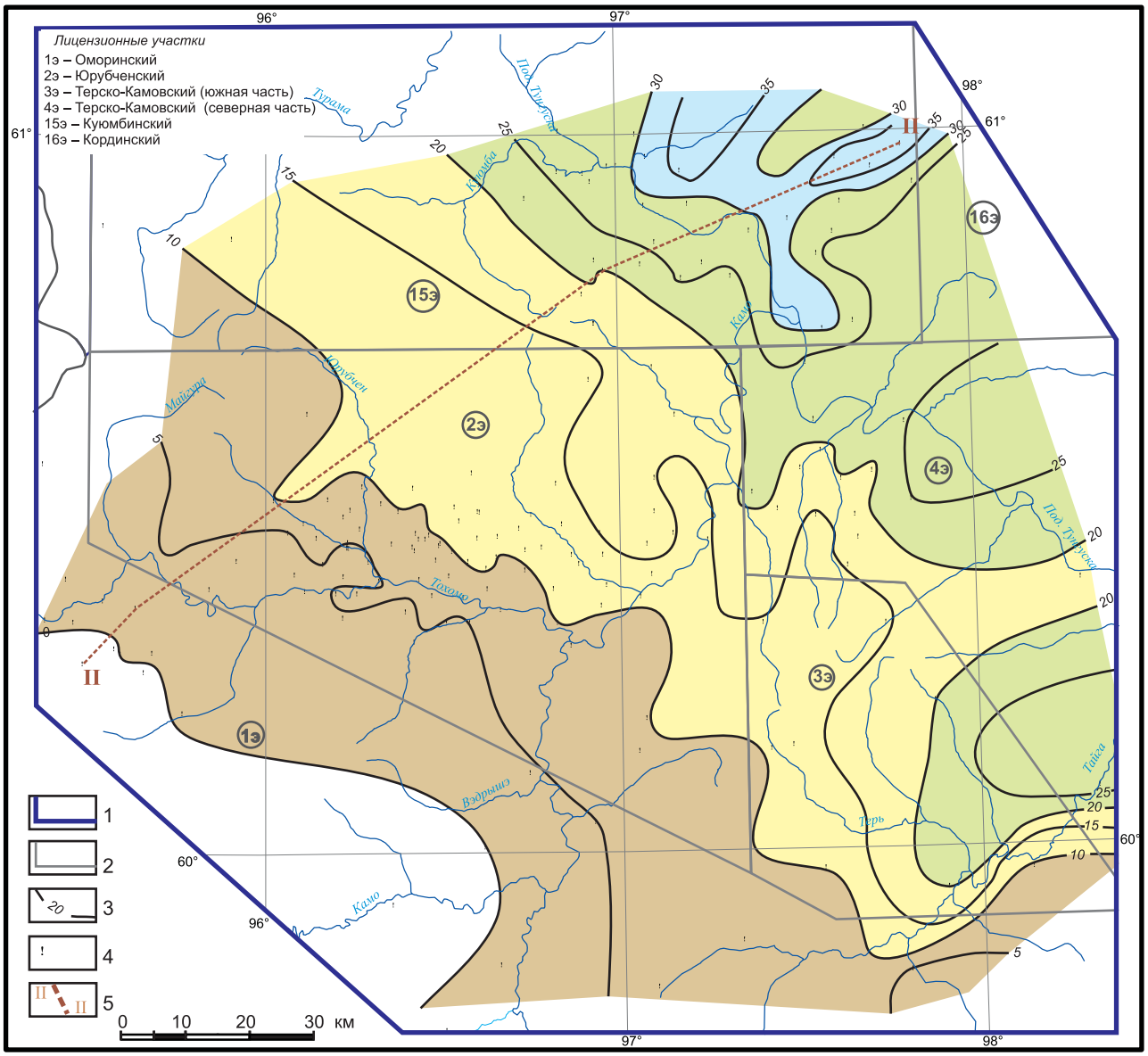


Рис. 2.22. Центральная часть Камовского свода. Карта толщин верхнего слоя (an-7-3) ангарской свиты

Границы: 1 – центральной части Камовского свода; 2 – лицензионных участков; 3 – изопахиты; 4 – скважины; 5 – линия разреза II-II

2.2.3.1. Позднеосинский перерыв на Непском своде в Талакан-Верхнечонской зоне нефтегазонакопления

Талакан-Верхнечонская зона нефтегазонакопления занимает вершину Непского свода в центральной части Непско-Ботуобинской антеклизы. Здесь в карбонатах осинского горизонта верхневендско-нижнекембрийского нефтегазоносного комплекса открыто крупнейшее газонефтяное Талаканское месторождение. В зоне более 200 скважин вскрыли осинский продуктивный горизонт (рис. 2.23). На многих площадях из этого интервала отобран керн.

Данные нефтегазопоискового бурения показали, что здесь в осинское время образовался субширотный краевой риф, который прослежен с запада на восток от Игнялинской площади бурения в Иркутской области [52] до Талаканского месторождения в Республике Саха (Якутия) [59]. Кроме субширотного краевого рифа здесь установлена широкая полоса органогенных построек в осинском горизонте вытянутая в северо-восточном направлении от Среднеботуобинского месторождения на юго-запад к Пилюдинскому [19]. Органогенные образования в данной полосе определены как органогенные (водорослевые) постройки [80], они занимали большие (несколько сотен квадратных километров) площади и возвышались над окружающими территориями на первые десятки метров.

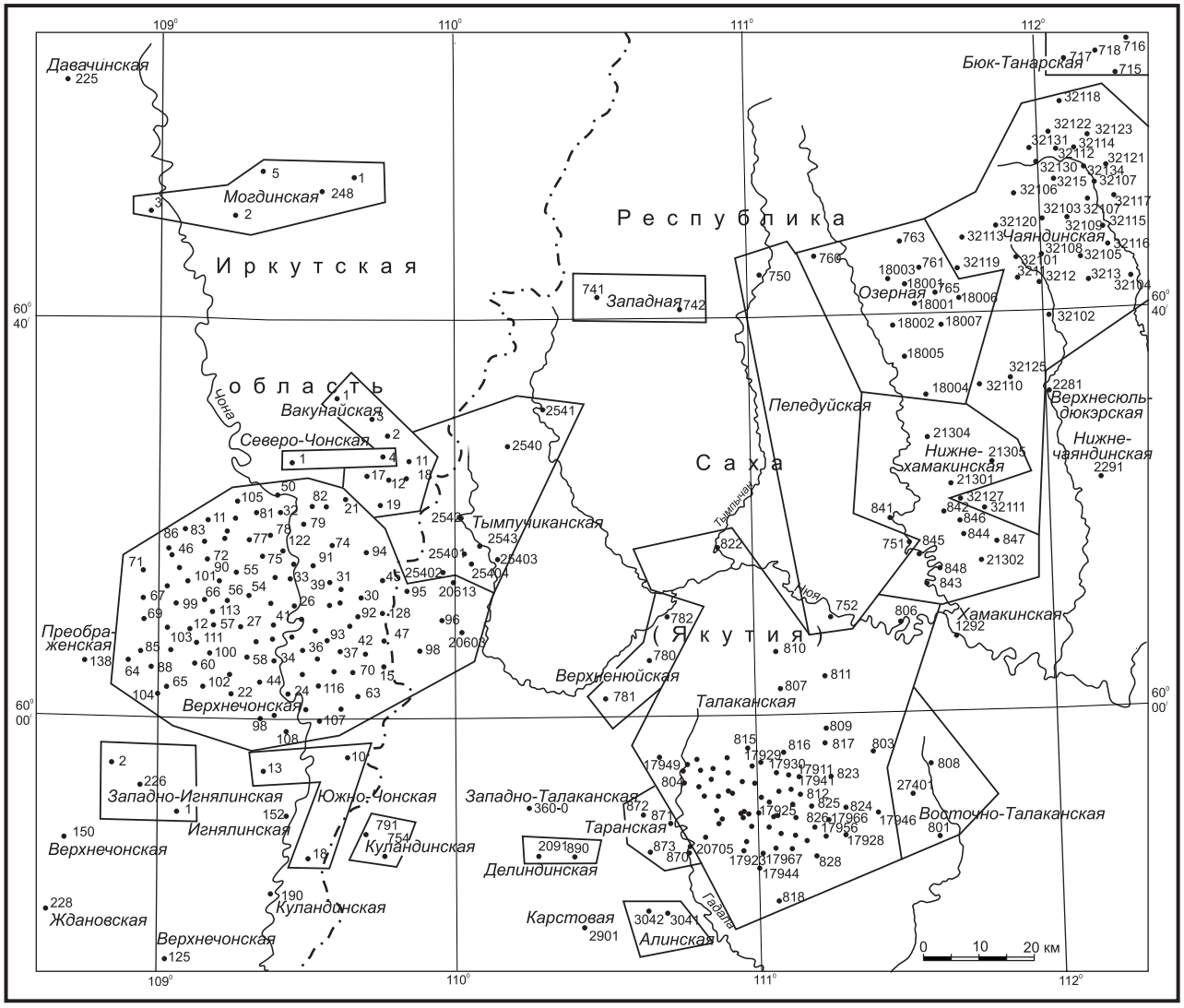


Рис. 2.23. Площади бурения в Талакан-Верхнечонской зоне нефтегазонакопления

Условия формирования краевого рифа и органогенных построек в осинском горизонте, восстановление обстановок осадконакопления, выраженность этих построек в морфологии дна палеобассейна выяснены методом анализа мощностей и состава как построек, так и перекрывающих отложений [59].

Низы кембрия в Талакан-Верхнечонской зоне составляет усольская свита в иркутской части и ее аналоги (билирская, юрегинская и нелбинская свиты) якутской. Билирская свита разделена на две подсвиты, усольская – на три. Нижняя и средняя (осинская) усольские подсвиты, являются возрастными аналогами, соответственно нижней и верхней подсвит билирской свиты. Аналог низов и середины верхнеусольской подсвиты – юрегинская свита (см. прил. 2).

Строение разрезов усольской, билирской и юрегинской свит позволяет провести детальную корреляцию до уровня пачек и слоев. Такие высокоразрешающие особенности разреза характерны для этих свит во всех южных областях Сибирской платформы [17].

Осинский продуктивный горизонт охватывает среднюю пачку верхнебилирской подсвиты (blr-2-2), которая сложена органогенными и органогенно-обломочными карбонатами. Нижняя и верхняя пачки подсвиты (blr-2-1 и blr-2-3) коллекторов не содержат. Эти три пачки прослежены также в осинской подсвите в Иркутской части зоны, здесь индексы пачек – us-2-1, us-2-2 и us-2-3.

Нижняя пачка (blr-2-1, us-2-1) отличается высокими значениями на кривой ГК (рис. 2.24). Кривая НГК имеет обратный вид – в нижней части пачки низкие значения (около 2 усл. ед.), а в верхней – высокие (около 5 усл. ед.). Нижняя пачка составлена в основании темно-серыми глинистыми доломитами, аргиллитами, а в верхней части – ангидритовыми доломитами. Мощность пачки на изучаемой территории меняется от 1 до 3, редко

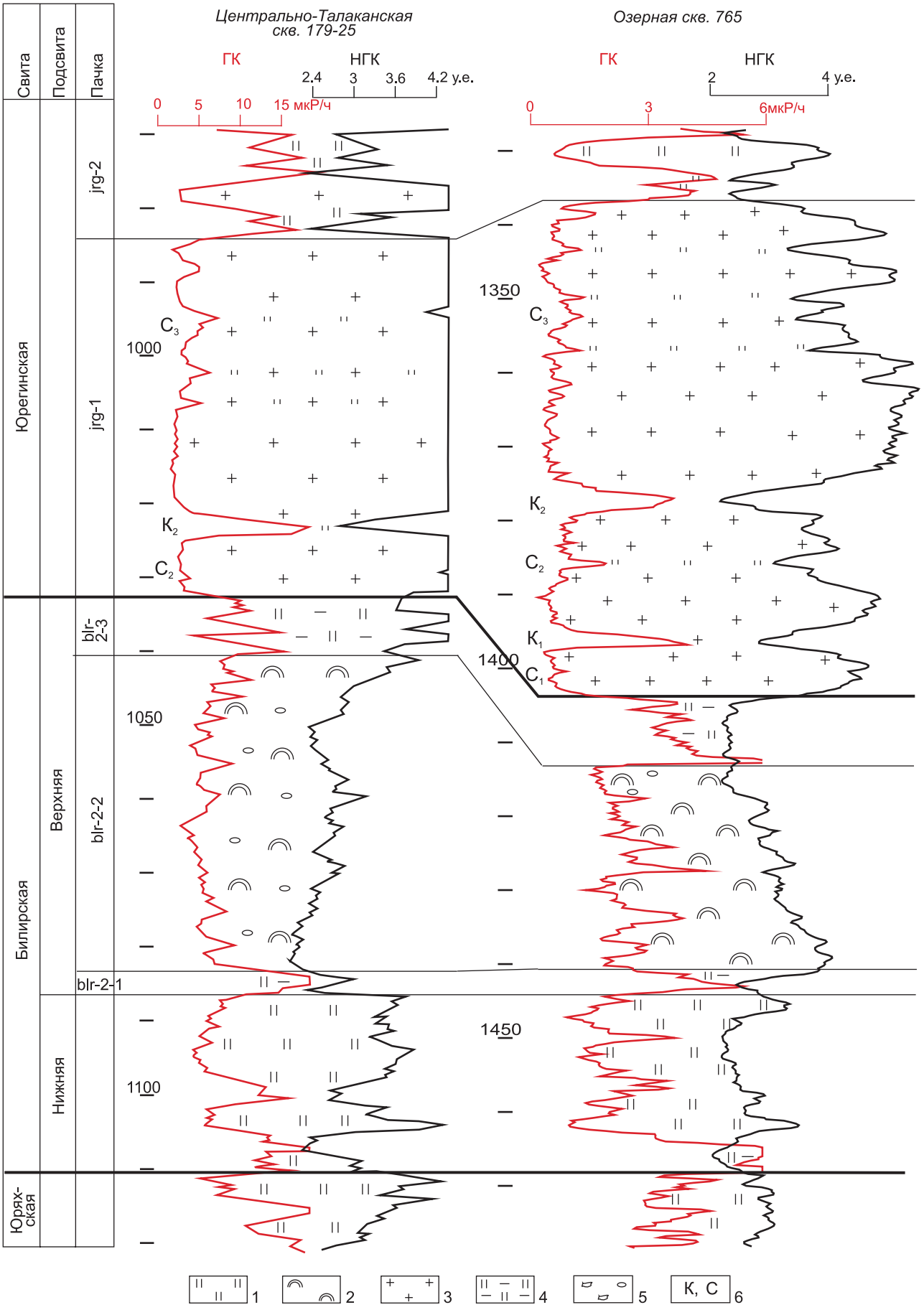

Центрально-Талаканская
скв. 179-25
Озерная скв. 765
ГК
НГК
2.4 3 3.6 4.2 у.е.
0 5 10 15 мкР/ч
2 4 у.е.
0 3 6мкР/ч
Свита
Подсвита
Пачка
Юрегинская
Билирская
Верхняя
Нижняя
Юрях-ская
jrg-2
jrg-1
blr-2-3
blr-2-2
blr-2-1
C3
K2
C2
K1
C1
1000
1050
1100
1350
1400
1450
1 2 3 4 5 К, С 6

Рис. 2.24. Корреляция пачек билирской и слоев в низах юрегинской свит в Талакан-Верхнечонской зоне

1 – карбонаты; 2 – органогенные карбонаты; 3 – соли; 4 – доломиты глинистые; 5 – кавернозность; 6 – слои карбонатов (К) и соли (С) (индексы означают номера слоев)

до 5 м. Каких-либо закономерностей в изменениях ее толщин не прослежено.

Средняя (органогенная) пачка (blr-2-2, us-2-2) отличается низкими (0,5 мкР/ч) значениями ГК и различными значениями НГК. Низкие значения НГК пачки характерны для Талаканского месторождения. Они определяют зону распространения коллекторов. На других площадях в средней пачке преобладают высокие значения НГК. Предполагается, что это зоны отсутствия коллекторов. Первичный литологический состав средней пачки верхнебилирской подсвиты вторично преобразован. В большинстве скважин пачка представлена известняками и доломитами. Карбонаты имеют водорослевую, водорослево-микрофитолитовую и сгустковую природу. Это, как правило, массивные, лишенные слоистых текстур породы мелкокомковатой структуры. В них присутствуют стилолиты и микростилолиты, а также сутуры, что придает породам грубослоистый облик. В некоторых разрезах, встречаются прослои строматолитовых микрозернистых доломитов с характерной тонкой волнисто-слоистой текстурой. Литофациальные особенности позволили выделить в разрезах пачки органогенные постройки и аккумулятивные тела пелоидных осадков [75]. Мощность пачки меняется от 10 до 55 м.

Верхняя пачка подсвиты (blr-2-3, us-2-3) выделяется повышенными значениями на кривых ГК и НГК. Она сложена преимущественно ангидритовыми доломитами, глинистыми доломитами, в подчиненном количестве ангидритами. Мощность пачки непостоянна, колеблется в пределах от 6 до 40 м, но чаще от 6 до 15 м. Граница между средней и верхней пачками верхнебилирской подсвиты проведена на разных стратиграфических уровнях и иногда не проявляется на кривых ГК и НГК.

В верхнебилирской подсвите амплитудные изменения мощностей зафиксированы в средней (органогенной) и, в меньшей степени, верхней ее пачках. Установлена следующая закономерность: на территориях, где мощность пачки blr-2-2 увеличена, сокращена мощность пачки blr-2-3, и наоборот, где уменьшена мощность пачки blr-2-2, там увеличена мощность пачки blr-2-3 [19].

На Талаканском месторождении зона увеличенной мощности пачки blr-2-2 (42–54 м) образует субширотную полосу шириной в среднем около 25 км. На север от нее мощность постепенно уменьшается с градиентом около 0,25 м на 1 км. На юг от этой полосы сокращение мощности пачки происходит достаточно резко с градиентом 3 м на 1 км. В итоге на юге мощность пачки сокращается с 55 до 10 м, т. е. на 45 м. Зона увеличенных мощностей пачки blr-2-2 протягивается в широтном направлении на запад от Талаканского месторождения до Западно-Игнялинской площади. Вторая зона увеличенных (30–50 м) мощностей пачки вытянута полосой вдоль сочленения Непско-Ботуобинской антеклизы с Предпатомским прогибом. Эта зона включает более мелкие тела изометричной или сложной холмообразной формы.

Третья зона включает участки Верхнечонского месторождения. Максимальные мощности пачки blr-2-2 достигают 40 м, а минимальные – 25 м. Участки пониженных (25–30 м) и повышенных (35–40 м) мощностей образуют здесь мозаичное поле.

Верхнебилирская (среднеусольская) подсвита перекрыта юрегинской свитой (верхнеусольской подсвитой). В последней мощные пласты каменной соли перемежаются с менее мощными карбонатными слоями. В верхнеусольской подсвите и юрегинской свите были прослежены одни и те же циклически построенные пачки [50]. Мощности выделенных пачек, за исключением нижней, изменяются в небольших пределах. Была выявлена обратная зависимость мощности нижней пачки юрегинской свиты от мощности нижележащей верхнебилирской подсвиты [19].

В Талакан-Верхнечонской зоне над органогенными постройками осинского горизонта мощности нижней пачки юрегинской свиты минимальны – 43–55 м. Для выявления природы этой зависимости было проведено расчленение нижней пачки юрегинской свиты (верхнеусольской подсвиты) на слои (рис. 2.25). В наиболее полных разрезах нижняя пачка включает три мощных слоя соли ($С_1$, $С_2$ и $С_3$), которые разделены тонкими слоями доломитов $К_1$ (1–1,5 м) и $К_2$ (1,5–4 м), которые, видимо, являются квазиизохронами, разделяющими слои солей. Поэтому анализ мощностей слоев солей $С_1$, $С_2$ и $С_3$ использован для восстановления обстановок формирования отложений в начале юрегинского времени.

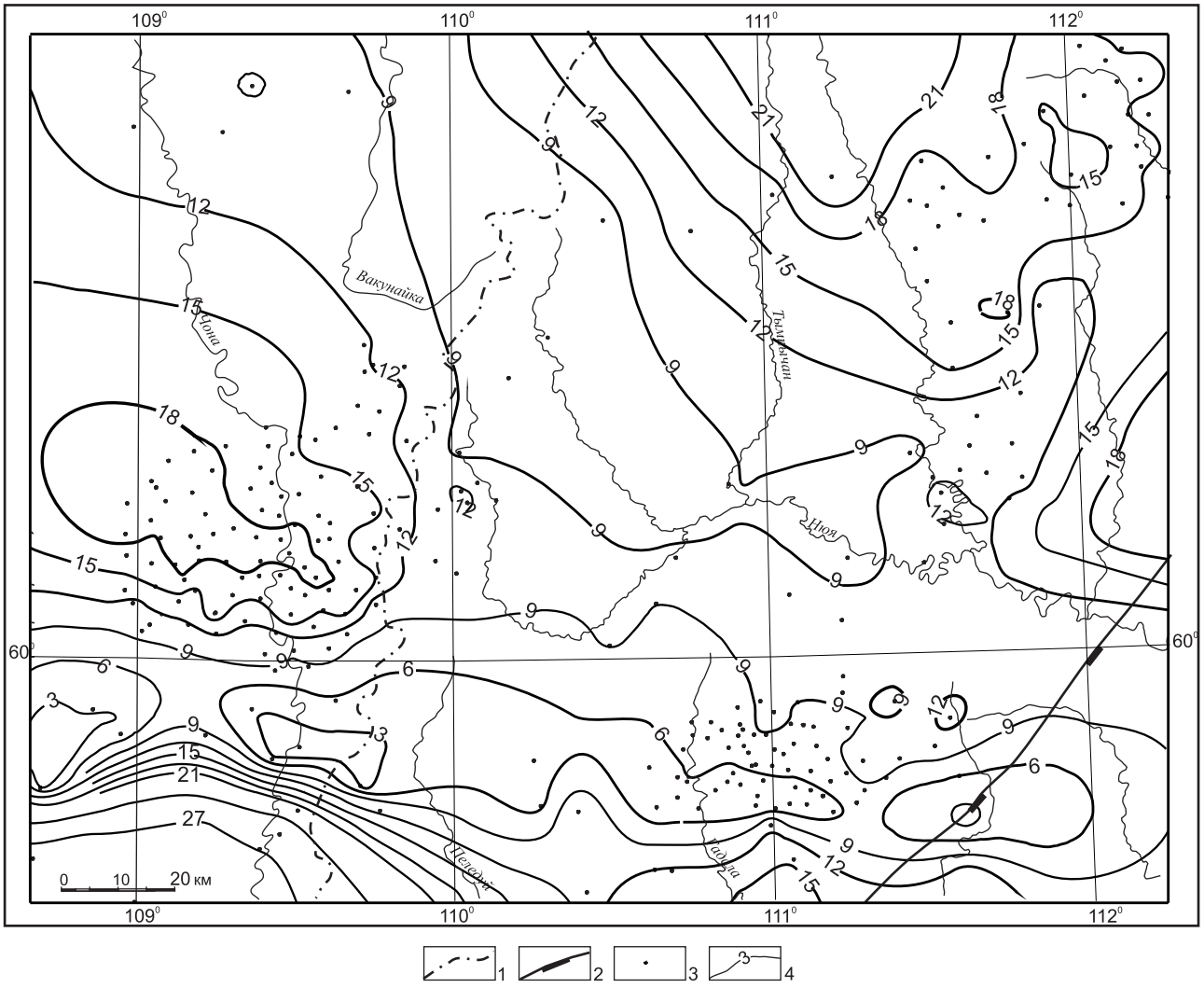


Рис. 2.25. Изопахиты слоя соли C_2 нижней пачки юрегинской свиты верхнеусольской подсвиты

Границы: 1 – Иркутской области и Республики Саха (Якутия), 2 – Непско-Ботуобинской антеклизы; 3 – скважины; 4 – изопахиты, м

Соли слоя C_1 присутствуют только на северо-восточной части территории, на востоке Западной, на Озерной, Чаяндинской и Бюк-Танарской площадях. Толщина соли последовательно увеличивается в северном направлении до 12 м на Озерной площади. На остальной территории соли слоя C_1 отсутствуют, очевидно, во время формирования этого слоя основная территория была приподнята над уровнем вод бассейна.

Вышележащий слой соли C_2 распространен повсеместно. Толщина слоя меняется от 3 до 50 м. Отчетливо проявились три зоны с низкими и три с высокими толщинами (см. рис. 2.25).

Узкая (до 25 км при длине свыше 180 км) субширотная зона малых толщин пласта C_2, ограниченная изопахитой 98 м, проходит от Западно-Игнялинской площади через Куландинскую на Талаканское месторождение и далее на запад и восток. В ней выделяется ряд участков с мощностью слоя C_2 от 3 до 6 м. Южнее этой зоны мощности соли слоя C_2 резко возрастают, что отражает субширотную ориентировку краевой рифовой постройки и ее крутой южный борт.

На северо-западе мощность соли слоя C_2 увеличивается на Верхнечонском месторождении, где по изопахите 15 м можно выделить палеокотловину, раскрытую на запад. Севернее и восточнее Верхнечонской палеокотловины распространено поле пониженных до 12 м мощностей слоя C_2, охватывающее слабо изученное скважинами пологое палеоподнятие, открытое в северо-западном направлении.

На северо-востоке территории мощности солей слоя C_2 равномерно возрастают до 25 м на Озерной площади. Здесь продолжалось формирование палеокотловины, зафиксированной по пласту солей C_1. Днище палеокотловины оконтурено по изопахите 18 м. Юго-восточнее котлови-

ны на Чаяндинском месторождении находится поле с меняющимися мощностями слоя C_2: небольшие (от 9 до 12 м) мощности находятся над вытянутыми в северо-восточном направлении органогенными постройками в верхнебилирской подсвите.

Таким образом, зоны небольших мощностей слоя C_2 совпадают с органогенными постройками осинского горизонта, а зоны увеличенных мощностей отвечают палеокотловинам между этими постройками.

Мощности слоя C_3 мало меняются по территории. Почти всю ее занимает зона относительно небольшого перепада (36–40 м, реже 34 м). Очевидно, во время формирования слоя C_3 в рельефе дна уже не проявлялись ни органогенные постройки ни разделяющие их котловины, не отражены ни субширотная полоса краевого рифа, ни крутой северный борт южной палеовпадины.

Выполненный анализ мощностей позволяет восстановить геоморфологию Талакан-Верхнечонской зоны в конце осинского – начале позднеусольского времени. Краевой Талаканский риф иногда возвышался над поверхностью моря в осинское время [19, 32]. По последним данным, на месте Талаканско-Игнялинского краевого рифа находилась узкая (до 25 км) субширотная гряда, поднятая над уровнем моря выше 20 м (рис. 2.26) [59].

Оценка высоты минимальна, так как рассчитана по современным толщинам слоев каменной соли нижней пачки юрегинской свиты и не учитывает последующего уплотнения и дегидратации солей. Протяженность гряды не менее 180 км. Западное и восточное окончание Талаканской гряды не установлены.

Южный склон Талаканской гряды был достаточно крутой, через 5–10 км он заканчивался на береговой линии морского бассейна с высокой соленостью вод.

Севернее субширотной Талаканской гряды располагалась Верхненюйская низменность, отдельные части которой (Верхнечонская котловина) периодически заливались морем. На северо-западе суша продолжалась за пределы Талакан-Верхнечонской зоны, на северо-востоке была расположена окраина морского бассейна с глубинами более 10 м в Тымпычанском заливе. В этот бассейн далеко заходил Чаяндинский полуостров.

Таким образом,в результате проведенных работ установлен подъем территории Талакан-Верхнечонской зоны над водами морского бассейна и перерыв в осадконакоплении в конце билирского – начале юрегинского времени. До перерыва формировались органогенные карбонаты осинского горизонта, а после – верхняя пачка сульфатных доломитов верхнебилирской подсвиты и базальные слои солей юрегинской свиты. Во время перерыва основную часть зоны занимала низкая суша, на южном краю которой находилась поднятая гряда, сложенная органогенными и обломочными карбонатами. На гряде, возможно, имели место процессы карста и дезинтеграции карбонатов. Такие обстановки объясняют распространение коллекторов порового и кавернового типов на Талаканском месторождении [19, 32, 59, 75].

Длительность перерыва оценить сложно. Возможно, формирование верхней части пачки органогенных доломитов (blr-2-2) уже проходило в условиях прерывистого накопления осадков, когда подъемы территории приводили к образованию прибрежной равнины и затоплению равнин а опускания – к периодическому накоплению органогенных карбонатов. Чередование подъемов и опусканий возникло, вероятно, в результате среднепериодических колебательных движений.

2.2.3.2. Особенности строения осинского горизонта в южной части Непско-Ботуобинской антеклизы

По результатам детальной корреляции в южной части Непско-Ботуобинской антеклизы отмечены скачкообразные изменения толщин осинского горизонта, когда зона повышенных толщин резко сменяется зоной низких. Очевидно, в первых опускание дна компенсировалось органогенными карбонатами осинского горизонта, а во вторых недостаток карбонатного материала приводил к формированию некомпенсированных прогибов. Образовавшиеся прогибы были компенсированы каменной солью в начале позднеусольского времени [54]. Такая модель осадконакопления позволяет заключить, что в зонах повышенных толщин осинского горизонта возникали перерывы в осадконакоплении. Самый выраженный перерыв был перед началом позднеусольского времени, после перерыва накопление солей началось только в некомпенсированных прогибах. Рассмотрим данную модель на ряде примеров.

В юго-западной части Непского свода мощность осинского горизонта последовательно уменьшается в северном направлении от Ярактинской площади к Даниловской – от 80 до 28 м. Севернее Даниловской скв. 144 мощность скачко-

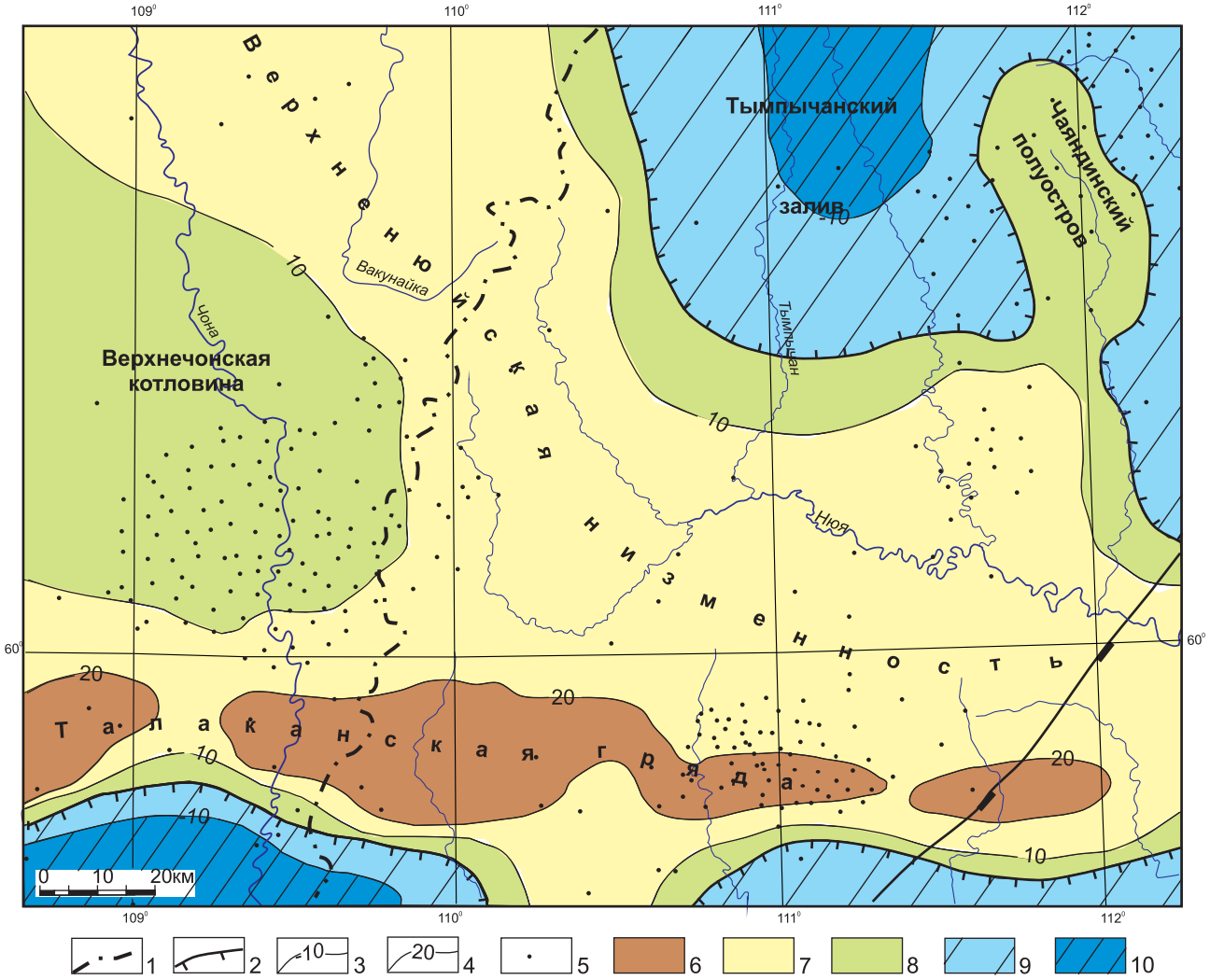


Рис. 2.26. Геоморфологическая карта Талакан-Верхнечонской зоны в начале позднеусольского времени [59]

Границы: 1 – Иркутской области и Республики Саха (Якутия), 2 – моря и суши; 3 – глубина моря; 4 – высота суши; 5 – скважины; суша: 6 – возвышенная, 7 – низкая, 8 – прибрежные равнины, заливаемые морем; море: 9 – литораль, 10 – шельф

образно увеличивается. Противоположные изменения мощностей зафиксированы в перекрывающей пачке верхнеусольской подсвиты (рис. 2.27). В средней части пачки находится слой карбонатов. Судя по этому слою, повсеместно распространена верхняя половина пачки, тогда как ее низы развиты только в зоне с малыми мощностями осинского горизонта в скважинах Средненепских, Чангильской и Даниловской 144. Таким образом, в этой зоне однозначно фиксируется некомпенсированный прогиб осинского времени [54]. К северу от прогиба в Даниловской скв. 145 из осинского горизонта получен приток нефти и установлена органогенная природа осинских карбонатов.

На Среднеботуобинской площади фиксируется та же картина, что и на юго-западе Непского свода. Здесь мощность осинского горизонта меняется от 50 до 77 м, а перекрывающей нижней пачки юрегинской свиты – от 16 до 45 м. Мощность обоих тел составляет 90–95 м. Наличие слоев карбонатов среди солей пачки свидетельствует, что соли сначала выполнили участки некомпенсированного прогибания в осинское время.

На Верхнетирской площади мощность осинского горизонта изменяется от 26 до 100 м (рис. 2.28). Резкое увеличение мощности происходит между скв. 104 и 201, расстояние между которыми составляет первые километры. Западнее этого участка, в скв. 202, прослежены небольшие мощности осинского горизонта, а к востоку мощность горизонта около 90 м.

Мощность перекрывающей осинский горизонт нижней пачки верхнеусольской подсвиты также резко возрастает от 43 до 122 м. Минимальные мощности пачки (43–46 м) фиксируются на участках, где мощность осинского горизонта составляет

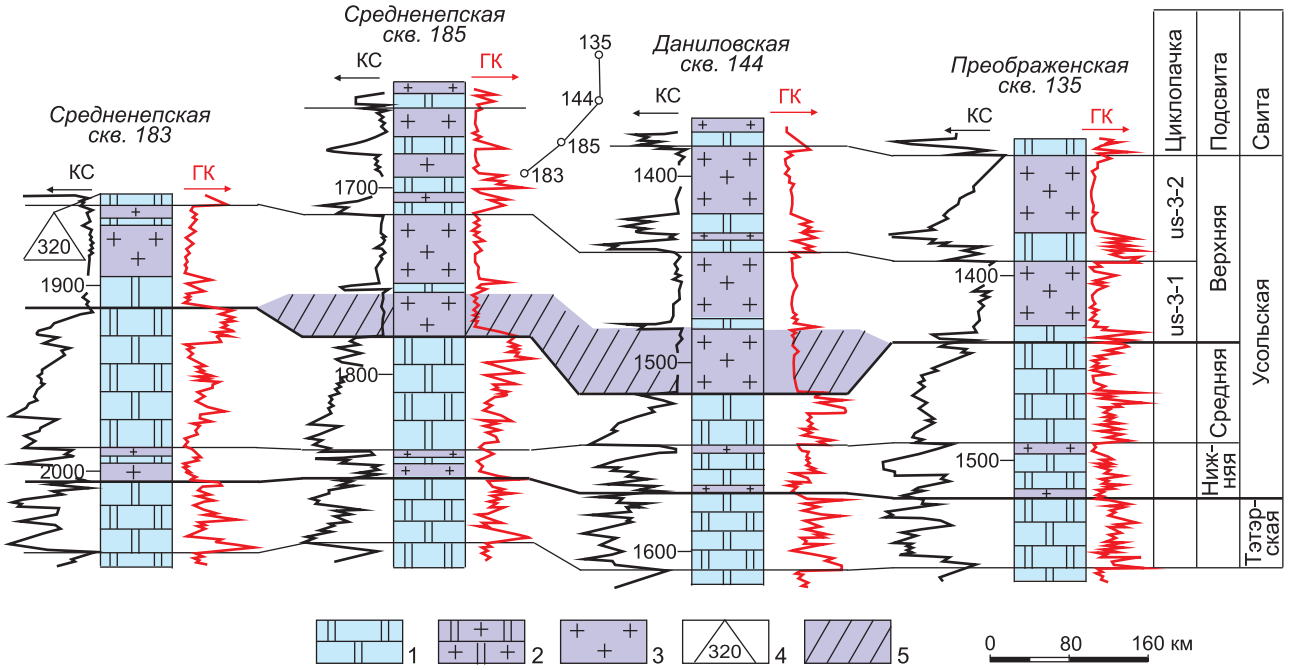


Рис. 2.27. Некомпенсированное прогибание бассейна осадконакопления в осинское время на юго-западном склоне Непского свода (по [54])

1 – карбонатные породы; 2 – переслаивание карбонатных и галогенных пород; 3 – каменные соли; 4 – местоположение пластовых интрузий в разрезе и их мощность; 5 – галогенные осадки, заполнившие некомпенсированные прогибы бассейна

87–100 м. И наоборот, максимальные мощности пачки (94–123 м) приурочены к территории, где мощность осинского горизонта минимальна. Суммарная мощность осинского горизонта и нижней пачки меняется в пределах 125–147 м.

Обратные соотношения мощностей осинского горизонта и нижней пачки верхнеусольской подсвиты логичнее всего объясняются существованием некомпенсированного прогиба в осинское время западнее скв. 201. По борту этого прогиба в полосе с мощностью осинского горизонта свыше 100 м можно ожидать распространения рифовых резервуаров нефти и газа. Косвенным подтверждением этого служит приток нефти в Большетирской скв. 204, пробуренной к северо-востоку от Верхнетирской площади. В этой скважине мощность осинского горизонта превышает 100 м.

Приведенные данные свидетельствуют, что в пределах Непско-Ботуобинской антеклизы в осинское время существовал ряд некомпенсированных прогибов и органогенных построек. Прогибы имели асимметричное строение. На одних пологих бортах прогибов мощности осинского горизонта увеличиваются постепенно, на других – скачкообразно. Эти борта крутые, с резким перепадом глубин бассейна. Вдоль них по результатам бурения отмечены узкие полосы аномально повышенных мощностей осинского горизонта и установлена органогенная природа слагающих его карбонатов. Здесь следует предполагать перерывы в осадконакоплении в осинское время.

2.2.3.3. Позднеосинский перерыв на Ангаро-Ленской ступени

На Ангаро-Ленской ступени (АЛС) также фиксируется обратная зависимость между мощностями осинского горизонта и перекрывающей его нижней соленосной пачки верхнеусольской подсвиты [30].

Максимальные мощности осинского горизонта (до 80 м) зафиксированы на северо-западе ступени на Братской, Ковинской, Седановской, Большеокинской и др. площадях. По мере приближения к югу АЛС мощность осинского горизонта уменьшается и составляет 40 м в Боханской скв. 1. Уменьшение мощности осинского горизонта сопровождается изменениями литологического состава [106]. В зоне малых мощностей осинский горизонт сложен доломитами темно-серыми и коричневато-серыми мелкозернистыми со стилолитовыми швами. Реже встречаются известковистые и глинистые доломиты. Наблюдаются отдельные прослои ангидритов, доломито-ангидритов и ангидрито-доломитов. В северных районах Ангаро-Ленской ступени разрез осинского го-

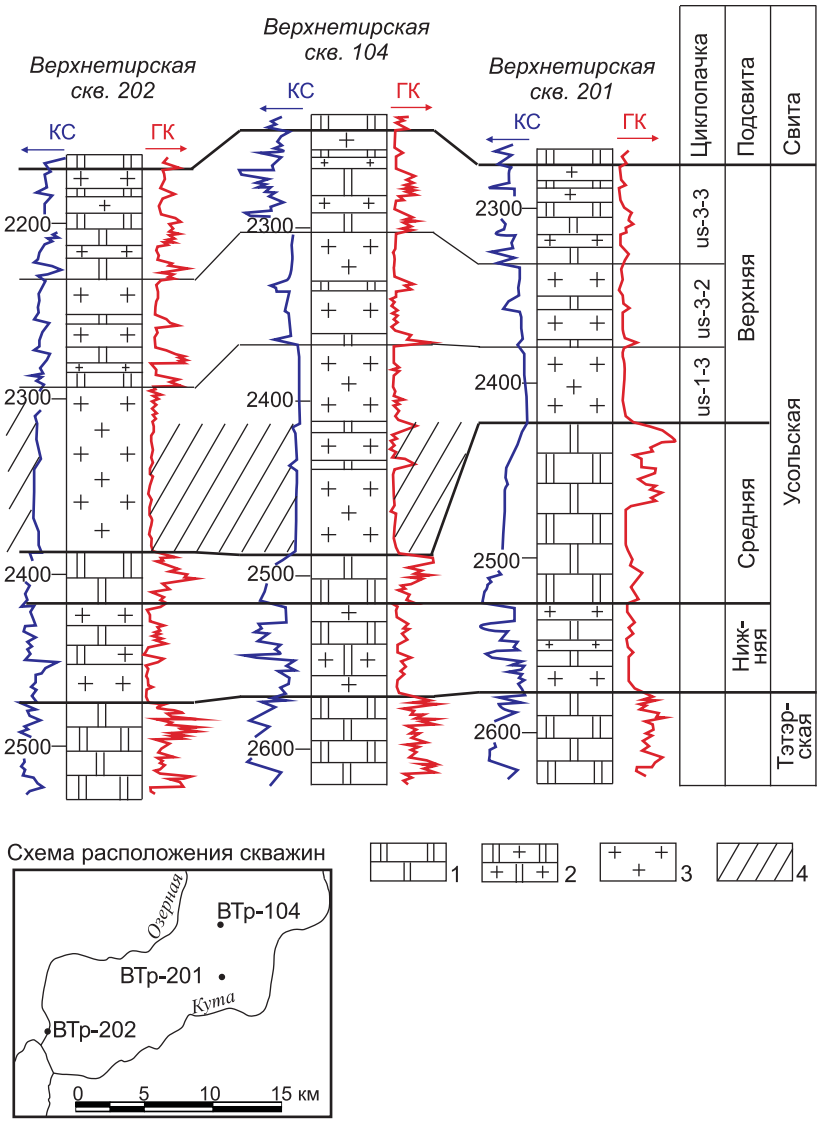


Рис. 2.28. Некомпенсированное прогибание бассейна осадконакопления в осинское время на Верхнетирской площади (по [107])

1 – карбонатные породы; 2 – переслаивание карбонатных и галогенных пород; 3 – каменные соли; 4 – галогенные осадки, заполнившие некомпенсированные прогибы бассейна

ризонта становится более известковистым. Здесь верхняя часть в значительной мере представлена известняками темно-серыми, серыми, мелкозернистыми, разноплитчатыми. Однообразный состав осинского горизонта не позволил разделить его на пачки.

Мощность перекрывающей осинский горизонт нижней пачки верхнеусольской подсвиты меняется в обратной последовательности по сравнению с осинским горизонтом, т. е. увеличивается с севера на юг. Максимальная мощность этой пачки 125 м (в Кутуликской скв. 1), а минимальная (в скважинах Братской площади) – 78–68 м. Мощность пачки увеличивается за счет появления в ее низах дополнительных слоев соли и доломитов. Максимальное число слоев (до 7) фиксируется на юге АЛС (рис. 2.29).

К центру АЛС (Шамановская площадь) в слоях 1 и 2 исчезают соли, карбонаты этих слоев опознаются на каротаже в кровле осинского горизонта. Далее на северо-запад исчезают соли в слоях 3, 4 и 5. Только слой 6 распространен на севере АЛС. С отложения этого пласта соли происходит стабилизация осадконакопления на всей территории ступени. Верхи нижней пачки верхнеусольской подсвиты повсеместно представлены доломитами мощностью 4 м и толщей соли мощностью 30–60 м.

Территорию АЛС можно разделить на четыре зоны, характеризующиеся различным количеством слоев и определяющие последовательное расширение соленакопления в конце осинского времени. Первая характеризует наиболее глубокие участки кембрийского бассейна, существовавшие в конце осинского времени. Они включают Присаянье и юг ступени. В этой зоне распространены все семь слоев. Зона развития слоев 3–7 охватывает более широкую территорию юга АЛС. Третья зона, которая характеризуется развитием слоев 5–7 занимает узкую полосу в центре ступени. И, наконец, четвертой является Братская зона и прилегающие к ней районы, где фиксируются слои 6 и 7.

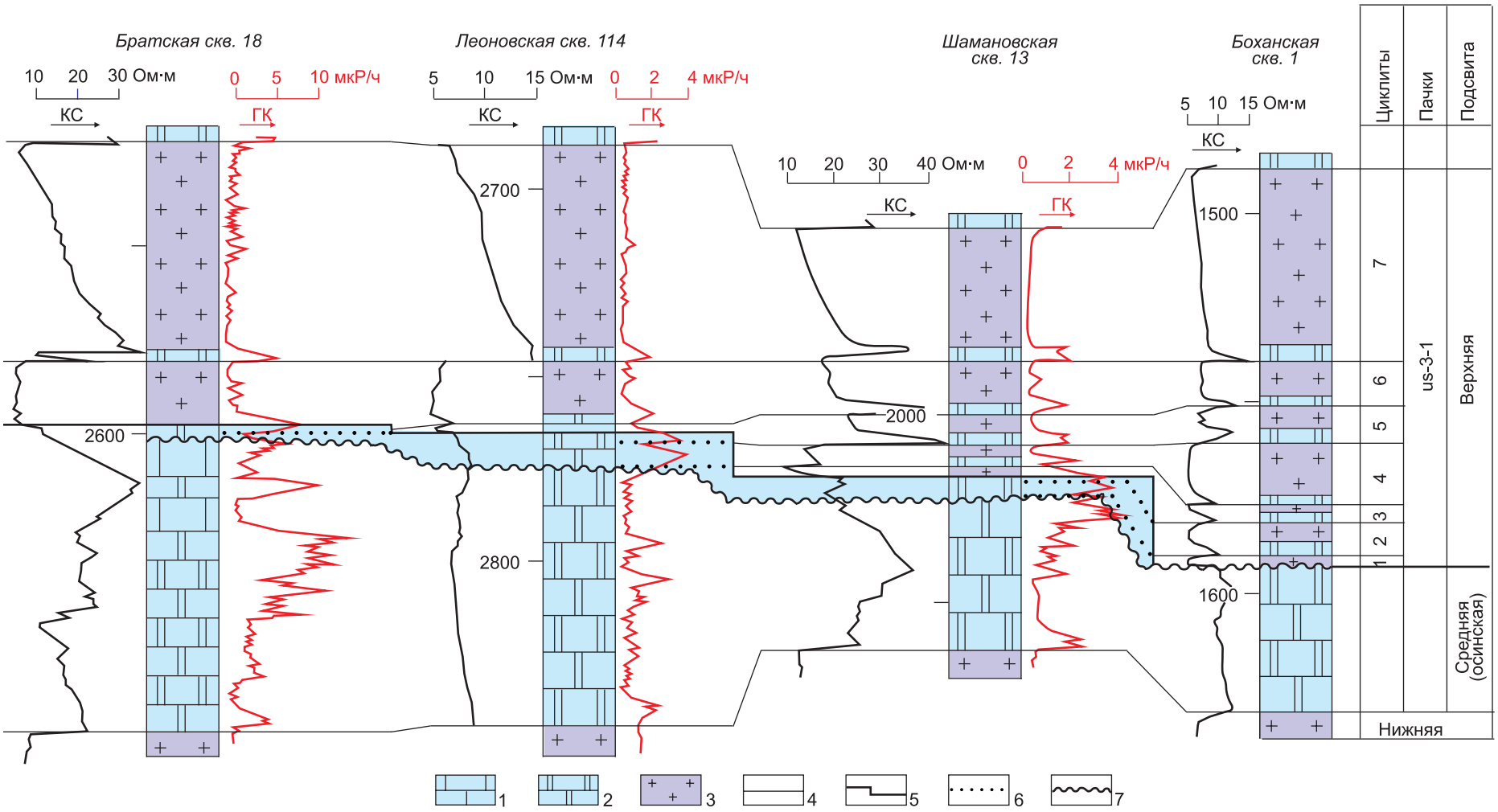


Рис. 2.29. Разрезы осинского горизонта и пачки us-3-1 в Ангаро-Ленской ступени, показывающие последовательность вступления территории в режим осадконакопления в конце осинского времени (по [30], с добавлением перерыва)

1 – известняки; 2 – карбонатные породы; 3 – каменные соли; 4 – границы циклитов; 5 – скользящая верхняя граница осинского горизонта; 6 – границы аналогов циклитов внутри осинского горизонта; 7 – перерыв в верхах осинского горизонта

Из всего вышесказанного можно сделать следующие выводы. Наличие мелководья или низкой суши в северной части АЛС отразилось на распространении и сохранности солей в бассейне. Наиболее прогнутыми районами после осинского времени были участки Присаянья и юг АЛС. Здесь сформировались самые ранние надосинские соли. При дальнейшем погружении ступени увеличивалась и возрастала площадь соленакопления.

Итак, Ангаро-Ленская ступень в конце осинского времени представляла собой поднятую зону, в которой прекратилось осадконакопление. Наиболее приподнята была северная часть ступени – Братско-Илимский район. После осинского времени началось погружение АЛС под уровень вод бассейна. В наименее поднятой южной части ступени началось формирование пластов солей и разделяющих их тонких слоев доломита. В дальнейшем опускание продолжалось и площадь соленакопления возрастала с юга на север. Таким образом, продолжительность перерыва в осадконакоплении была максимальной на севере Ангаро-Ленской ступени. Представляется противоречивой попытка объяснить вышеизложенный материал предположением об одновременном формировании верхов осинского горизонта и нижних солей первой пачки верхнеусольской подсвиты [30].

Первое противоречие. Разница мощностей осинского горизонта на севере и юге ступени составляет 40 м. Суммарная мощность межсолевых тонких слоев доломитов в перекрывающей солевой пачке верхнеусольской подсвиты едва достигает 12 м. Этого явно недостаточно при равномерном опускании всей Ангаро-Ленской ступени.

Второе (главное) противоречие. Увеличенные мощности осинского горизонта на севере ступени сопровождаются увеличением количества известняков в его составе. Трудно представить, как происходило одновременное накопление известняков и каменной соли в едином бассейне. Для этого соленость вод бассейна должна быть различной на севере и юге Ангаро-Ленской ступени. По аналогии с вышеописанным строением осинского горизонта на Непско-Ботуобинской антеклизе здесь сначала сформировались карбонаты осинского горизонта, а затем началась садка галита в позднеусольское время.

Приведенное выше обоснование перерывов и сопровождающих их размывов подперерывных толщ, появление новых надперерывных слоев позволяет заключить, что в вендском и кембрийском периодах в соленосном бассейне осадконакопление чередовалось с перерывами. В региональных перерывах фиксируются амплитудные размывы подперерывных отложений (предвилючанского, преднепского, предтирского, предданиловского и внутримайского). Продолжающиеся геолого-разведочные работы на нефть и газ могут выявить еще несколько региональных перерывов. Работу по их обоснованию следует продолжить.

Глава 3. ЦИКЛИЧНОСТЬ РАЗРЕЗОВ ВЕНДА И КЕМБРИЯ ВОСТОЧНО-СИБИРСКОГО СОЛЕНОСНОГО БАССЕЙНА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Цикличность строения присуща большинству осадочных толщ. Особенно четко она фиксируется в угленосных, соленосных и флишевых формациях. В настоящее время цикличность используется во многих регионах при решении вопросов их стратиграфии. Для соленосных формаций стратиграфическое значение цикличности показано на примере пермских отложений Приуралья (А. А. Иванов, Ю. Ф. Левицкий), Донбасса и Днепрово-Донецкой впадины (И. В. Галицкий, С. М. Кореневский), цехштейна (С. П. Бубнов, Г. Рихтер-Бернбург), каменноугольных и пермских отложений Оклахомы (В. Е. Хаин).

При изучении Сибирской платформы цикличность обычно анализировалась в верхневендско-кембрийских соленосно-карбонатных толщах (М. А. Цахновский, В. С. Карпышев, Э. Н. Чечель, М. А. Жарков, Н. В. Мельников, Ю. Н. Карогодин и др.).

Общие правила выделения циклитов и их морфоструктурная классификация предложены А. А. Трофимуком, Ю. Н. Карогодиным [95], Ю. Н. Карогодиным [26, 28]. Изучение цикличности включает расчленение осадочной толщи на отдельные слои, анализ их взаимоотношений в разрезе, выделение циклитов и реконструкцию динамики их формирования.

В вендских и кембрийских терригенных и соленосно-карбонатных формациях Сибирской платформы выделяется цикличность различных рангов, выраженная чередованием терригенных разностей пород в нижнем венде, карбонатных, глинистых и соленосных пород в верхнем венде и нижнем – среднем кембрии. Предполагается, что такая цикличность – следствие изменений скорости опускания территории, основной причиной которых является интерференция разнопериодических колебательных движений, вследствие чего скорость то возрастает, то уменьшается [46, 100]. В таких обстановках формируются циклически построенные породно-слоевые тела – циклиты [26].

При анализе цикличности вендкембрийских соленосных отложений Сибирской платформы применены термины и понятия, рассмотренные в работах [10, 26, 28, 95].

Цикл – законченный процесс, фазы которого, следуя друг за другом, связаны между собой и оставляют единую последовательность, единое целое.

Цикл колебательных движений – законченный процесс смены направленности движений, смены опускания на поднятие. В периоды опускания протекают в основном процессы седиментации, в периоды подъема имеют место перерывы в осадконакоплении, размывы сформированных осадков.

Седиментационный цикл – законченный процесс смены обстановок осадконакопления, ведущий к формированию связанных между собой и составляющих единую последовательность осадков. Масштабность седиментационных циклов различная. Обычно ряд небольших седиментационных циклов составляет седиментационный цикл крупного масштаба. В свою очередь, группа таких циклов может составить более крупный седиментационный цикл.

Перерыв в осадконакоплении – промежутки времени различной длительности, в течение которых осадки не накапливались. В бассейновых условиях перерыв – это время нахождения

поверхности осадков выше уровня или на уровне компенсации.

Размыв – процесс разрушения пород и удаления продуктов разрушения.

Общеизвестно, что время накопления осадочных толщ в общем плане представляет собой чередование эпох седиментации с эпохами перерывов. В этом чередовании длительность перерывов в несколько раз превышает время осадконакопления [56]. В перерывах могут быть частично или полностью размыты осадки, сформировавшиеся в предшествующую эпоху седиментации.

Масштабность эпох перерывов и седиментации связаны между собой. Каждому рангу этапа седиментации соответствует перерыв аналогичной масштабности по времени проявления.

Седиментационный цикл, как закономерный процесс смены обстановок осадконакопления, по времени проявления совпадает с эпохой седиментации. Поэтому длительность эпохи седиментации определяет ранг седиментационного цикла. Крупный седиментационный цикл охватывает мелкие седиментационные циклы и разделяющие их перерывы. В свою очередь, крупный цикл может быть отделен как от предыдущего, так и последующего длительным перерывом, во время которого происходит и накопление мелких циклитов, и размыв накопленных осадков [27].

Одинаковая значимость перерывов и эпох седиментации позволяет заключить, что начало седиментационного цикла совпадает с моментом отложения основания первого слоя после перерыва. В зависимости от геоморфологии участков начало седиментационного цикла может или совпадать с началом опускания территории или приурочиваться к различным этапам опускания. В тех случаях, когда циклы седиментации не разделены перерывами, за начало цикла принимается момент перехода от подъема к новому опусканию дна бассейна.

Рассматривая условия седиментации при различных режимах колебательных движений (опускание, стояние, подъем территории) и различных скоростях накопления осадков мы использовали классификацию Н. М. Страхова [91] по стадиям накопления осадков, которые делятся на трансгрессивные (последовательная смена мелководных осадков глубоководными), стабильные и регрессивные (смена глубоководных осадков на мелководные).

Вещественным выражением седиментационного цикла является циклит – последовательный непрерывный ряд осадков, закономерно связанных друг с другом и образующих целостную систему [28].

Трансгрессивные и регрессивные стадии в седиментационных циклах позволяют выделить в циклитах нижнюю часть в отложения прогрессивного ряда, верхнюю – регрессивного [95]. Полные циклиты с отложениями обоих рядов характерны для соленосных бассейнов, с преобладанием прогрессивного ряда – для терригенных и карбонатных толщ.

В зависимости от масштабности седиментационных циклов формируются различные системы осадков – циклиты, зонциклиты, регоциклиты, нексоциклиты, галциклиты [26].

Циклит – простое малоэлементное (1–5 слоев) сочетание пород.

Зонциклит обычно представляет собой систему, состоящую из нескольких закономерно меняющихся по составу и мощности циклитов. В иностранной литературе целостные ряды отложений такой масштабности выделяются под наименованием циклотема. Зонциклит представляет собой вспомогательное стратиграфическое подразделение в составе свит и подсвит (циклически построенная пачка).

Регоциклит – крупная система, состоящая из значительного числа зонциклитов. Элементами регоциклита являются свиты и подсвиты.

Таким образом, зонциклиты – это средняя по масштабу слоевая ассоциация, близкая по объему вспомогательным стратиграфическим подразделениям, регоциклиты – система из слоевых ассоциаций, близкая по объему местным и региональным стратиграфическим подразделениям.

Ряд регоциклитов составляет еще более крупную систему – нексоциклит, в котором фиксируется очень масштабная последовательность изменения литологического состава, по объему близкая к системе. В нексоциклите нижний регоциклит обычно составлен существенно терригенными комплексами осадков, а верхний – существенно хемогенными.

3.1. Циклы седиментации в осадочных бассейнах

Седиментационная цикличность в морских эпиконтинентальных бассейнах возникает в результате эвстатических колебаний уровня океана и изменения глубин дна бассейна. Колебательные движения признаны главными при проявлении цикличности среднего и крупного рангов [95]. В бассейне осадконакопления они меняют направление и скорость движения дна бассейна

(погружение, стояние, поднятие), а поднятия или опускания источников сноса меняют количество поступающих осадков и, следовательно, скорость их накопления [24].

Колебательные движения какой-либо территории или ее участка делятся по длительности на долго-, средне- и короткопериодические. Первые – крупноамплитудные, охватывают возрастные отрезки в десятки миллионов лет. Они считаются основной причиной проявления очень крупных седиментационных циклов (нексоциклов) [63, 95], формирования осадочных серий [24]. Среднепериодические движения менее амплитудны, циклы колебаний завершаются в более короткие сроки (миллионы лет) и приводят к возникновению крупной цикличности – регоциклитов [95]. Короткопериодические (вековые) колебательные движения имеют меньшую амплитуду, один цикл охватывает возрастные отрезки в десятки или сотни тысяч лет. Эти движения признаются одной из причин формирования цикличности среднего масштаба – зонциклитов [63].

Многочисленные работы по изучению колебательных движений земной коры и физической их сущности позволяют принять в качестве аксиомы, что колебательные движения в пределах каждого ранга имели близкую длительность. Одновременно происходили колебательные движения нескольких рангов, в результате возникла их интерференция [98, 100], что дает возможномть использовать колебательные движения как меру геологического времени: движения низкого ранга могут быть градацией времени в колебательных движениях высокого ранга. Это положение применено к анализу осадконакопления в венде и кембрии на Сибирской платформе.

В результате интерференции получены суммарные кривые скоростей опускания в долгопериодических колебательных движениях [46]. На суммарных кривых зафиксировано, как с увеличением скорости опускания постепенно укорачивается длительность эпох подъемов вплоть до исчезновения. Одновременно уменьшается амплитуда подъемов. В результате эпохи опускания длятся в несколько раз дольше эпох подъема. На каждой кривой можно выделить участки с медленной, средней, повышенной, высокой и очень высокой скоростями опускания.

Суммарные кривые скоростей опускания территории и накопления осадков стали исходным материалом для построения графиков, моделирующих условия седиментации при различных скоростях накопления осадков. На этих графиках по шкале времени показаны колебательные движения и толщины формирующихся осадков.

В венде и кембрии Сибирская платформа опускалась. Поэтому далее рассмотрим модели накопления осадков и типы формирующихся циклитов в условиях опускания при интерференции колебательных движений.

При очень медленном опускании и медленной скорости накопления осадков (рис. 3.1, а) имеет место компенсированное осадконакопление с перерывом во время подъема. Отложения регрессивной, стабильной и верхов трансгрессивной стадий осадконакопления в эпохи перерывов выходят выше уровня компенсации и размываются. В итоге от размывов сохраняются только прогрессивные части циклитов.

При увеличении скорости опускания территории и медленном накоплении осадков имеет место компенсированное осадконакопление без перерывов во время подъема (см. рис. 3.1, б). В разрезе полностью сохраняются осадки регрессивной, стабильной и трансгрессивной стадий. Цикл седиментации длится здесь от начала опускания до конца подъема.

При той же скорости опускания, но более высокой скорости накопления осадков в эпохи подъема начинается размыв отложений. Так, при средней скорости накопления будут размыты осадки регрессивной и верхней частей стабильной стадий (см. рис. 3.1, в), при повышенной – еще нижняя половина осадков стабильной и самые верхние части осадков трансгрессивной стадий (см. рис. 3.1, г).

Таким образом, типы формирующихся циклитов существенно зависят от изменений скорости опускания территории и скорости накопления осадков. Если скорость накопления меньше или равна скорости опускания, седиментационные циклы длятся от начала опускания до конца подъема, а возникающие при этом циклиты имеют одинаковые или близкие по объему прогрессивную и регрессивную части. Когда скорость накопления осадков превышает скорость опускания территории, эпохи седиментации укорачиваются, разделяются перерывами. Циклы седиментации чередуются с размывами. В составе циклитов преобладают прогрессивные части, так как регрессивные существенно размываются во время перерывов.

Когда скорость опускания территории превышает скорость накопления осадков, начинается некомпенсированное осадконакопление. Увеличение скорости опускания приводит к удли-

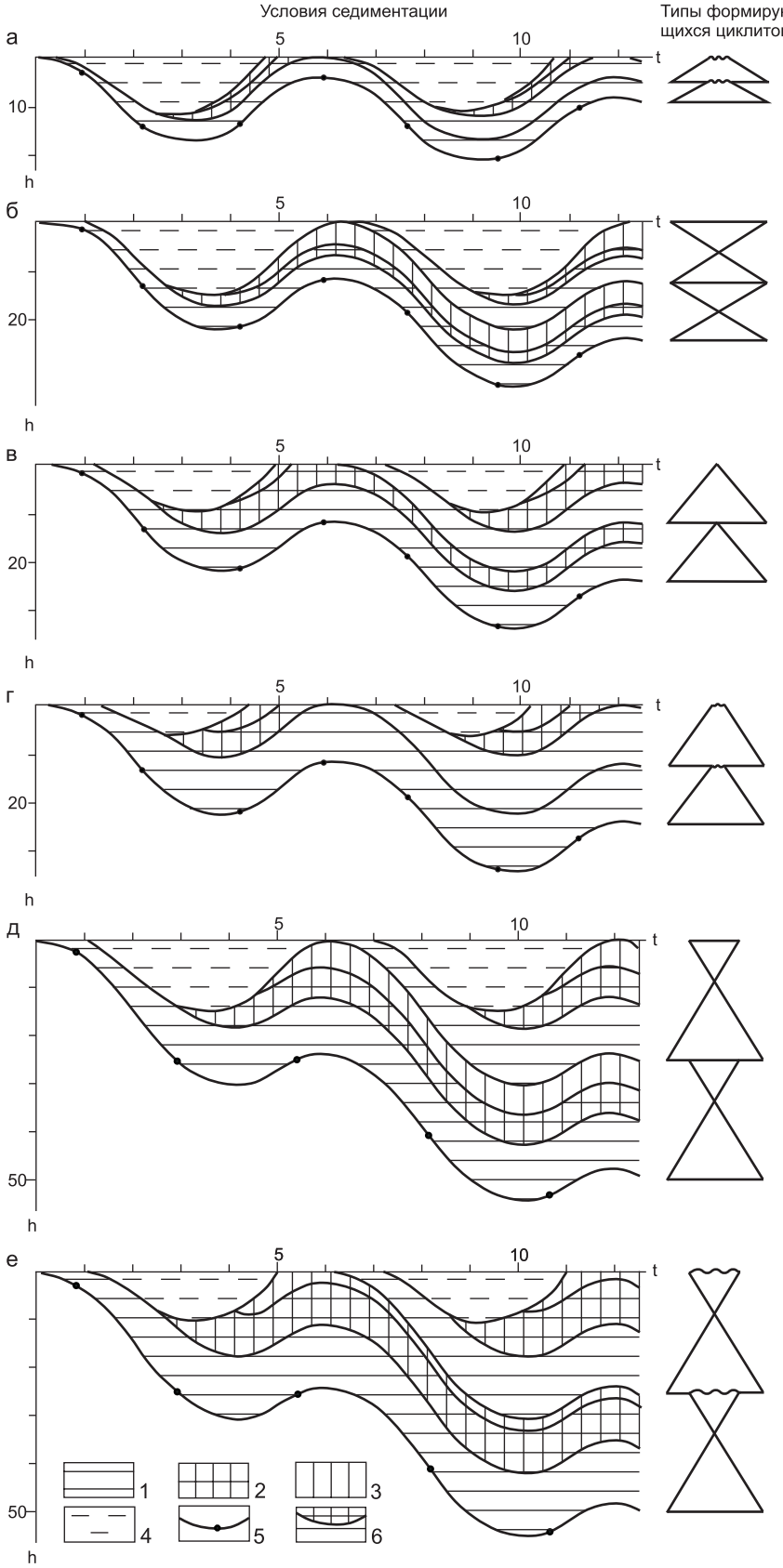


Рис. 3.1. Условия седиментации и типы формирующихся циклитов при интерференции колебательных движений. Медленное опускание территории: а – очень медленное опускание (V_0 = 0,75) и медленная скорость накопления осадков ($V_н$ = 2); б – медленное опускание (V_0 = 2) и медленная скорость накопления осадков ($V_н$ = 2); в – медленное опускание (V_0 = 2) и средняя скорость накопления осадков ($V_н$ = 4); г – медленное опускание (V_0 = 2) и повышенная скорость накопления осадков ($V_н$ = 6); среднее по скорости опускание территории: д – среднее по скорости опускание (V_0 = 4) и средняя скорость накопления осадков ($V_н$ = 4); е – среднее по скорости опускание (V_0 = 4) и повышенная скорость накопления осадков ($V_н$ = 6)

Отложение осадков на этапах седиментации: 1 – трансгрессивном, 2 – стабильном, 3 – регрессивном; 4 – зоны некомпенсированного погружения; 5 – суммарная кривая колебательных движений; 6 – кривые, разграничивающие этапы седиментации

нению трансгрессивных стадий, что отражается в увеличении мощностей прогрессивных частей циклитов (см. рис. 3.1, д). При средней скорости опускания территории рост скорости накопления осадков до повышенной приводит к компенсированному осадконакоплению с размывом в эпохи подъема части отложений регрессивной стадии (см. рис. 3.1, е)

Некомпенсированное осадконакопление возникает, когда скорость опускания превышает

скорость накопления осадков. В это время увеличивается глубина дна бассейна. Мощности прогрессивных частей в циклитах больше вследствие большой длительности эпох опускания. В седиментационных циклах имеют место только трансгрессивные и стабильные стадии накопления осадков.

Анализируя зависимости процесса осадконакопления от скоростей опускания территории и накопления осадков, можно сделать ряд выводов.

В условиях избыточной компенсации опускания накоплением осадков эпохи седиментации длятся от конца одного до начала следующего перерыва. В цикле колебательных движений эпоха седиментации охватывает период опускания и начало периода подъема территории. Перерыв обычно длится от середины до конца периода подъема территории. Эпохи седиментационных циклов чередуются с перерывами. Время проявления циклов седиментации совпадает с эпохами седиментации. В перерывах проявляются процессы размыва осадков.

В результате размывов в циклитах преобладают отложения, сформировавшиеся в трансгрессивную и стабильную стадии. Преобладает прогрессивный тип циклитов. В условиях компенсированного накопления осадков седиментационные циклы длятся от начала опускания территории до окончания ее подъема. В периоды подъемов нет перерывов, не происходит размыва сформировавшихся отложений. Циклиты составлены отложениями трансгрессивных, стабильных и регрессивных стадий. Тип циклитов – прогрессивно-регрессивный. В условиях некомпенсированного осадконакопления седиментационные циклы длятся от начала резкого опускания до окончания слабо выраженного подъема территории. В циклитах снивелированы литологические различия между осадками трансгрессивных и регрессивных стадий. Тип циклитов прогрессивный, прогрессивно-регрессивный.

Существует ряд характерных условий, когда цикл седиментации начинается после регионального перерыва. Высокое гипсометрическое положение приводит к тому, что первый седиментационный цикл начинается не с начала опускания, а ближе к его середине. После региональных перерывов накопление осадков начинается в условиях средней или высокой скорости опускания. Возникающие в таких условиях первые циклиты имеют укороченные прогрессивную и регрессивную части (рис. 3.2).

При этом в прогрессивных частях циклитов обычно отсутствуют нижние пласты. После цикла

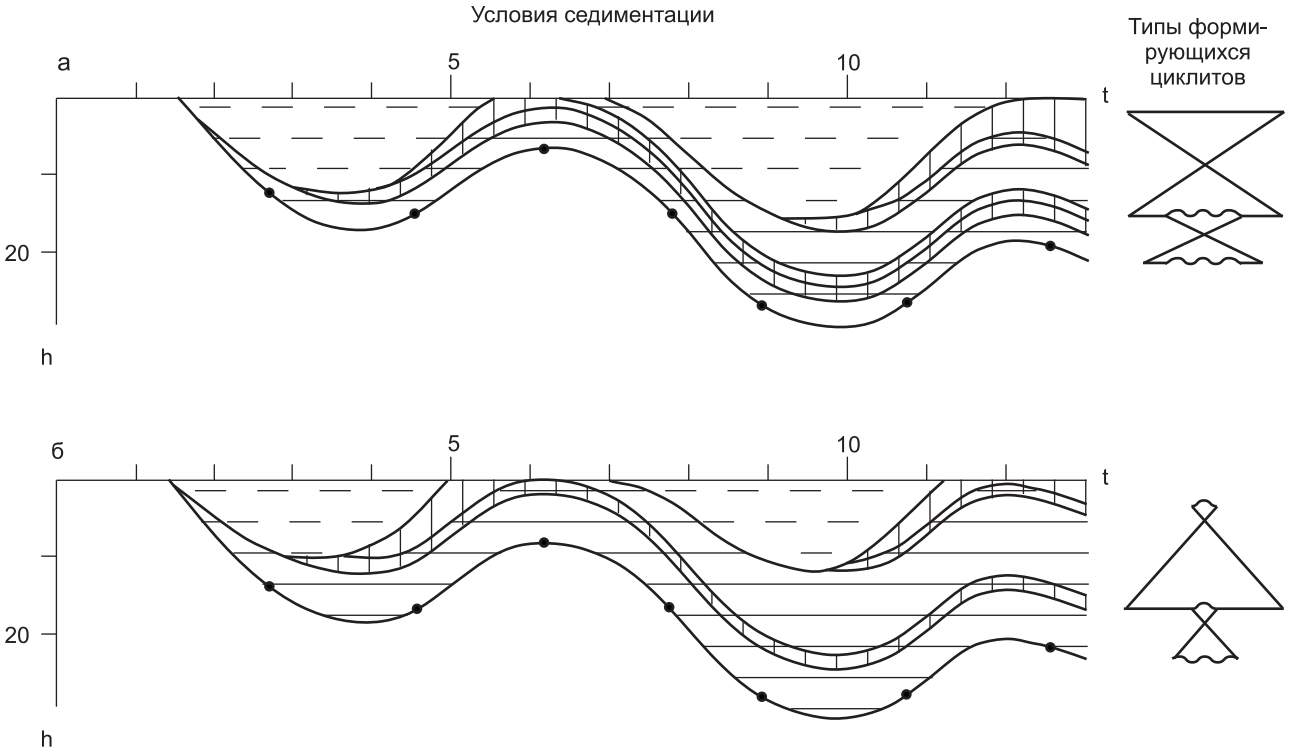


Рис. 3.2. Условия седиментации и типы формирующихся циклитов на начальных этапах медленного опускания территории (V_0 = 2) после регионального перерыва. Скорости накопления осадков: а – медленная ($V_н$ = 2), б – средняя ($V_н$ = 4)

седиментации происходит интенсивный размыв регрессивных частей циклита во время последующего перерыва, ибо этот перерыв более длительный по сравнению с последующими. После перерыва условия осадконакопления становятся обычными для режима медленного или среднего по скорости опускания при долгопериодических колебательных движениях. Поэтому типы последующих циклитов определяются скоростями опускания территории и накопления осадков (сравните вторые циклиты на рис. 3.1, д, е с соответствующими по скорости опускания и накопления на рис. 3.1, а–г).

Все вышеизложенное позволяет разделить циклиты по степени выраженности и сохранности на три группы – целые, неполные и бескорневые. Целые циклиты состоят из трансгрессивной и регрессивной частей. После образования таких циклитов не было существенных размывов. В неполных циклитах часть отложений размыта во время последующего перерыва. Как правило, неполные циклиты не имеют регрессивных частей. Бескорневые циклиты не имеют начальных пластов в прогрессивной части вследствие запоздалого вступления территории в режим осадконакопления.

3.2. Цикличность вендских и нижнекембрийских отложений соленосного бассейна Сибирской платформы

Начиная с венда и особенно в раннем кембрии южная часть Сибирской платформы интенсивно опускалась, и это опускание в целом было компенсировано осадками. В результате интерференции колебательных движений различной периодичности изменялась скорость опускания, а в венде проявились медленные подъемы территории. Эти ускорения и замедления общего опускания отражены в цикличности различного ранга.

Приведенные в разделах 1 и 2 характеристики разрезов венда и кембрия Восточно-Сибирского соленосного бассейна показали, что в этом интервале находятся длительные (до 5 млн лет) перерывы в осадконакоплении – предвилючанский, преднепский, предданиловский и внутримайский. Степень выраженности этих перерывов и обоснование их выделения даны выше. Огромная продолжительность этих перерывов позволяет заключить, что они разделяют длительные эпохи седиментации, в течение которых сформировались крупнейшие седиментационные системы – нексоциклиты: вендский, кембрийский и верхнекембрийско-нижнеордовикский. Перерывы и последующие за ними эпохи седиментации составляют этапы развития Восточно-Сибирского соленосного бассейна в вендском, кембрийском периодах и начале ордовикского. Длительность каждого из этих этапов составляет примерно 45 млн лет (рис. 3.3).

Судя по шкале циклометрического времени кембрия и венда Восточно-Сибирского соленосного бассейна (см. табл. 1.2), длительность формирования вендского нексоциклита составила 45 млн лет. Затем был предданиловский перерыв (10 млн лет). Следующий нексоциклит сформировался в течение 35 млн лет, затем был внутримайский перерыв (5 млн лет). Верхнекембрийско-нижнеордовикский нексоциклит сформировался за 40 млн лет, после этого был предкриволуцкий перерыв.

Формирование Восточно-Сибирского соленосного бассейна началось после предвилючанского перерыва, а закончилось – перед наступлением внутримайского. Таким образом, соленосный комплекс отложений этого бассейна составлен двумя целыми нексоциклитами – вендским и кембрийским.

Вендский нексоциклит начинается трансгрессивно залегающими терригенными породами нижнего венда, которые вверх по разрезу сменяются карбонатными, кембрийский – глинисто-карбонатными, а затем галогенно-карбонатными отложениями нижнего – среднего кембрия, верхнекембрийско-нижнеордовикский – терригенными толщами на юге и глинисто-карбонатными толщами на севере. В строении нексоциклитов фиксируется крупная цикличность, что позволяет разделить их на ряд регоциклитов.

Выделение регоциклитов в разрезе венда и нижнего кембрия Сибирской платформы оказалось сложной задачей. В предыдущих работах под названием мегациклитов, ритмов и циклов III порядка [68, 104] выделялось различное (3–5) количество регоциклитов. Во всех случаях критерием обоснования границ регоциклитов были смены литологического состава пород. Этот признак является ведущим при выделении регоциклитов кембрия, так как смена соленосных толщ карбонатными в целом обусловлена новым погружением территории, обеспечивающим увеличение доступа морских вод в соленосный бассейн. А новое погружение территории означает начало следующего седиментационного цикла. Иными словами, в разрезе кембрия карбонатные толщи слагают

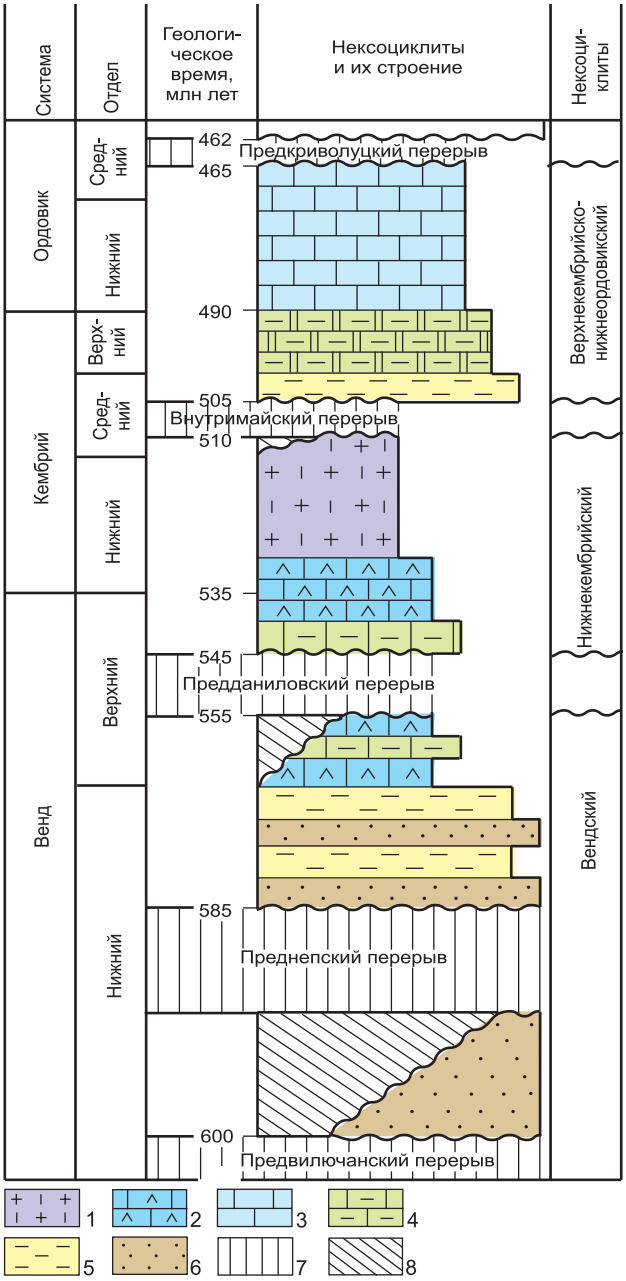


Рис. 3.3. Нексоциклиты венд – кембрийского галциклита в Восточно-Сибирском соленосном бассейне

Отложения: 1 – соленосно-карбонатные, 2 – сульфатно-карбонатные, 3 – карбонатные, 4 – карбонатно-глинистые, 5 – глинистые, 6 – терригенные; 7 – крупнейшие перерывы в осадконакоплении; 8 – размывы во время перерывов

основания регоциклитов, а соленосные – верхние части (рис. 3.4).

Ведущий признак определения начала регоциклитов в разрезе венда – региональные перерывы в осадконакоплении. Надперерывные осадки составляют начало следующего регоциклита. Дополнительный признак – примерное равное число зонциклитов в каждом регоциклите. Этот эмпирический признак получен при изучении цикличности венда и кембрия Сибирской платформы. Теоретическое обоснование данного положения базируется на примерно одинаковой длительности одноранговых колебательных движений. В результате в регоциклитах содержится примерно равное число зонциклитов.

Эти три признака положены в основу расчленения вендского и кембрийского нексоциклитов Сибирской платформы на регоциклиты.

Первый признак – в соленосном разрезе кембрийского нексоциклита основания регоциклитов сложены карбонатными толщами. Таких толщ в нижнекембрийской части установлено четыре (сверху вниз): нижнелитвинцевская подсвита (возрастной аналог ичерская свита), булайская (олекминская) свита, эльгянская свита и осинская подсвита усольской свиты (верхнебилирская подсвита); в верхневендской части – три: тэтэрская свита, преображенская пачка катангской свиты и телгеспитская пачка бюкской свиты. Для вендского нексоциклита установлены тела песчаников в основаниях нижнетирского, верхненепского и нижненепского регоциклитов.

Второй признак – региональные перерывы в осадконакоплении. По результатам детальной корреляции в разрезе венда и кембрия юга Сибирской платформы выявлены длительные перерывы: предвилючанский, преднепский, предтирский, предданиловский и внутримайский. Предвилючанский перерыв находится в основании вендского нексоциклита. Наличие предданиловского перерыва позволило обосновать местонахождение подошвы кембрийского нексоциклита в основании катангской (успунской) свиты, а внутримайского перерыва в основании оленчиминской свиты – подошвы верхнекембрийско-нижнеордовикского нексоциклита в кровле метегерской и литвинцевской свит. Полнота сохранности литвинцевского регоциклита зависит от интенсивности размыва во время майского перерыва.

Границы верхневендских регоциклитов выделены по перерывам между катангской и собинской, собинской и тэтэрской свитами [8, 26, 36, 45, 107].

В основной части кембрийского разреза от усольской свиты до литвинцевской длительных перерывов в осадконакоплении не фиксируется, поэтому здесь основными признаками выделения регоциклитов являются чередование карбонатных и соленосных толщ и близкое число зонциклитов в регоциклитах [45, 46].

Таким образом, по совокупности трех признаков (изменению литологического состава,

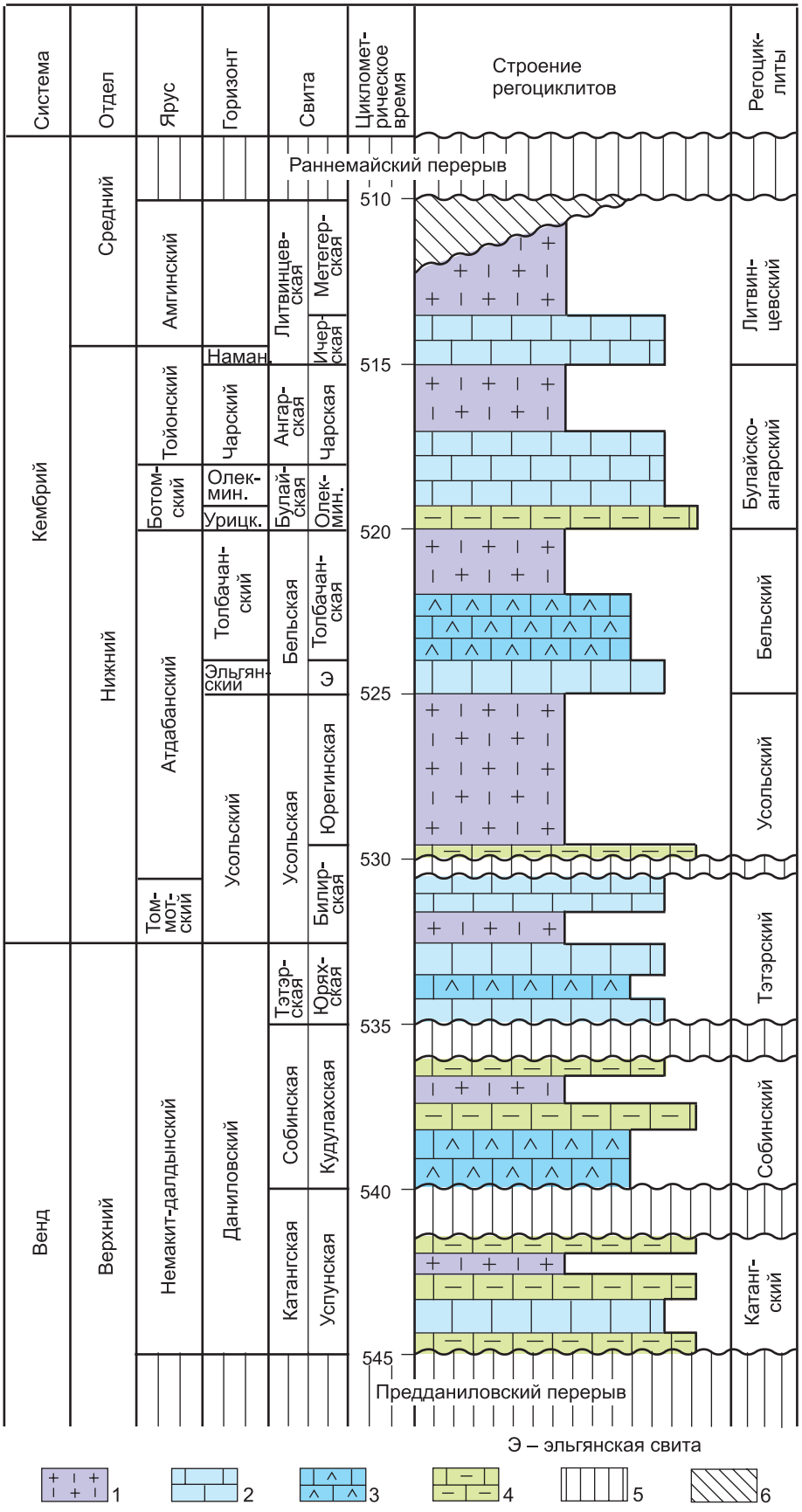


Рис. 3.4. Схема строения нижнекембрийского нексоциклита в Восточно-Сибирском соленосном бассейне

Отложения: 1 – соленосно-карбонатные, 2 – карбонатные, 3 – сульфатно-карбонатные, 4 – глинисто-карбонатные; 5 – перерывы; 6 – размывы во время перерывов

наличию перерывов и количеству зонциклитов) в разрезе венда и нижнего кембрия юга Сибирской платформы выделено 12 регоциклитов: вилючанский, нижненепский, верхненепский, нижнетирский и верхнетирский в вендском нексоциклите, катангский, собинский, тэтэрский,

усольский, бельский, ангарский и литвинцевский в верхневендско-кембрийском.

3.3. Последовательность заполнения осадками венд-кембрийского соленосного бассейна Сибирской платформы

Рассмотренные положения об одновременном проявлении рангов циклита, различных по длительности колебательных движений, и близкой по времени периодичности колебаний для каждого ранга позволяют использовать колебательные движения низкого ранга как меру времени в колебательных движениях высокого ранга. Во время колебательных движений протекают циклы седиментации в периоды опускания территории и размывы в периоды ее подъема. Каждому рангу колебательных движений соответствует своя категория седиментационных циклов. Эти категории, в свою очередь, обусловливают формирование соответствующих рангов породнослоевых ассоциаций – зонциклитов, регоциклитов и нексоциклитов. Поэтому циклиты низкого ранга также могут быть использованы в качестве меры геологического времени в циклитах более высокого ранга (см. рис. 3.4).

Второе положение, позволяющее восстанавливать историю осадконакопления, заключается в признании того, что опускание территории компенсируется накоплением осадков к концу каждого крупного цикла седиментации. В результате мощности регоциклитов в целом соответствуют амплитудам опускания в долгопериодических колебательных движениях.

Количество регоциклитов и составляющих их зонциклитов как меры времени, мощности регоциклитов как меры опускания использованы для восстановления количества, длительности и направленности долгопериодических колебательных движений, для разделения времени этих движений на эпохи осадконакопления и перерывы между ними, для выделения этапов компенсации погружения накоплением осадков, а также этапов некомпенсированного погружения, для последних оценены глубины дна венд-раннекембрийского бассейна.

Далее рассмотрены следующие породнослоевые ассоциации: вендский и кембрийский нексоциклиты и составляющие их регоциклиты нижне- и верхненепские, нижне- и верхнетирские, катангский, собинский, тэтэрский, усольский, бельский, булайско-ангарский и литвинцевский. Частично рассмотрены зонциклиты, на которые разделяются регоциклиты. Не анализируется крупнейший седиментационный галацикл, обусловивший вендский и кембрийский этапы формирования осадочного чехла Сибирской платформы. Вендский и кембрийский нексоциклиты составляет только начальную часть этой гигантской слоевой ассоциации.

Рассматриваемая крупно- и среднемасштабная цикличность является результатом интерференции колебательных движений трех рангов:

– крупнейших, приведших к созданию вендского и нижнекембрийского нексоциклитов,

– региональных долгопериодических, обусловивших формирование регоциклитов,

– среднепериодических, вызвавших формирование зонциклитов.

Близкая длительность каждого ранга колебательных движений позволяет предположить, что регоциклиты сформировались в примерно равные крупные промежутки времени, а зонциклиты также возникли в примерно одинаковое время. Следовательно, число зонциклитов в регоциклитах должно быть примерно одинаковым или отличаться на несколько единиц вследствие перерывов в осадконакоплении. Этот вывод использован при построении шкал геологического времени на графиках истории формирования вендских и кембрийских отложений юга Сибирской платформы.

Крупнейшие вендское и кембрийское колебательные движения развивались на фоне общего опускания в гигантском венд-нижнепалеозойском галацикле. Вендское движение находится на стадии медленного опускания в начале гигантского колебательного движения, кембрийское – на стадии быстрого опускания. Аналогичные стадии выделяются в долгопериодических колебательных движениях, во время которых сформировались регоциклиты.

Вендское и кембрийское опускания были компенсированы осадками. Об этом свидетельствуют предданиловский и внутримайский размывы. Анализ амплитуд прогибания и толщин регоциклитов показал, что в конце крупных седиментационных циклов опускание территории также компенсировалось накоплением осадков. Поэтому мощности регоциклитов в целом отвечают изменениям амплитуд общего опускания во время их формирования и являются следствием различий в скоростях опускания территорий в вендское и раннекембрийское времена [37]. Судя по табл. 3.1, современные Байкитская и Непско-Ботуобинская антеклизы, Бахтинский мегавы-

ступ, Присаяно-Енисейская и Курейская синеклизы и Предпатомский региональный прогиб были заложены в начале вендского периода.

По мощностям регоциклитов были построены кривые вендского и кембрийского опускания для различных районов соленосного бассейна Сибирской платформы (рис. 3.5, 3.6). На рисунках по оси абцисс отложено время формирования регоциклитов по циклометрической шкале геологического времени (см. табл. 1.2, рис. 3.4), а по оси ординат – значение опускания в метрах. Каждый отрезок на оси абцисс означает время формирования одного регоциклита. В этих точках по оси ординат отложены мощности регоциклитов и по накопленным мощностям построены кривые опускания в вендском и кембрийском крупнейших седиментационных циклах для различных районов юга Сибирской платформы (см. рис. 3.5, 3.6). Кривые отражают последовательное увеличение скорости опускания, а затем – такое же последовательное ее уменьшение. В ряде случаев точки накопленных мощностей находятся выше кривых опускания, мы объясняем это тем, что опускание не было компенсировано осадками. Особенно характерно такое положение для начала и конца бельского цикла седиментации.

Построенные кривые не имеют окончаний: во время раннемайского перерыва часть литвинцевского регоциклита была размыта. Судя по характеру выполаживания кривых, можно предположить, что время раннемайского перерыва вряд ли превышало длительность одного крупного цикла седиментации (5 млн лет), а размывом уничтожено около половины литвинцевского регоциклита.

Кривые опускания и табл. 3.1 показывают, что в венде и кембрии максимальные скорости погружения территории возникали в различные интервалы времени в зависимости от тектонической приуроченности районов. Вендский нексоциклит на значительных территориях антеклиз и мегавыступе или отсутствует или имеет небольшие толщины. Толщины и распространение непских и тирских регоциклитов отражают различия амплитуд прогибания отрицательных и положительных структур.

В кембрийском нексоциклите три нижних регоциклита (катангский, собинский и тэтэрский) также имеют на положительных структурах небольшие толщины (70–160 м), а на отрицательных – 95–310 м. Максимальное опускание проходило во время формирования усольского, бельского и булайско-ангарского регоциклитов. Эти регоциклиты имеют толщиной 270–620 м на положительных и 450–860 м на отрицательных надпорядковых структурах. На Байкитской и Непско-Ботуобинской антеклизах, на Катанской седловине, разобщающей эти антеклизы, максимум опускания приходится на ангарский, реже бельский циклы седиментации. В Ангаро-Ленской ступени

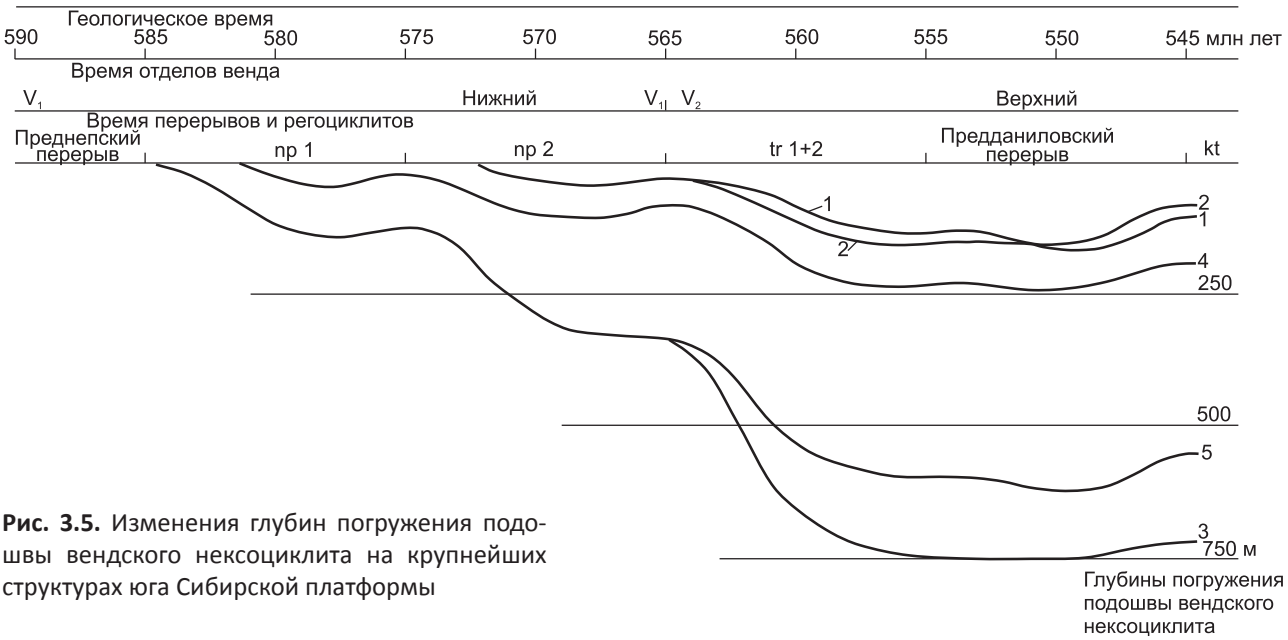


Рис. 3.5. Изменения глубин погружения подошвы вендского нексоциклита на крупнейших структурах юга Сибирской платформы

Кривые погружения подошвы вендского нексоциклита: 1 – Байкитская антеклиза, Верхнетайгинская скв. 1; 2 – Непско-Ботуобинская антеклиза Ярактинская площадь; 3 – Предпатомский прогиб, Ыстанахская скв. 2180; 4 – Ангаро-Ленская ступень, Братская площадь, 5 – Присаяно-Енисейская синеклиза, Ковинская скв. 1; отделы: V_1 – нижний венд, V_2 – верхний венд; регоциклиты: пр – непские, tr – тирские, kt – катангский

Таблица 3.1

Мощности вендских и кембрийских регоциклитов на крупнейших структурах юга Сибирской платформы

Структура	Площадь, скважина	Вендский нексоциклит			Кембрийский нексоциклит						
		Мощности регоциклитов									
		Нижненепский	Верхненепский	Тирские	Катангский	Собинский	Тэтэрский	Усольский	Бельский	Булайско-ангарский	Литвинцевский
Ангаро-Ленская ступень	Братская 13	20	60	130	140	170	240	560	550	635	130
	Шамановская 10	75	85	25	130	165	230	510	485	530	120
	Тулунская 1-0	65	90	60	60	115	215	450	435	475	40[р]
	Грузновская 134	85	90	45	85	120	195	440	485	585	240
Присаяно-Енисейская синеклиза	Богучанская 1	–	–	>110	115	125	190	860	735	455[р]	–
	Агалеевская 4	130	220	270	295	230	240	710	485[в]	340[в]	50[р]
	Ковинская 1	120	210	225	280	265	310	655	675	590	175[р]
	Платоновская 1	–	100	135	80	90	155	500	555	430	250
	Оморинская пл.	–	80	120	70	80	160	410	585	405	215
	Куюмбинская пл.	–	–	–	65	75	135	310	485	365	170
Байкитская антеклиза	Байкитская 1	–	–	–	70	75	135	265	485	425	145
	Шушукская 1	–	–	35	95	80	140	320	515	460	200
	Верхнетайгинская 1	–	25	75	95	100	110	535	545	400	110
	Камовская 1	–	–	55	85	85	160	440	540	475	180
	Подпорожная 106	–	60	30	110	95	155	355	535	420	140
Катангская седловина и юго-восток Курейской синеклизы	Хошонская 256	–	10	140	140	110	165	205	445	485	230
	Чуньская 120	–	55	105	125	95	120	310	455	500	235
	Ванаварская 1	–	115	75	115	100	115	370	500	570	200
	Охотничья 122	–	135	100	130	120	165	410	520	590	140
Непско-Ботуобинская антеклиза	Отулахская 680	–	10	180	105	145	135	210	460	535	165
	Среднеботуобинская пл.	25	60	140	90	100	125	305	425	380	155
	Озерная 760	35	60	50	95	85	120	305	425	410	240
	Верхнечонская пл.	–	35	0	80	85	130	270	405	340[в]	145[в]
	Ярактинская пл.	–	30	50	80	80	160	315	450	615	115
Предпатомский прогиб	Марковская пл.	45	55	65	70	90	180	305	455	625	125
	Ыстанахская 2180	135	185	405	130	170	180	355	515	660	160
	Вилюйско-Джербинская пл.	130	240	260	120	145	155	365	450	275	160
	Паршинская 1	160	480	80	95	135	145	170	330[в]	>305[в]	–
	Талаканская 828	70	220	50	95	100	145	370	350	600	115[в]
Бахтинский мегавыступ	Магистральная 146+ Казачинская 1	–	180	90	85	90	120	845	415	835	215
	Холминская 212	–	–	–	–	–	>165	95	460	530	80
	Моктаконская пл.	–	–	–	95	85	240	105	485	610	50[р]
	Хурингдинская 1	–	–	–	–	–	>220	100	790	135	590
	Вакунайская 3	–	–	–	115	105	100	320	365	495	80
	Светлая 2	–	–	–	–	–	>200	470	1025	690	130

Примечание: в – выщелачивание; р – размыв.

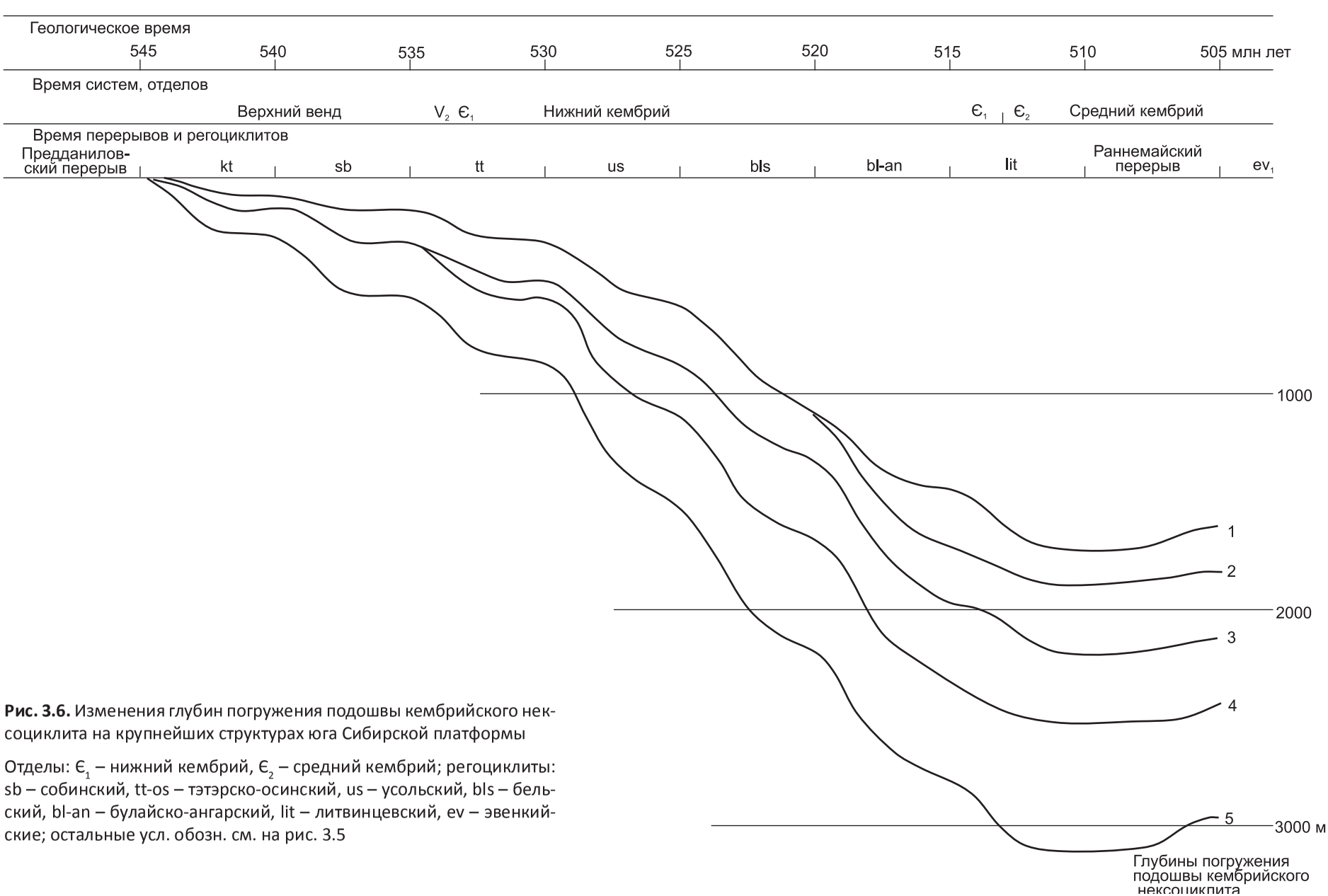


Рис. 3.6. Изменения глубин погружения подошвы кембрийского нексоциклита на крупнейших структурах юга Сибирской платформы

Отделы: $Є_1$ – нижний кембрий, $Є_2$ – средний кембрий; регоциклиты: sb – собинский, tt-os – тэтэрско-осинский, us – усольский, bls – бельский, bl-an – булайско-ангарский, lit – литвинцевский, ev – эвенкийские; остальные усл. обозн. см. на рис. 3.5

и в Присаяно-Енисейской синеклизе максимум прогибания сдвинут на время усольского цикла, т. е. стадия быстрого опускания в раннем кембрии (и в венде) раньше всего прошла в отрицательных структурах, а положительные структуры были вовлечены в общий процесс опускания позднее. В целом именно запаздывание опускания обусловило резкое уменьшение мощностей вендского и кембрийского нексоциклитов на антеклизах. Это хорошо видно при сравнении мощностей регоциклитов по различным районам (см. табл. 3.1).

Последний, литвинцевский регоциклит отличается небольшими (50–250 м) толщинами. Но эти толщины постседиментационные, они возникли или в результате размыва во время раннемайского перерыва, или в результате выщелачивания солей инфильтрационными водами, так как образования литвинцевского регоциклита находятся часто на глубинах меньше 500–600 м.

Суммарные амплитуды опускания в кембрийском цикле седиментации (без литвинцевского регоциклита) составляют для антеклиз 1670–1810 м, для Ангаро-Ленской ступени – 2380 м, для Присаяно-Енисейской синеклизы – 3300 м, т. е. размах опускания от антеклизы к ступени увеличивается на 570–710 м, а между ступенью и синеклизой – на 920 м. Эти изменения толщин позволяют предположить, что и амплитуда колебательных движений также будет меняться: будет максимальной в синеклизе, а на антеклизах уменьшится примерно в 2 раза. Данное положение использовано далее при оценке амплитуды долгопериодических колебаний, обусловивших интерференцию на кривых опускания.

3.4. Схемы формирования регоциклитов

Формирование регоциклитов построено на интерференции двух крупнейших рангов колебательных движений – вендского и кембрийского, приведших к образованию нексоциклитов и долгопериодических, обусловивших формирование регоциклитов.

Чтобы представить строение кривых опускания с учетом влияния долгопериодических колебательных движений, была выполнена операция суммирования кривой опускания в вендском и кембрийском нексоциклитах с кривыми долгопериодических колебательных движений, обусловивших уже формирование регоциклитов. В результате интерференции получены новые кривые типа наклонной синусоиды, на которых во время каждого долгопериодического колебательного движения проявляется вначале медленное, затем быстрое и в конце вновь медленное опускание или подъем. Амплитудные подъемы приурочены к длительным перерывам. В это время протекали процессы размыва ранее сформированных отложений (рис. 3.7, 3.8).

Построенные интерференционные кривые отражают изменения погружения подошвы вендского и кембрийского нексоциклитов. Они были основой для составления схем формирования регоциклитов на основных (крупнейших) структурах юга Сибирской платформы. На этих кривых наибольшее опускание приходится на усольский, бельский и булайско-ангарский седиментационные циклы. Далее проведено суммирование кривых вендского и кембрийского опусканий с кривыми долгопериодических колебательных движений, амплитуда которых принята в интервале 100 м. На кривых суммирования фиксируется замедление опускания в конце формирования каждого долгопериодического цикла, а подъемы и размывы имели место во время крупнейших перерывов (см. рис. 3.7, 3.8).

Затем в каждом регоциклите были выделены зонциклиты (циклически построенные крупные пачки). Было сделано предположение, что время формирования зонциклитов разнилось несущественно и, используя количество и мощности зонциклитов, можно воссоздать этапность осадконакопления в каждом регоциклите. В результате реконструирована история осадконакопления регоциклитов: определены состав и мощности пород, времена существования компенсированного и некомпенсированного накопления осадков, наметились изменения глубин дна во время формирования регоциклитов на конкретных участках соленосного бассейна (см. рис. 3.7, 3.8).

Последовательность изменения обстановок формирования каждого регоциклита можно разделить на следующие этапы:

• Первый (начальный) этап – небольшие скорости опускания участка, когда накопление осадков компенсирует прогибание дна бассейна; глубины бассейна минимальны.

• Второй этап – быстрое увеличение скорости опускания участка, накопление осадков не компенсирует погружение дна бассейна; глубины бассейна увеличиваются.

• Третий этап – медленное уменьшение скорости опускания участка, накопление осадков или компенсирует погружение дна бассейна, или превышает погружение; глубины дна бассейна или не меняются, или уменьшаются.

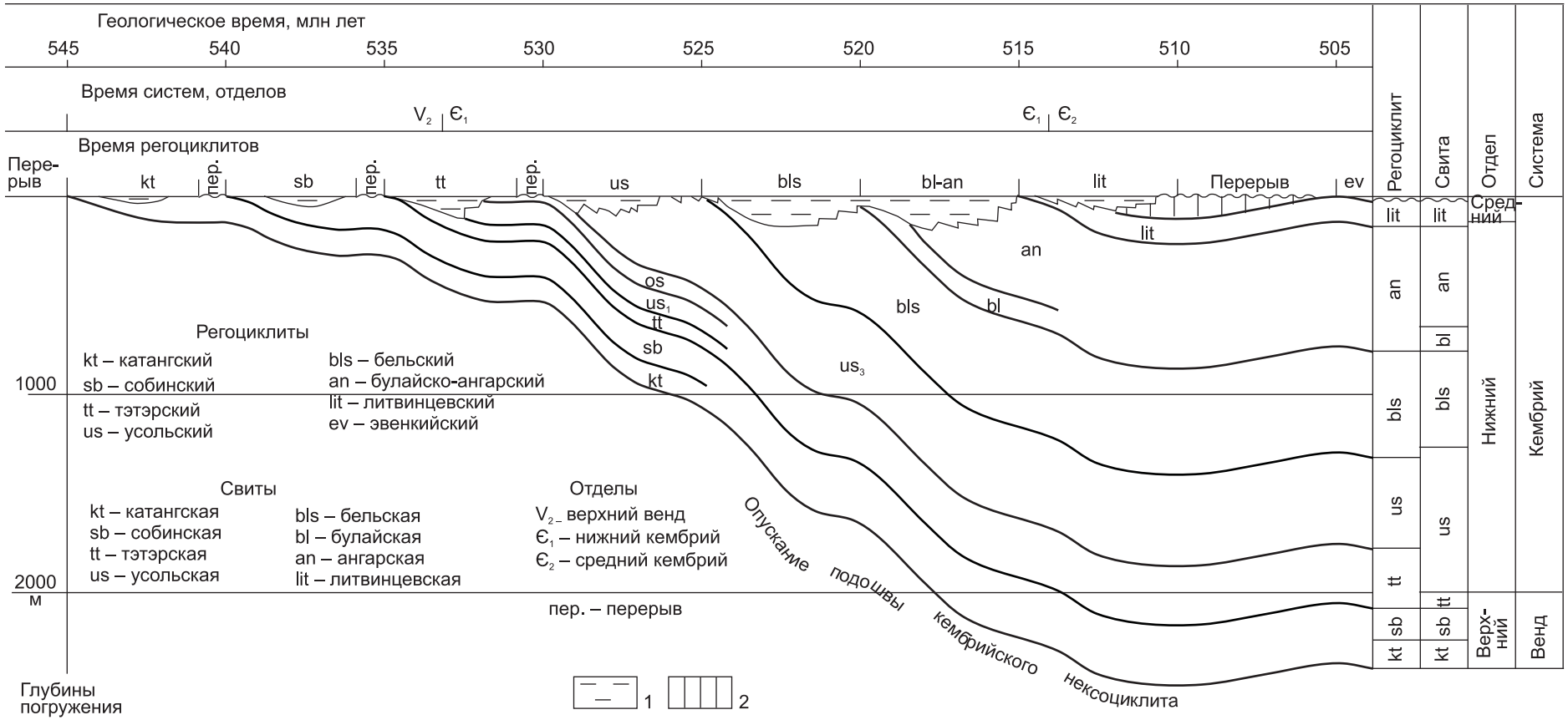


Рис. 3.7. Схема формирования регоциклитов в раннем и среднем кембрии. Ангаро-Ленская ступень, участок скв. 13 Братской площади (кембрийский нексоцикл)

1 – воды бассейна; 2 – отложения размыты во время перерыва

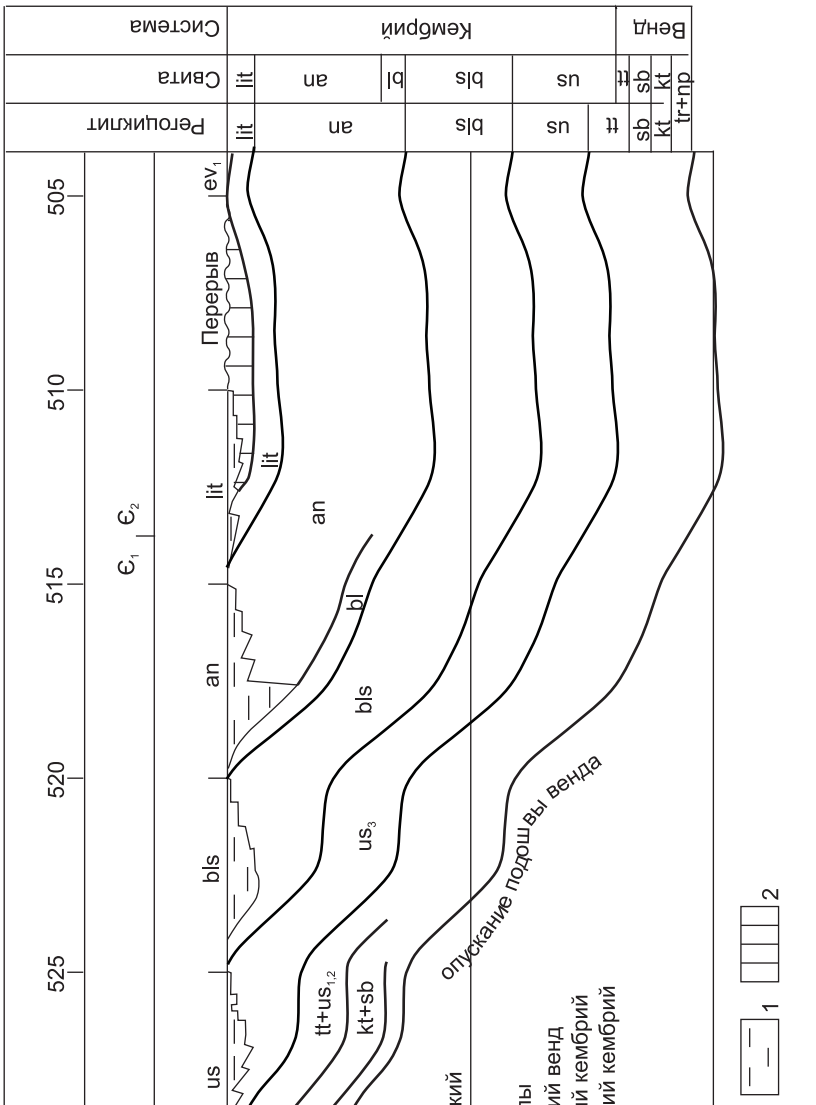


Рис. 3.8. Схема формирования регоциклитов позднем венде раннем и среднем кембрии в центральной части Восточно-Сибирского соленосного бассейна. Непско-Ботуобинская антеклиза, участок скв. 27 Ярактинской площади (кембрийский нексоцикл)

Усл. обозн. см. на рис. 3.7

• Четвертый (конечный) этап – небольшие скорости опускания участка или его небольшой подъем; накопление осадков компенсирует существующие глубины и новое погружение дна бассейна; глубины бассейна в конце этапа минимальные, наступает перерыв в осадконакоплении.

Полностью этапы формирования регоциклитов фиксируются в Восточно-Сибирском соленосном бассейне при средних скоростях опускания участков от 50 до 100 м/млн лет. При средних скоростях меньше 50 м/млн лет отсутствует полностью или частично четвертый (конечный) этап, так как опускание сменяется подъемом участка. Взамен наступает перерыв в осадконакоплении. Обычно во время перерыва размываются верхние осадки (см. рис. 3.8). При средних скоростях опускания свыше 100 м/млн лет в конце четвертого этапа опускание дна бассейна (см. рис. 3.7, временной рубеж бельского и булайско-ангарского регоциклитов) не компенсируется накопление осадков на участке.

Вышеизложенное позволяет воссоздать следующую последовательность формирования регоциклитов в кембрийском нексоциклите на юге Сибирской платформы.

Эпоха основной седиментации (около 40 млн лет) в венде началась после преднепского перерыва (~585 млн лет) и продолжалась до конца предданиловского перерыва (~545 млн лет).

Вендский нексоциклит разделен на пять регоциклитов – вилючанский, нижненепский, верхненепский, нижне- и верхнетирские, длительность около 5 млн лет каждый. Судя по мощностям регоциклитов (см. табл. 3.1), это было время медленного опускания крупнейших структур юга Сибирской платформы.

Скорость опускания не превышает 30 м/млн лет. Опускание территории компенсируется накоплением осадков. Перерывы в осадконакоплении длительностью до 5 млн лет существовали после каждого крупного цикла седиментации. Основной предданиловский перерыв длительностью до 5-10 млн лет был между тирским (конец вендского нексоциклита) и катангским (начало кембрийского) циклами седиментации (см. рис. 3.5). Во время этого перерыва было размыто до 50 м отложений тирских регоциклитов.

Во время формирования кембрийского нексоциклита сначала средняя скорость опускания в катангском, собинском и тэтэрском этапах составляла 30–60 м/млн лет, но затем резко возросла на усольском, бельском и булайско-ангарском этапах (до 90–135 м/млн лет). Опускание компенсировалось накоплением осадков только в тех этапах колебательных движений, когда прогибание замедлялось, а накопление солей приводило к заполнению бассейна. На рубеже усольского и бельского циклов в отрицательных структурах имела место недокомпенсация погружения территории осадками.

После предданиловского длительного перерыва началось формирование катангского регоциклита. На первом и втором этапах формируются доломиты и глинистые доломиты с примесью сульфатов. К концу второго этапа глубины дна бассейна в Присаяно-Енисейской синеклизе достигли 90–100 м, на Ангаро-Ленской ступени и на Непско-Ботуобинской антеклизе – 40–60 м (рис. 3.9).

На третьем этапе в Присаяно-Енисейской синеклизе при средней скорости накопления осадков более 60 м/млн лет прошло накопление солей и доломитов. Глубины дна бассейна в Присаяно-Енисейской синеклизы уменьшились до 60-80 м. На Ангаро-Ленской ступени и Непско-Ботуобинской антеклизе продолжалось накопление глинистых доломитов. Глубины дна бассейна на ступени не превышали 40 м, а на антеклизе они были компенсированы отложениями.

На четвертом этапе в Присаяно-Енисейской синеклизе при небольших скоростях опускания накопление осадков привело к уменьшению глубин дна и полному заполнению бассейна отложениями. На Ангаро-Ленской ступени и Непско-Ботуобинской антеклизе на этом этапе был перерыв в осадконакоплении. Длительность перерыва на ступени – около 1 млн лет, на антеклизе – 1,5–2 млн лет. На антеклизе во время перерыва произошел размыв верхних отложений катангского регоциклита (см. рис. 3.9).

Во время формирования собинского регоциклита скорости опускания структур, последовательность этапов изменения глубины бассейна незначительно отличается от катангского этапа. Меняется только состав отложений: уменьшается содержание глинистого материала и увеличивается – сульфатного. Незначительно меняется длительность перерыва между собинским и тэтэрско-осинским регоциклитами на Ангаро-Ленской ступени и Непско-Ботуобинской антеклизе, а на последней – мощность размытых отложений верхов собинского регоциклита (см. рис. 3.9).

Следующий, тэтэрский регоциклит начал формироваться во время быстрого увеличения скорости погружения юга Сибирской платформы.

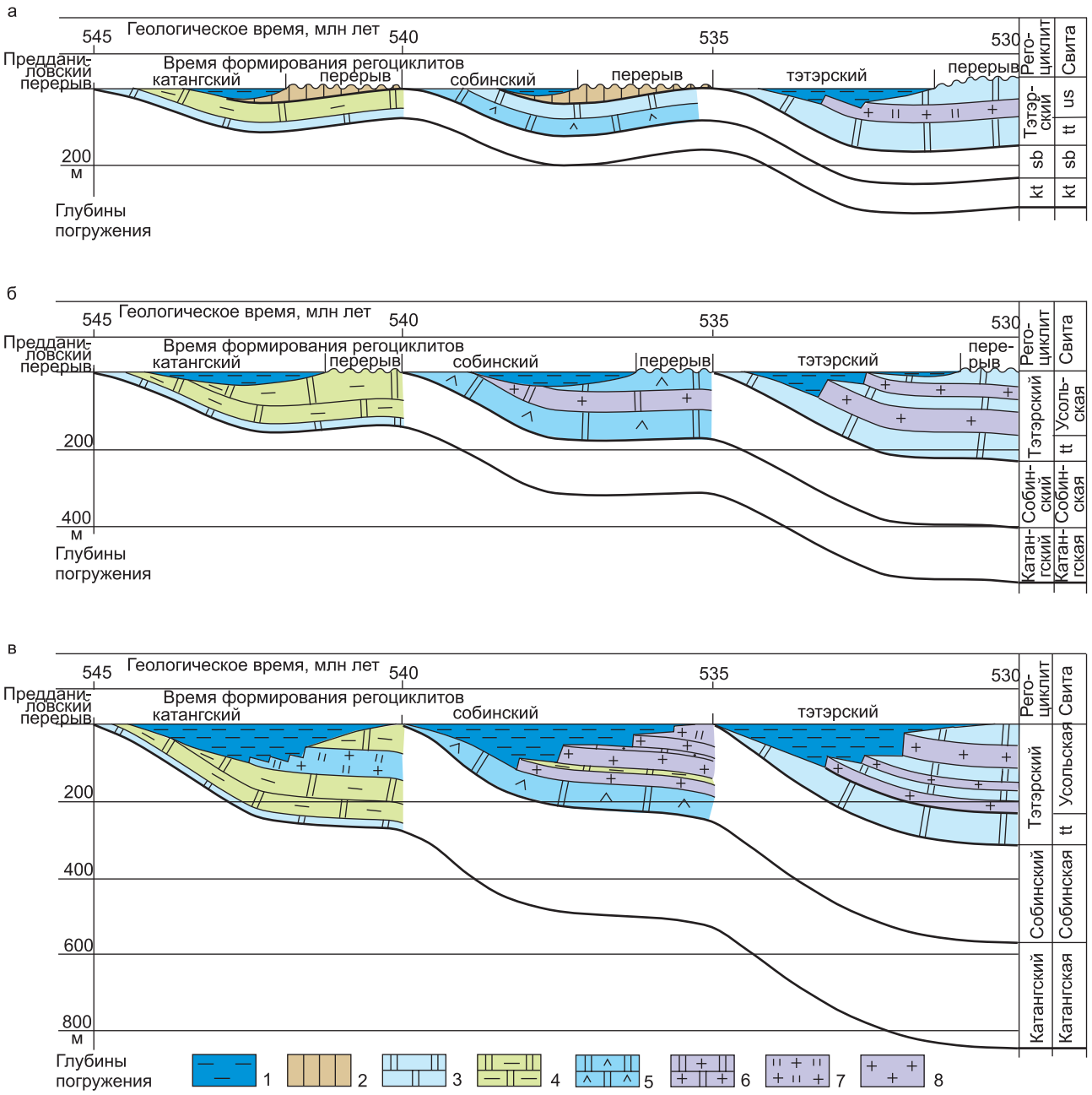


Рис. 3.9. Схема формирования регоциклитов в позднем венде и раннем кембрии на юге Восточно-Сибирского соленосного бассейна: а – Непско-Ботуобинская антеклиза, Ярактинское месторождение, участок скв. 27; б – Ангаро-Ленская ступень, Братское месторождение, участок скв. 13; в – Присаяно-Енисейская синеклиза, Ковинская площадь, участок скв. 1

1 – воды бассейна; 2 – размыв отложений во время перерыва; 3 – доломиты; 4 – доломиты глинистые; 5 – доломиты сульфатные; 6 – доломиты соленосные; 7 – каменные соли со слоями доломитов; 8 – каменные соли; свиты: us – усольская, tt – тэтэрская, sb – собинская kt – катангская

Началось накопление карбонатов. Погружение дна бассейна не компенсировалось накоплением отложений. В результате глубины дна бассейна достигали 100–120 м в Присаяно-Енисейской синеклизе, 30–40 м в Ангаро-Ленской ступени и 20–30 м на Непско-Ботуобинской антеклизе. На следующем этапе скорость погружения замедлилась, а накопление пластов соли привело к уменьшению глубин дна бассейна до 10–20 м. На последнем этапе возникла обстановка крайнего мелководья. На Ангаро-Ленской ступени и Непско-Ботуобинской антеклизе начался перерыв, разделяющий тэтэрский и усольский этапы седиментации (см. рис. 3.9). На антеклизе верхняя часть отложений во время перерыва находилась над уровнем моря.

Схемы формирования тэтэрского, начала усольского регоциклитов и разделяющего их перерыва построены для Пеледуйского поднятия, находящегося на вершине Непско-Ботуобинской антеклизы (рис. 3.10). Обстановки осадконакопления тэтэрского регоциклита существенно меняются от вершины поднятия (Талаканское месторождение) к его северному окончанию (Озерная площадь). Максимальная глубина бассейна с 35 м в основании поднятия уменьшается до 0–10 м на его вершине, длительность перерыва между тэтэрским и усольским циклами седиментации возрастает с 1 млн лет до 2 млн лет соответственн. На Талаканской вершине находилась суша, поднятая на 25–30 м над уровнем моря. Усольский цикл седиментации на Талаканской вершине начался позднее на 150 тыс. лет, пока не была затоплена суша. Глубина дна моря в начале усольского цикла быстро достигла 70 м как на вершине, так и на склоне Пеледуйского поднятия (см. рис. 3. 10). Но в дальнейшем глубины дна в усольском цикле седиментации увеличились: на вершине Пеледуйского поднятия до 80 м, а на его северном склоне – только до 50 м (рис. 3.11).

В целом на юге Сибирской платформы усольский седиментационный цикл начался с быстрого увеличения скорости опускания территории, когда осадки не успевали компенсировать прогибание. Глубина бассейна увеличилась до 150–200 м в Присаяно-Енисейской синеклизе и Ангаро-Ленской ступени и 60–100 м на Непско-Ботуобинской антеклизе. Дальнейшее опускание участков замедлилось и компенсировалось отложением солей пачек us-3-1–us-3-3. В это время глубины бассейна были стабильными, колебались от 100 до 200 м. Затем началось постепенное замедление прогибания при сохранении скорости накопления осадков. В результате глубина бассейна постепенно уменьшилась и к концу усольского седиментационного цикла накопленные осадки компенсировали опускание участка (см. рис. 3.7, 3.8).

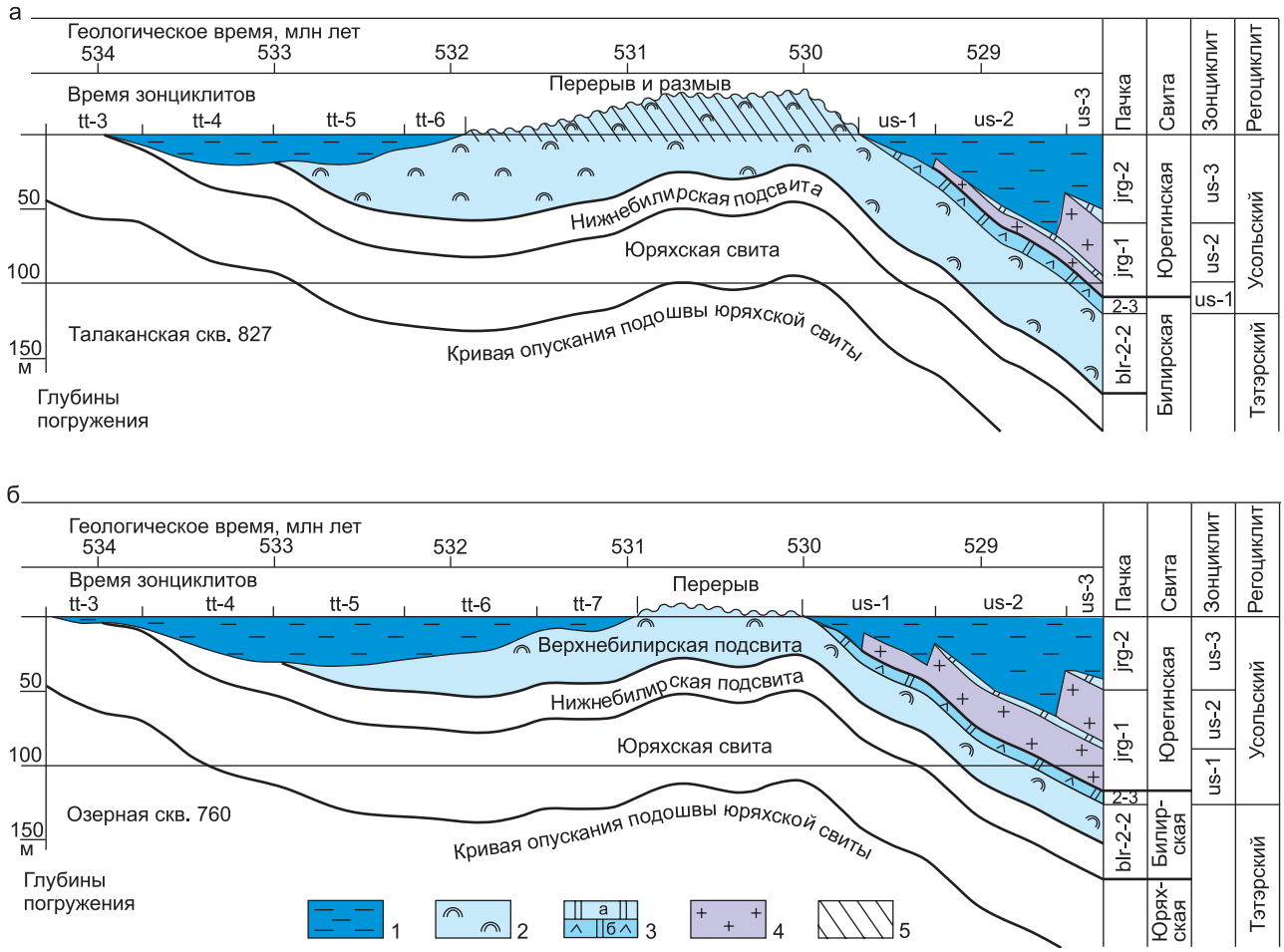


Рис. 3.10. Схема формирования тэтэрского и усольского регоциклита на Пеледуйском поднятии: а – Талаканское месторождение, участок скв. 827; б – Озерная площадь, участок скв. 760

1 – воды соленосного бассейна, 2 – карбонаты органогенные, 3 – доломиты (а), доломиты сульфатные (б), 4 – каменные соли, 5 – зона карстования; зонциклиты: в тэтэрском (tt) и усольском (us) регоциклите

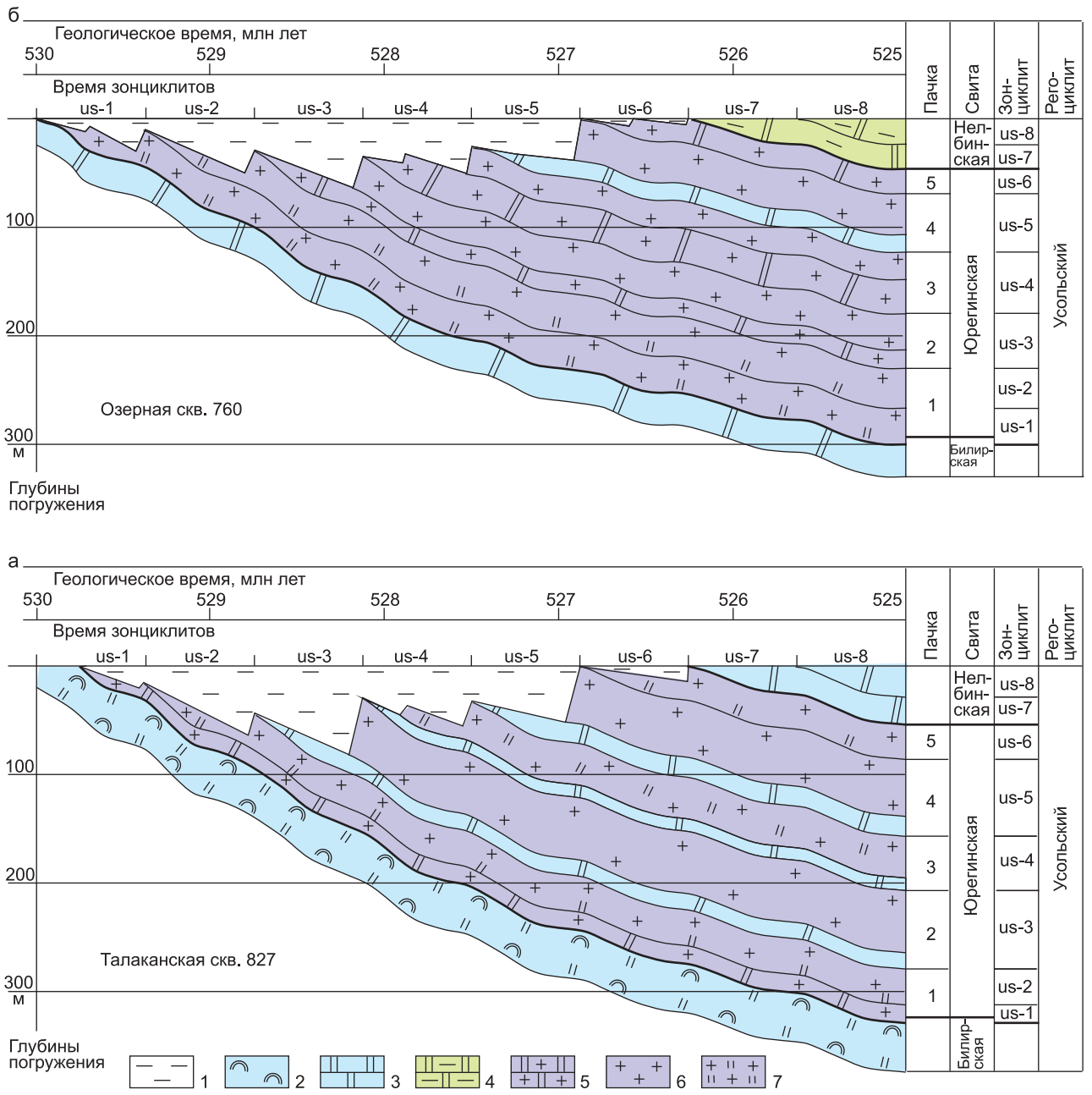


Рис. 3.11. Схема формирования усольского регоциклита на Пеледуйском поднятии (юго-запад Республики Саха Якутия): а – Талаканское месторождение, участок скв. 827; б – Озерная площадь, участок скв. 760

1 – воды соленосного бассейна; отложения: 2 – карбонаты органогенные, 3 – доломиты, 4 – доломиты глинистые, 5 – доломиты со слоями каменных солей, 6 – каменные соли, 7 – каменные соли со слоями доломитов

Бельский цикл седиментации также начался с увеличения скорости опускания юга платформы. В эту стадию и в стадию максимального опускания сформировалась карбонатная нижнебельская подсвита. Скорость накопления карбонатов отставала от скорости опускания, глубины бассейна быстро увеличивались и к концу раннебельского времени достигли 200 м.

В конце бельского седиментационного цикла скорость опускания продолжала уменьшаться, а накопление солей привело к увеличению скорости осадконакопления. В результате глубина бассейна стала резко уменьшаться. К окончанию бельского цикла глубина дна бассейна в Присаяно-Енисейской синеклизе и на Ангаро-Ленской ступени составляла 30–50 м (см. рис. 3.7) На Непско-Ботуобинской антеклизе в конце бельского цикла поверхность дна бассейна достигла уровня компенсации (см. рис. 3.8).

В ангарском седиментационном цикле картина повторяется. В булайское время скорость опускания постепенно возрастает, накопление осадков отстает от опускания и глубина дна бассейна увеличивается до 150–200 м.

Геологическое время, млн лет
515
516
517
Время зонциклитов
an-4
an-5
an-6
an-7
an-8
lit-1
Колонка
Пачки
Зон-циклиты
an-6
an-5
an-4
an-3
an-2
an-8
an-7
an-6
an-5
an-4
Дно бассейна
Опускание подошвы пачки an-2
100
200
300
м
Глубина бассейна
1
2
3
4
5
6
7
8
9

Рис. 3.12. Глубины бассейна во время формирования пачек an-2 – an-6 ангарской свиты в Братском районе Ангаро-Ленской ступени, расчитанные по скв. С-1 и С-3

Породы: 1 – известняковые доломиты, 2 – доломиты, 3 – ангидрито-доломиты, 4 – доломиты с прослоями солей, 5 – ангидриты, 6 – соли и ангидриты, 7 – соли с прослоями доломитов, 8 – соли; 9 – воды бассейна

На вершине Непско-Ботуобинской антеклизы в бассейне р. Непа в начале ангарского времени возникла зона «голодного» бассейна, в которой накапливались первые метры нижней бессолевой пачки ангарской свиты. Глубина дна бассейна к началу формирования следующей соленосной пачки an-2 достигла 300 м (см. рис. 3.7). При таких глубинах дна в зоне «голодного» бассейна накопилось 200–230 м солей пачки an-2. В средней части этой толщи галита сформировались калийные соли.

К концу ангарского времени опускание компенсировалось накоплением солей, глубина бассейна менялась незначительно.

Такие изменения глубин дна бассейна во времени показаны на примере ангарской свиты на рис. 3.12, построенном по керновому материалу солеразведочных скважин в районе Братска. Были взяты следующие отношения скоростей накопления: соль:сульфат – 15:1 – 10:1, соль:карбонат – 100:1 – 50:1, сульфат:карбонат – 10:1 – 5:1. Кривая амплитуды опускания участка во времени была построена путем суммирования кривой кембрийского опускания и кривой среднепериодических колебательных движений. На полученном графике приведена история формирования зонциклитов an-4–an-8. Время накопления каждого пласта (в условных единицах) определялось по мощности пласта и принятым отношениям скоростей накопления солей, сульфатов и карбонатов. При этом длительность формирования зонциклитов была принята одинаковой.

На рис. 3.12 показано, что во время накопления пачек карбонатов происходило опускание дна бассейна данной территории. Это опускание было достаточно амплитудным во время формирования карбонатов зонциклитов an-4–an-6. Во всех случаях накопление карбонатов шло медленнее, чем опускание территории. Глубины дна бассейна за время накопления карбонатов увеличивались на 20–50 м. Сульфаты и каменные соли формировались во время медленных погружений и медленных подъемов, при этом накопление сульфатов превышало медленное опускание. В результате отложение слоев сульфатов, а также сульфатно-доломитовых пород приводило к постепенному уменьшению глубин дна бассейна. Во время накопления солей глубины дна уменьшились скачкообразно. В целом накопление пачек солей приводило к уменьшению глубин дна бассейна на 20–80 м. За время формирования каждого из зонциклитов an-4–an-6 глубины бассейна менялись на 40–80 м. На начальных этапах формирования зонциклитов глубины достаточно быстро увеличивались, на заключительных этапах – скачкообразно уменьшались. Дальнейшее замедление опускания привело к быстрому заполнению бассейна солями и карбонатами в течение двух средних седиментационных циклов (an-7 и an-8) (см. рис. 3.12).

С новым этапом опускания юга Сибирской платформы под уровень вод начался литвинцевский седиментационный цикл. Рост скорости опускания привел к увеличению глубины дна бассейна. Но дальнейшая история формирования литвинцевских отложений неизвестна, поскольку в раннемайском перерыве произошел размыв сформированных образований, уничтоживший верхнюю часть осадков литвинцевского регоциклита.

Приведенный анализ цикличности седиментации позволил дать прогноз изменения глубин бассейна по разным территориям и этапам циклов седиментации, этапов компенсированного осадконакопления, перерывов, время и место формирования вторичных коллекторов в карбонатных толщах нижнекембрийского нексоциклита.

Глава 4. ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Основой палеогеографических реконструкций стали стратиграфические схемы [71, 72], а также результаты огромной работы по детальной корреляции разрезов (до уровня пачек), изучения литологического состава и геохимических показателей по керну скважин, новые данные, приведенные в разделах 1–3 [12, 36, 37, 49, 62].

Обзор публикаций по палеогеографии венда и кембрия Сибирской платформы приведен в монографии Я. К. Писарчик и др. [68]. Обзор начинается с работ Н. М. Страхова и заканчивается характеристикой атласа литолого-палеогеографических карт СССР под редакцией А. П. Виноградова [2] и работы ВНИГРИ под руководством В. Н. Киркинской [61].

Я. К. Писарчик, Н. А. Минаева и Г. А. Русецкая [68] реконструировали палеогеографические обстановки для шести временных отрезков кембрия – ранне- и позднеалданского, ранне- и позднеленского, амгинского и майско-позднекембрийского. Работа выполнена на основе расчленения и корреляции разрезов кембрия, анализа гидрохимических показателей, палеонтологических данных и вторичных преобразований галогенно-карбонатных отложений в зоне инфильтрации вод, широкого обобщения геологических материалов по кембрию Сибирской платформы. Эти исследователи выделяют две крупные фациальные области: лагунную Турухано-Иркутско-Олекминскую и морскую Юдомо-Оленекскую. Фациальные области разделены переходной зоной, протягивающейся на 2000–2500 км с северного склона Алданской антеклизы к юго-западным склонам Анабарской антеклизы и оттуда – в западном направлении в Игарский район.

По мнению М. А. Жаркова [22, 23], соленосный кембрийский бассейн Сибирской платформы был ограничен с юго-запада системой островов и горных сооружений, отделявшей его от геосинклинального кембрийского моря Алтая-Саянской области. На севере и северо-востоке соленосный бассейн сменялся зоной мелководья, возможно с рифовыми массивами, превращавшимися в острова и отмели при колебаниях уровня моря. Через подобные промежуточные мелководные бассейны осуществлялись перетоки вод между соленосным бассейном и бассейном нормальной солености.

Э. И. Чечель и др. [105] также полагали, что на юго-востоке соленосный бассейн отделялся от открытого моря зоной мелководного шельфа. Эта зона занимала Прибайкалье, Северо-Байкальское и Витимо-Патомское нагорье и, вероятно, проходила по восточной окраине Березовской впадины к западным отрогам Анабарского массива.

Позднее появилось достаточно много работ, освещающих вопросы палеогеографии венд-кембрийских отложений юга Сибирской платформы (Л. И. Килина, А. Э. Конторович, Н. В. Мельников, В. В. Самсонов, В. Е. Савицкий и др.).

В 1972–1989 гг. в ряде публикаций рассмотрены литолого-фациальные условия формирования вендских и кембрийских отложений Сибирской платформы. В этих работах уточнены время зарождения и характер развития соленосного

бассейна [61] характер смены соленосной формации кембрия красноцветной [23].

К этому же периоду относятся выполненные в СНИИГГиМС целенаправленные исследования вендских и кембрийских отложений в южных и центральных частях Сибирской платформы, кембрийских отложений в переходной зоне, которые дали новые материалы для литолого-фациальных и палеогеографических реконструкций и выяснения существующих здесь палеогеоморфологических условий. Эти материалы также отражены на палеогеографических картах [12, 49, 62].

4.1. Легенда литолого-палеогеографических карт

В основу легенды положены «Условные обозначения и методические указания по составлению атласа литолого-палеогеографических карт СССР» [96], а также легенда и методика составления литолого-палеогеографических карт, разработанная в СНИИГГиМС [12, 47, 62]. Легенда состоит из двух разделов: литолого-палеогеографических карт и типовых разрезов (рис. 4.1).

В первом разделе легенды показаны границы литологических областей, палеогеографических областей, современного сплошного распространения отложений, районов, где размыта часть разреза, зон постседиментационного выщелачивания солей. Кроме этого, отражены изопахиты, борта некомпенсированных прогибов, зоны рифов, органогенных построек. Для литологических областей даны буквенные и цифровые обозначения. Для распознавания палеогеографических обстановок использован цвет.

Границы современного сплошного распространения отложений и районов, где размыта часть разреза, приняты для отражения достоверности изопахит, литологических и палеогеографических обстановок.

Изопахиты в легенде подразделены на истинные и восстановленные. Истинные изопахиты проведены в районах, где не фиксировались постседиментационные процессы, обусловливающие существенные изменения мощностей. В зонах частично выщелоченного или денудированного разреза общая мощность восстанавливалась путем сравнения мощностей пачек, сохранившихся от выщелачивания или денудации (на основе правила упорядоченности, когда увеличение или уменьшение мощности свит является следствием упорядоченного увеличения или уменьшения мощностей составляющих ее пачек).

При изучении соленосно-карбонатных отложений кембрия было установлено их карстование в зонах современного или древнего активного водообмена [54, 66], и, как следствие, уменьшение мощностей и изменение состава толщ в результате выщелачивания каменной соли и сульфатов. Характерные признаки бывшей соленосности и сульфатоносности кембрийских толщ для различных районов Сибирской платформы рассмотрены в работе [66]: наличие длиннопризматических пустот, псевдоморфоз кальцита по сульфатам, кавернозность отложений, брекчированность пород, наличие конгломератобрекчий, проявление самородной серы, реликтовые структуры и др. Выщелачивание солей четко отражается и на каротажных диаграммах, на которых фиксируется уменьшение мощностей свит и последовательное исчезновение верхних пластов солей при попадании их в зону свободного водообмена [54]. Поэтому на литолого-палеогеографических картах введен знак, ограничивающий зоны проявления процессов выщелачивания солей. В таких зонах изображены восстановленные изопахиты и литологический состав кембрийских толщ.

Особым знаком выделены борта некомпенсированных прогибов. К ним отнесены линейные участки, вкрест которых на расстоянии 3–5 км происходит резкое изменение мощностей. Последнее не всегда можно отразить сгущением изопахит. Кроме того, к таким бортам приурочены границы различных палеогеографических обстановок.

Литологические области выделены по содержанию литологических компонентов разреза: конгломератовая и гравелитовая (Кн), песчаная (П), алевритовая (Ал), глинистая (Гл), известковая (И), доломитовая (Д), сульфатная (С), галитовая (Г), составляющие, калийные соли (К) и органическое вещество (О). Были введены следующие группы по содержанию компонентов: 1 – 100–75 %, 2 – 75–50 %, 3 – 50–25 %, 4 – 25–10 %, 5 – 10–1 %.

Буквенные обозначения литологических компонентов и номер группы по их содержанию определяют индекс литологического типа разреза, например: $Д_1Гл_4Г_5$ – литологическая область с содержанием доломита свыше 75 %, глин 10–25 %, галита 1–10 %.

Палеогеографические области. В соответствии с «Условными обозначениями» [96] выделены области осадконакопления и области размыва. Последние разделены на сушу с низким и высоким рельефом.

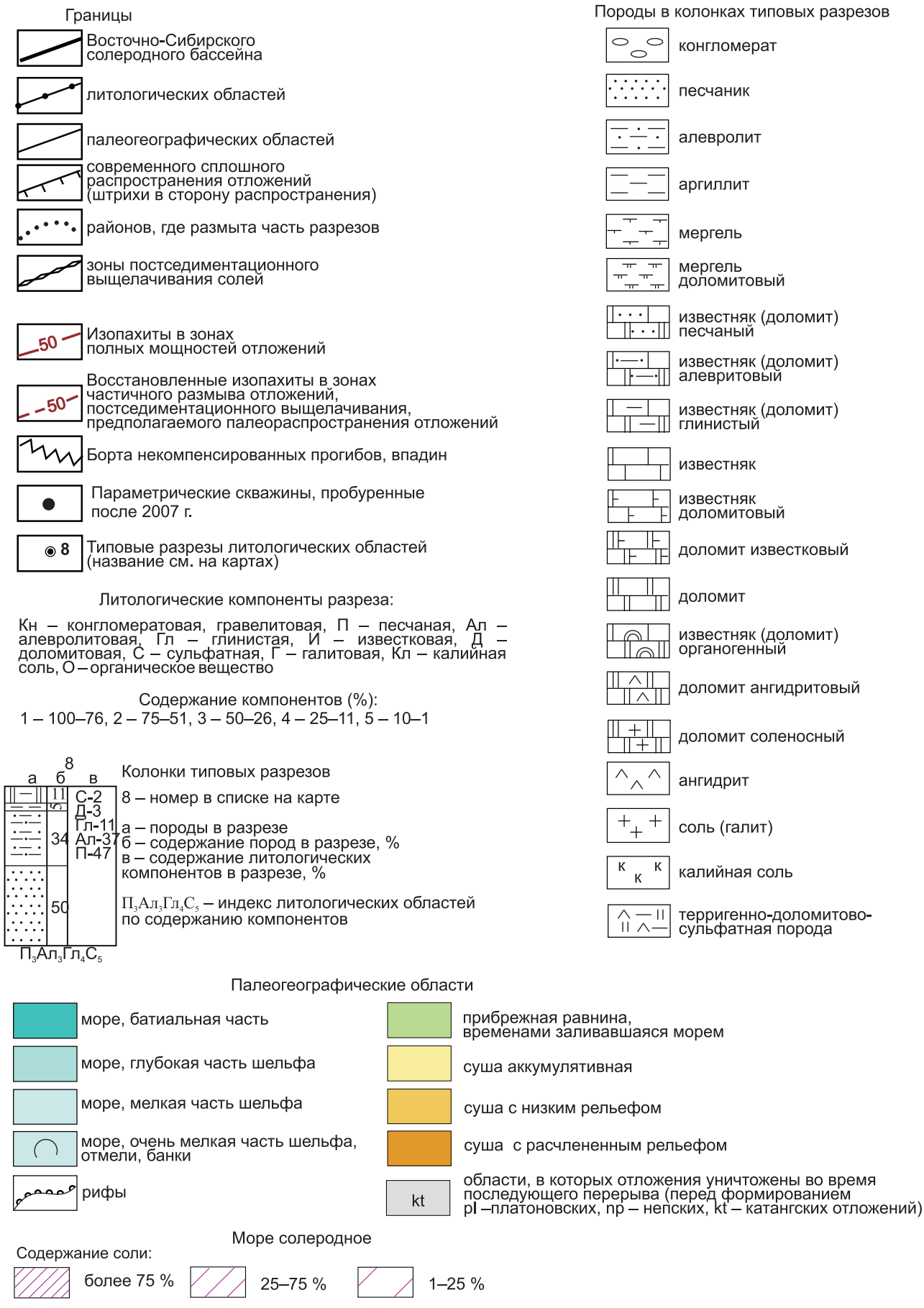


Рис. 4.1. Условные обозначения к литолого-палеогеографическим картам

Предполагаемое местоположение областей размыва определялось по косвенным признакам [68, 82]. Это прежде всего появление терригенного материала и погрубление его, увеличение красноцветности разреза, наличие суши в предшествующий или последующий период и некоторые другие.

К числу признаков, указывающих на существование суши, мы добавили наличие краевых прогибов, поскольку переход сероцветной соленосно-карбонатной формации в красноцветную терригенную и близость суши фиксируются в зоне опускания вдоль Восточного Саяна и Енисейского кряжа. Поэтому, зафиксировав область краевого прогиба в юго-восточной части платформы, мы предположили наличие суши в районе Патомского нагорья.

Положение береговой линии определялось с учетом градиента мощностей морских отложений, когда расстояние от скважины до береговой линии определяется по формуле $L = M/\Delta M$, где L – расстояние до береговой линии, м – мощность отложений в наиболее приближенном к ней скважины, ΔM – градиент мощности [4].

В областях осадконакопления выделены морские обстановки (батиальная, глубокий и мелкий шельф, очень мелкий шельф с отмелями и банками), прибрежные равнины, периодически заливавшиеся морем, и суша равнинная аккумулятивная. Отдельно выделены зоны развития рифов, а также области, в которых осадконакопление происходило, но отложения размыты во время последующего перерыва. Сделано это потому, что литолого-палеогеографические карты отражают интервалы геологического времени, охватывающие как время седиментации, так и последующий перерыв в осадконакоплении, во время которого сформированные осадки могли размываться. Поэтому в областях размыва осадков стратиграфическим индексом показаны перекрывающие отложения; знак размыва – волнистая линия.

Вторая часть – *типовые разрезы* – приведена для характеристики литологического состава разрезов отдельных областей. Каждая литологическая область охарактеризована на карте одним или несколькими типовыми разрезами по скважинам. В качестве типовых выбирались разрезы скважин с отбором керна, по которому проведено изучение литологического состава. Типовые разрезы вынесены на литолого-палеогеографические карты в виде набора колонок, приведены списки типовых разрезов.

Колонки типовых разрезов имеют номер, совпадающий с номером в списке и на карте. В левой части колонки даны породы в процентном содержании. В основание колонки помещены наиболее грубозернистые разности пород, в верхние части – каменные соли, т. е. породы в колонке расположены в порядке от грубозернистых разностей через карбонатные до эвапоритов. Всего выделено более 20 литологических разностей пород (см. рис. 4.1). В правой части колонки в столбик дано процентное содержание литологических компонентов, которые представляют собой общее количество доломитового, глинистого, сульфатного и другого материала, рассчитанное по всем породам независимо от того, находится оно в виде самостоятельных пород или примесей. Под колонкой указан индекс литологического типа разреза. Его определение рассмотрено в первой части легенды.

Одним из сложнейших вопросов палеогеографии является восстановление глубин бассейна седиментации, которое является следствием сочетания процессов опускания территории и накопления осадков [14].

Существующие приемы определения палеоглубин бассейна основаны на литологических признаках (состав, сортировка, текстуры), данных экостратиграфии, определениях по текстурам динамики вод бассейна. Это в основном косвенные признаки, прямое определение палеоглубин возможно в том случае, если известны амплитуды погружения территории по отрезкам геологического времени, а также мощности накопленных осадков в эти же отрезки времени. Поэтому для оценки палеоглубин были использованы теоретические модели изменения скоростей опускания дна бассейна при интерференции колебательных движений [46].

Выполнены исследования по оценке изменения скоростей кембрийского опускания Сибирской платформы по периодам долгопериодических колебательных движений, во время которых формировались регоциклиты. Показано, что это опускание в целом компенсировалось осадками и мощности регоциклитов отражают масштаб прогибания [37].

Расчленение разреза на зонциклиты и регоциклиты, сформировавшиеся в периоды коротко- и долгопериодических колебательных движений, позволило определить палеоглубины венд-раннекембрийского соленосного бассейна Сибирской платформы.

Глубина бассейна седиментации во время формирования конкретного зонциклита вычисляется как разность между общей величиной опускания первого слоя регоциклита и накоплен-

ными мощностями в регоциклите к этому отрезку времени (сумма мощностей сформировавшихся зонциклитов).

В табл. 4.1 приведены определения глубин раннекембрийского бассейна. Следует заметить, что значения глубин, видимо, занижены, так как принято условие полной компенсации бассейна осадками в конце каждого крупнопериодического колебательного движения.

Таблица 4.1

Глубины венд-кембрийского бассейна Сибирской платформы, м

Время	Присаяно-Енисейская синеклиза	Ангаро-Ленская ступень		Непско-Ботуобинская антеклиза			Катангская седловина	Байкитская антеклиза
	Скважина							
	Ковинская 1	Братская 13	Шаманов-ская 10	Ярактин-ская 27	Усть-Икская 186	Средне-ботуобин-ская 32	Ванавар-ская 1	Оморин-ская 3
Непское	270	80	20	0	0	110	50	70
Тирское	20	180	80	150	140	130	130	140
Катангское	110	120	120	70	20	20	30	20
Собинское	230	220	200	200	160	130	190	40
Раннеусоль-ское	40	50	40	50	0	0	0	0
Осинское	100	40	110	40	10	30	50	40
Позднеусоль-ское	170	300	180	120	80	80	110	140
Эльгянское	30	20	40	30	30	40	30	50
Раннебельское	200	160	130	90	100	100	40	80
Позднебель-ское	80	40	30	20	50	70	30	0
Булайкое	50	50	80	60	60	80	30	30
Ангарское	210	150	110	120	220	200	230	120
Ичерское	10	0	60	0	0	30	40	20
Метегерское	150	130	120	70	80	30	10	30

Далее описана история формирования осадочного чехла Сибирской платформы, основной этап формирования которого начался в венде. На палеогеографических схемах по достаточно узким стратиграфическим срезам – горизонтам и подгоризонтам – отражены палеогеогеологические обстановки.

Вендский этап формирования осадочного чехла Сибирской платформы рассмотрен по шести отрезкам геологического времени: вилючанскому, непскому, тирскому, раннеданиловскому, среднеданиловскому и верхнеданиловскому. Но прежде всего оценен рельеф на котором началось формирование отложений венда.

4.2. Позднерифейско-ранневендский рельеф юга Сибирской платформы

На территории Сибирской платформы выделяется единая система рифейских прогибов, разделенная блоками более древнего, преимущественно гранитоидного состава [99].

В структуре рифейского комплекса западной части Сибирской платформы выделяются Приенисейский и Ангаро-Котуйский прогибы.

Анализ данных сейсморазведки с опорой на результаты бурения позволяет сделать вывод о блоковом характере строения западного борта Ангаро-Котуйского прогиба при общем воздымании рифейских отражающих горизонтов в западном направлении. Это произошло в результате масштабных разломно-складчатых тектонических движений в позднерифейское время. Большинство сейсмических профилей указывают на то, что рифейские отложения западного борта имеют с блоками фундамента тектонические контакты, при переходе через которые волновая картина резко меняется.

При этом восточный борт прогиба характеризуется полого моноклинальным воздыманем рифейских толщ и постепенным сокращением временных толщин рифейских сейсмокомплексов в восточном направлении. Достаточно уверенно это фиксируется на региональных сейсмических маршрутах «Батолит», «Биробчана – Средняя Кочема» и «Светлая скв. 1 – Хошонская скв. 256»

О блоковом характере строения свидетельствуют также результаты глубокого бурения на

Байкитской антеклизе, где на небольшом удалении друг от друга скважины вскрывают различные свиты рифея, отстоящие друг от друга в разрезе до 1,5 км, а углы наклона слоистости к оси керна достигают 25–30 °С.

Данные сейсморазведки с опорой на результаты глубокого бурения позволяют оценить амплитуды позднерифейских тектонических дислокаций в несколько километров (рис. 4.2).

Основываясь на общепринятой корреляции рифейских отложений территории Ангаро-Котуйского прогиба и прогнозной геологической карте довендской эрозионной поверхности, можно оценить общий объем дислоцированных и выведенных на эрозионную поверхность рифейских отложений (рис. 4.3).

Из всего сказанного можно сделать вывод, что рифейский прогиб имеет асимметричное строение, а в его осевой части рифейские отложения, общие толщины которых достигают 2,5–3 км, перекрываются вендскими без видимого углового несогласия. Это свидетельствует о том, что осевая часть прогиба практически не была затронута ни позднерифейской тектонической активизацией, ни широкомасштабной предвендской эрозией, уничтожившей огромные объемы рифейских терригенно-карбонатных образований в прибортовых частях прогиба вплоть до гранитоидных пород фундамента.

Эти терригенно-карбонатные толщи совместно с гранитоидами фундамента в ранневендское время формировали весьма расчлененный рельеф со значительными абсолютными отметками высот и на Байкитской антеклизе, и в зоне сочленения Катангской седловины с Непско-Ботуобинской антеклизой Анализ толщин терригенных вендских отложений показывает также значительную расчлененность рельефа, вплоть до середины венда. Наиболее приподнятые участки денудационной суши сохранились в центральной и северной частях Байкитской и в центральной части Непско-Ботуобинской антеклиз (рис. 4.4). Эти участки характеризуются неровными границами, обусловленными развитием палеоврезов в начале вендского осадконакопления, и резким возрастанием мощностей терригенных вендских отложений. Наиболее прогнутыми оставались осевая часть Катангской седловины и северная часть Присаяно-Енисейской синеклизы.

4.3. Вендский период

В вендском периоде имели место четыре длительных перерыва в осадконакоплении. Предвилючанский перерыв (более 10 млн лет) отделил позднерифейский этап седиментации от вендского. Преднепский перерыв проявился в основном в южной части Сибирской платформы. Отложения непского горизонта залегает на породах вилючанского горизонта, рифея и фундамента (10 млн лет). Предтирский перерыв (до 5 млн лет) установлен на Непско-Ботуобинской антеклизе, где породы тирского горизонта залегают на различных свитах непского горизонта, и на Анабарской, где породы горизонта залегают на рифейских образованиях и на фундаменте. На остальных территориях перерыв между непским и тирским горизонтами не установлен. Предданиловский перерыв (больше 5 млн лет) был между тирским и раннеданиловским временами осадконакопления. Он установлен на всей южной половине Сибирской платформы, кроме крупнейших отрицательных структур.

Ранний венд

Вилючанское время. Самый древний вилючанский этап рассмотрен кратко, так как отложения этого горизонта установлены только в Вилючанской и частично Нюйской зонах Предпатомского района, а также в Иркутской зоне Ангаро-Ленского района. Они представлены в основном песчаниками, реже – алевролитами толщиной до 100–115 м. На севере горизонт составлен хоронохской свитой кварцевых песчаников и бетинчинской свитой чередования терригенных пород, на юге – песчаниками хужирской свиты.

В Присаяно-Енисейской синеклизе и в Приенисейском прогибе вилючанский горизонт не выделен, но к этому интервалу можно отнести низы тасеевской серии в синеклизе и немчанской свиты в прогибе.

Данные интервалы разреза пока составляют базальные части непского горизонта. Не исключено, что к вилючанскому горизонту относятся низы ванаварской свиты на Катангской седловине. Эти вопросы однозначно не решены, поэтому литолого-фациальная карта вилючанского времени не построена.

Непское время. После длительного преднепского перерыва началась трансгрессия моря в южные районы Сибирской платформы. В непское осадконакопление были вовлечены полностью Присаяно-Енисейская синеклиза, Ангаро-Ленская ступень, Непско-Ботуобинская антеклиза, а также основная часть Байкитской антеклизы (кроме ее северного склона). Центральная часть платформы оставалась сушей

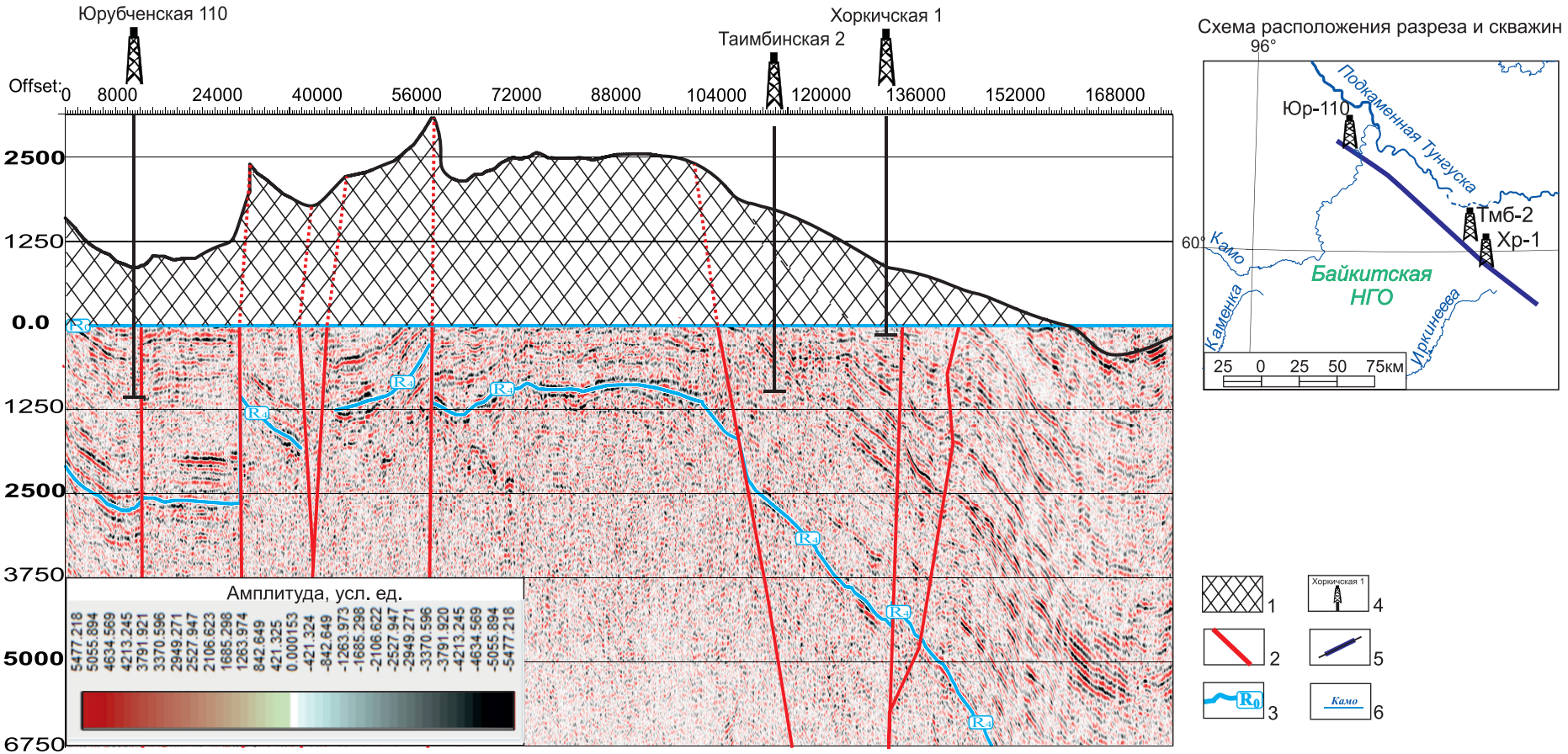


Рис. 4.2. Сейсмогеологический палеоразрез на рубеж позднерифейской тектонической активизации по профилю «Рассечка»

1 – отложения, разрушенные в процессе эрозии; 2 – разломы; 3 – отражающий горизонт и его индекс; 4 – глубокие скважины; 5 – положение разреза; 6 – гидросеть; площади: Тм – Таимбинская, Хр – Хоркичская, Юр – Юрубченская

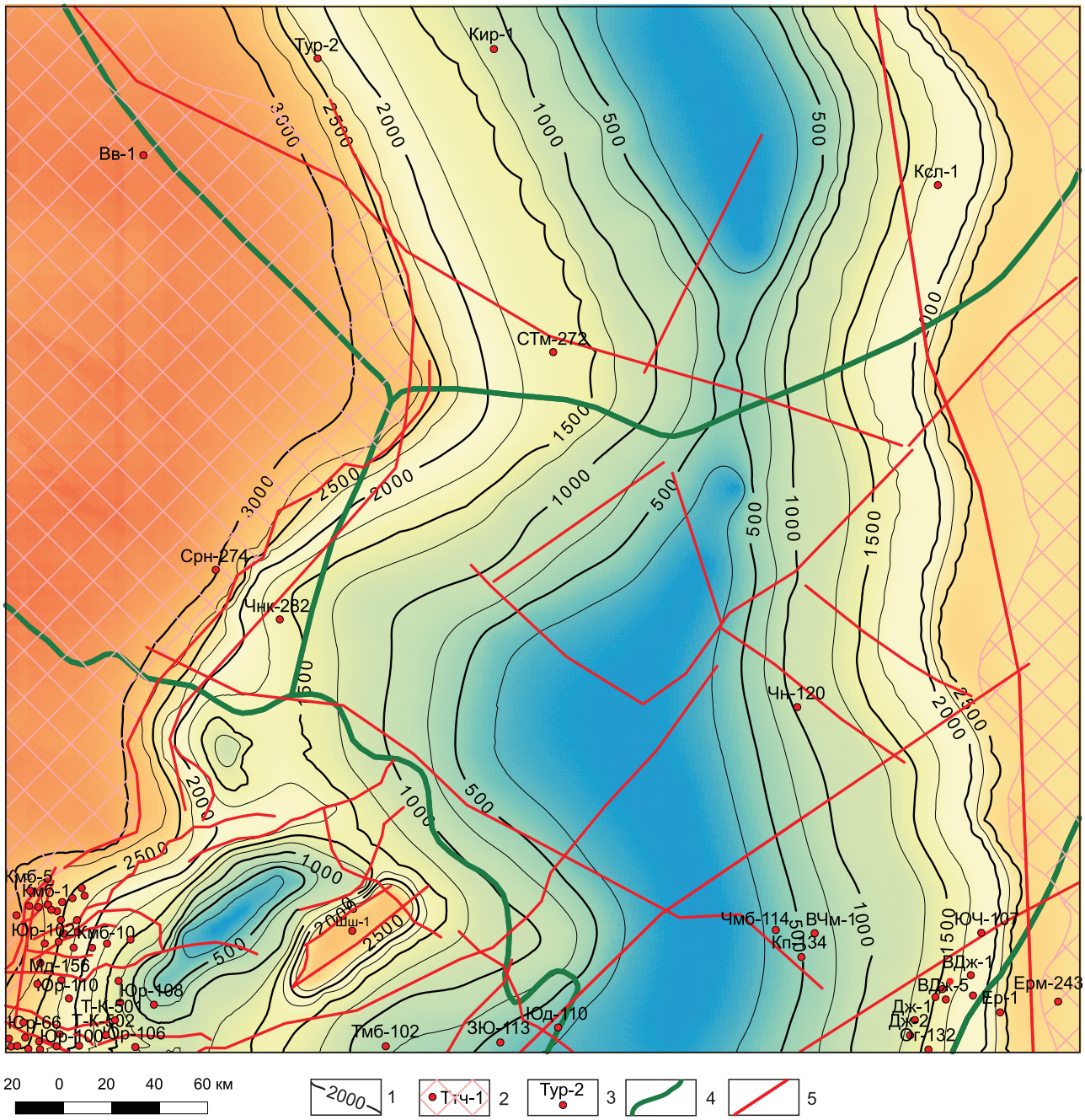


Рис. 4.3. Прогнозная схема позднерифейско-ранневендского рельефа, абс. отм.

1 – высоты рельефа; 2 – области современного отсутствия отложений рифея; 3 – глубокие скважины; 4 – границы НГО; 5 – дизъюнктивные нарушения

(рис. 4.5). В Туринской впадине Курейской синеклизы по данным сейсморазведки тоже шло накопление песчаников. В этот период формировались ванаварская, низы чорской, космической и паршинской, вся непская, курсовская, талахская, бесюряхская свиты и их аналоги [72] (см. прил. 1).

В непское время формировались терригенные и, реже, карбонатно-терригенные осадки. Преимущественно песчаные разрезы тяготеют к западной части суши, подчеркивая ее границы. Они охватывают территории от Байкитской антеклизы до юго-западного борта Непско-Ботуобинской антеклизы. Медленная трансгрессия моря в течении непского времени, при обилии поступающего с суши грубого обломочного материала, привела к формированию выдержанных песчаных покровов (хамакинский, талахский пласты и их аналоги). Границы песчаных пластов диахронны. Пласт Вн-IV ванаварской свиты представляет собой серию кулисообразно расположенных песчаных тел, омолаживаю-

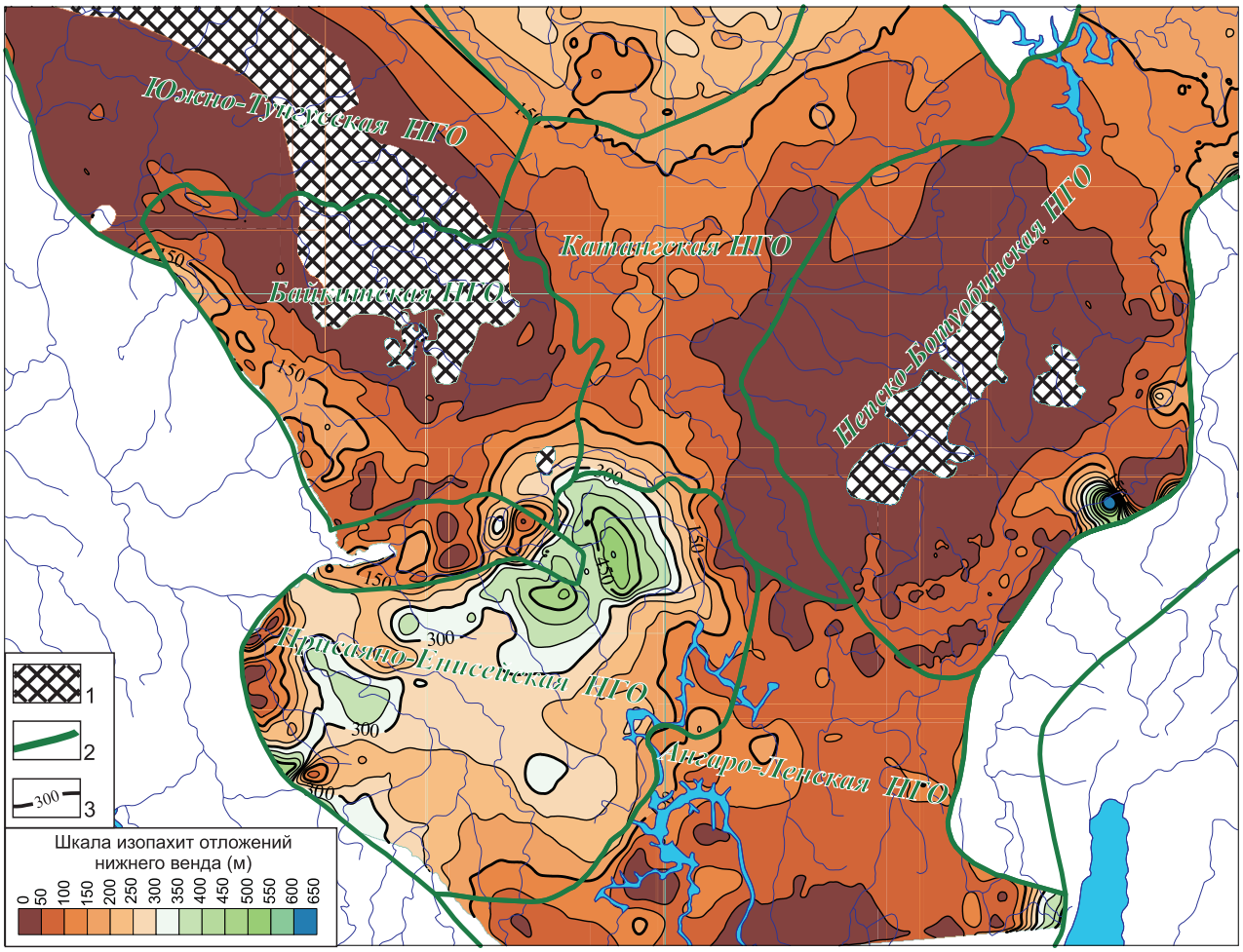


Рис. 4.4. Карта изопахит низов вендских отложений (непский и тирский горизонты)

1 – области современного отсутствия отложений; 2 – границы НГО; 3 – линии равных толщин отложений

щихся по направлению к источникам сноса, что убедительно доказано корреляцией отложений ванаварской свиты Собинской и смежных площадей (рис. 4.6), подобный механизм формирования этого пласта был ранее описан Е. Н. Кузнецовой [33].

В непское время зоны максимальных мощностей находились на обрамлениях платформы и на ее окраинах – юго-западный склон Байкитской антеклизы, Туринская впадина Курейской синеклизы, центральная часть Присаяно-Енисейской синеклизы и восток Предпатомского регионального прогиба. Здесь мощности отложений равны 300–600 м. Толщина песчаников (300 м) в Туринской впадине Курейской синеклизы определена по временному разрезу «Алтай – Северная Земля» (см. рис. 1.3).

В непское время формировались Приенисейский прогиб, Присаяно-Енисейская и Курейская синеклизы, Байкало-Патомский прогиб. Длина последнего более 2000 км, амплитуда – более 600 м.

Палеогеографические условия накопления осадков непского возраста представляются следующими. В северных и центральных районах платформы в непское время господствовала суша, но в основном с низким рельефом. Суша с расчлененным рельефом предполагается только в западной части Курейской синеклизы и на Байкитской антеклизе. Помимо внутренних районов Сибирской платформы суша располагалась также в западной части ее обрамления, где фиксируется существенное опесчанивание разрезов.

На отдельных участках низкой суши (юг Ангаро-Ленской ступени, Приенисейский прогиб, юго-восточная часть Байкало-Патомского прогиба) осадки формировались в континентальных условиях аккумулятивной равнины. Прибрежные равнины, временами заливавшиеся морем, охватывали Присаяно-Енисейскую синеклизу, северо-западную часть Байкало-Патомского прогиба, где накапливались терригенные осадки, сносимые со смежных областей суши.

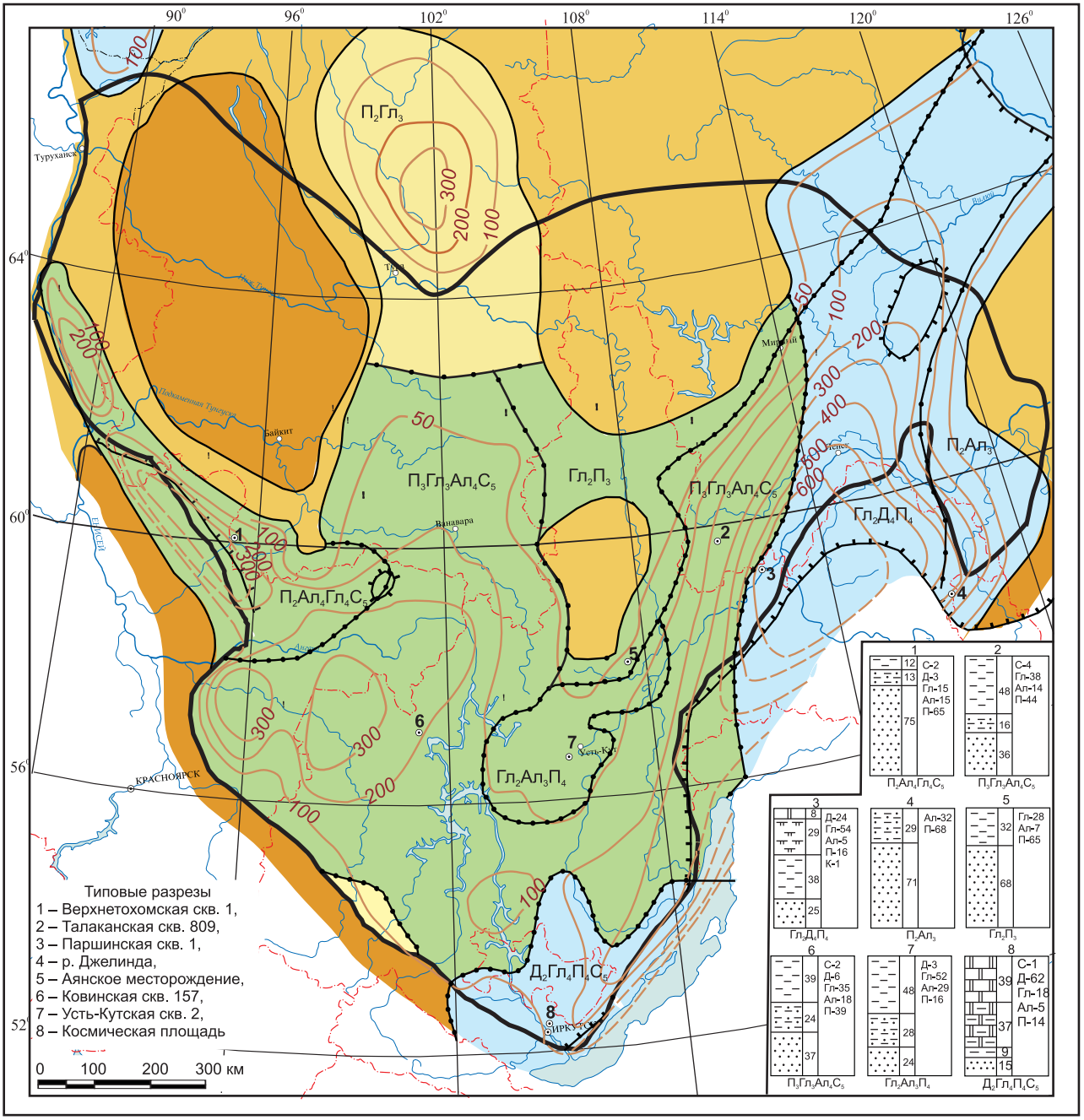


Рис. 4.5. Литолого-палеогеографическая карта юга Сибирской платформы. Венд. Непское время

Мелководный шельф моря занимал восточную часть бассейна седиментации. На шельфе формировались карбонатно-терригенные отложения. Основным источником сноса обломочного материала были внутренние районы платформы и Байкало-Патомская складчатая область. Присутствие в разрезах юга платформы небольшого количества сульфатов свидетельствует, что воды в этой части моря имели повышенную соленость.

Поздний венд

Тирское время. В тирское время трансгрессия моря охватила центральные районы Сибирской платформы. Крупный участок суши сохранился только в западной части Курейской синеклизы. На территории Сибирской платформы формировались осадки тирской, бюкской, оскобинской, старореченской свит, верхнечорская подсвита, верхи космической свиты [72].

После формирования тирского горизонта начался длительный предданиловский перерыв, во время которого были размыты верхние части тирского горизонта. В ряде участков на северо-западе и на вершине Непско- Ботуобинской антеклизы тирский горизонт в это время был полностью размыт (рис. 4.7).

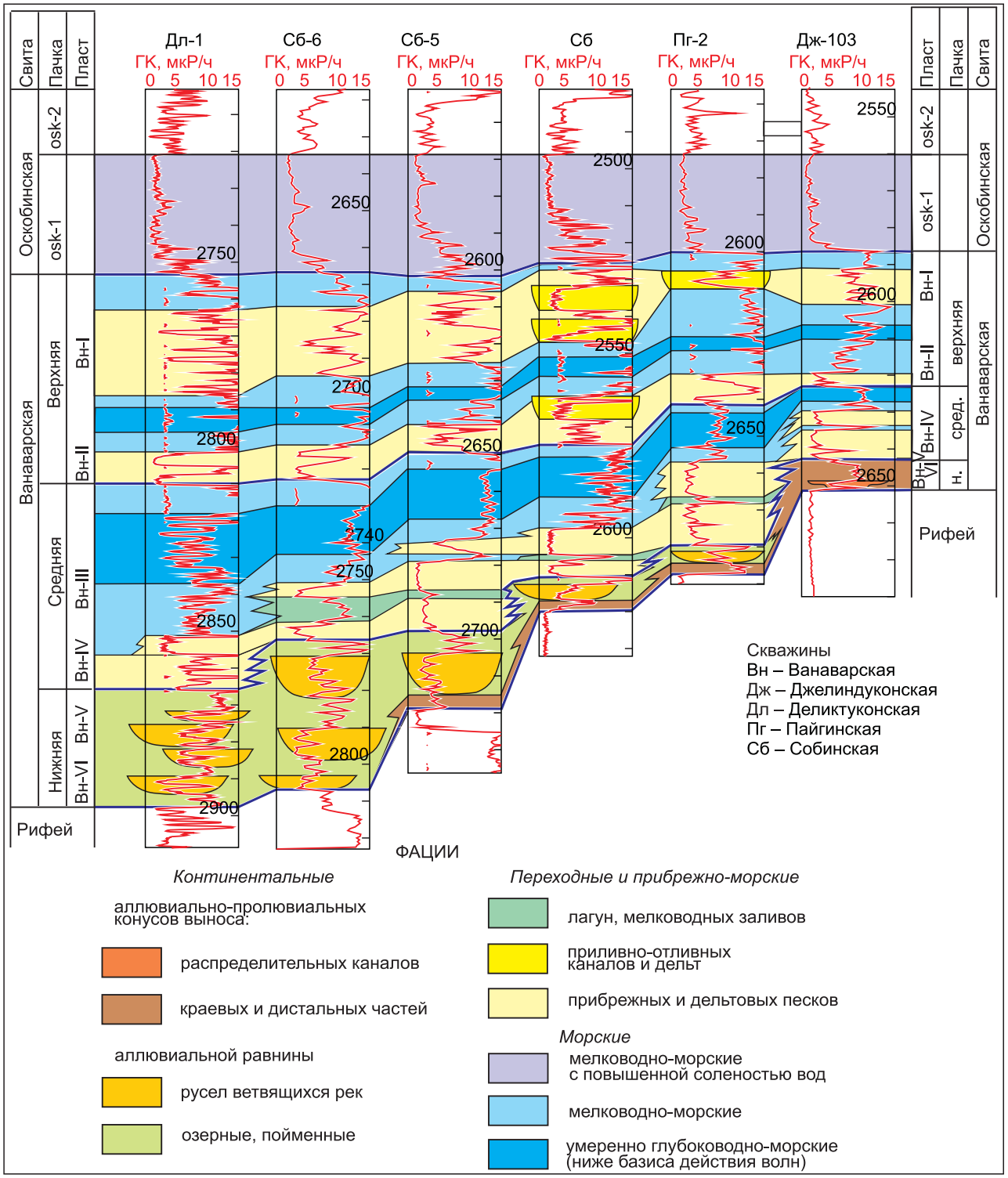


Рис. 4.6. Корреляций фаций ванаварской свиты на Катангской седловине

Распределение мощностей тирского и непского горизонтов в целом сходно. Максимальные отмечены в Присаяно-Енисейской синеклизе (200–300 м) и в северной части Предпатомского регионального прогиба (400–500 м), минимальные (до 100 м) – вблизи областей сноса. На остальной территории мощность отложений составляет 100–250 м.

Структурный план юга Сибирской платформы в это время в целом изменился незначительно. Продолжалось развитие Предпатомского, Приенисейского прогибов, Присаяно-Енисейской синеклизы. Вместе с тем появились новые положительные тектонические элементы небольших размеров: Окско-Илимская седловина и Непский выступ, расположенные в центральной и северо-

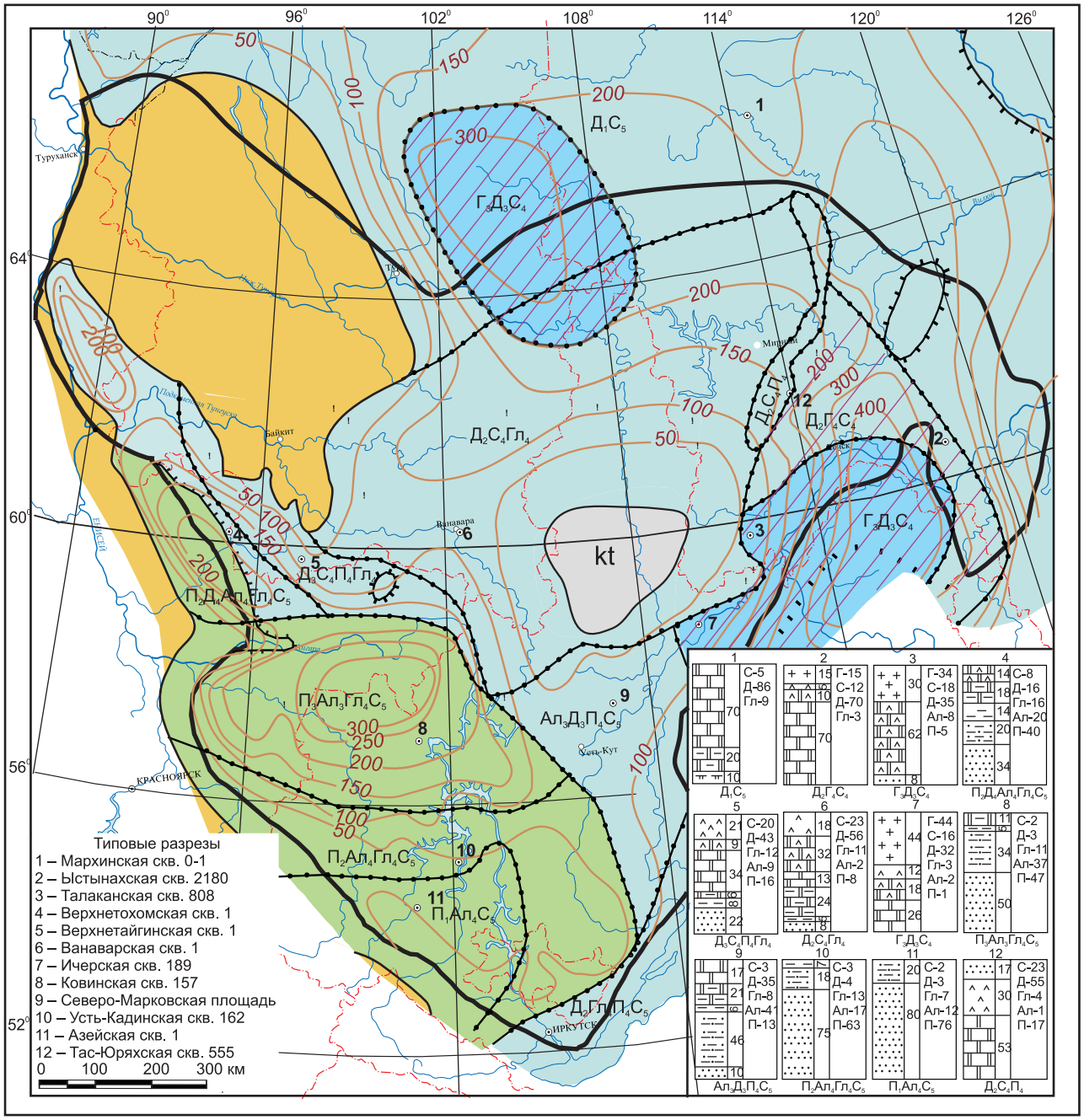


Рис. 4.7. Литолого-палеогеографическая карта юга Сибирской платформы. Венд. Тирское время

западной частях соответственно Ангаро-Ленской ступени и Непско-Ботуобинской антеклизы.

В тирское время сформировались разнообразные отложения: терригенные, карбонатные, сульфатные и галогенные, которые встречаются в разрезе в различных сочетаниях, образуя сложные по составу толщи. Терригенные, преимущественно песчаные, толщи формировались в пределах юго-западного склона Байкитской антеклизы, на Присаяно-Енисейской синеклизе и Ангаро-Ленской ступени, т. е. в районах, прилегающих к юго-западному обрамлению платформы, где прогнозируются области размыва. Далее на северо-восток терригенные толщи замещаются на сульфатно-терригенно-карбонатные, которые, в свою очередь, в наиболее прогнутой части Предпатомского прогиба переходят в галогенно-карбонатные и галогенно-сульфатно-карбонатные разности. В целом каменной солью, доломитами и сульфатами заполнена наиболее прогнутая часть Предпатомского регионального прогиба. При удалении от этой зоны галиты полностью исчезают, а количество ангидритов уменьшается.

По данным сейсморазведки, обособленный соленосный район расположен в северо-восточной части Туринской впадины Курейской синекли-

зы (см. рис. 4.7). Здесь в старореченской свите, судя по амплитудам отражений, находятся пачки каменной соли, которая на севере профиля «Алтай – Северная Земля» включает Чириндинское поднятие (см. рис. 3).

Закономерно распределяется по площади платформы и терригенный материал. В южной ее части отложения представлены преимущественно песчаниками. В северном и северо-восточном направлении количество обломочного материала и его размерность уменьшаются. На основной территории платформы терригенный материал имеет глинистый состав, а содержание его составляет 10–25 %.

Палеогеографические условия накопления осадков тирского времени в целом сходны с непскими. В северо-западной части платформы в виде крупного острова сохранилась сильно пенепленизированная суша. Ее роль в поставке терригенного материала была незначительна. Кроме внутренних районов Сибирской платформы, области суши отмечаются также в смежных складчатых сооружениях Енисейского кряжа, части Восточного Саяна, предполагаются в Байкало-Патомском нагорье. Источники сноса, расположенные в западном и юго-западном обрамлениях платформы, были мобильными, из них поступало значительное количество обломочного материала. Другие участки суши внешнего обрамления имели сильно пенепленизированный рельеф, с них сносился в основном глинистый материал.

В южной части платформы, как и прежде, осадки накапливались в условиях аккумулятивных прибрежных равнин, временами заливавшихся морем. Обломочный материал сюда поступал из участков размыва в Восточном Саяне и на Енисейском кряже.

В остальных районах платформы осадконакопление проходило в условиях мелкого шельфа морского бассейна с высокой соленостью вод (см. рис. 4.6), только в соленосной области были обстановки более глубокого шельфа. Это древнейшие зоны соленакопления на Сибирской платформе.

Раннеданиловское время. После предданиловского перерыва возобновилось общее прогибание Сибирской платформы. Впервые осадконакопление охватило всю ее территорию (рис. 4.8). В этот период формировались катангская, тохомская, успунская, маныкайская свиты, нижняя подсвита платоновской свиты.

Диапазон изменения мощностей катангского возраста значительно уменьшился по сравнению с предшествующим периодом, однако основные черты палеогеографии сохранились. Как и в тирское время, максимальные мощности отложений фиксируются в южной части платформы, в северном направлении они сокращаются до 50 м и менее.

Структурный план Сибирской платформы также упростился. В южной части платформы продолжали унаследованно развиваться Приенисейский прогиб, Присаяно-Енисейская синеклиза, Туринская впадина и Предпатомский прогиб. С перечисленными отрицательными структурами связаны максимальные мощности отложений (150–250 м). Фиксируется в мощностях и ранее заложившаяся Окско-Илимская седловина. Возник Тулунский выступ. Исчез Непский выступ, существовавший во время предданиловского перерыва.

Выровненность дна бассейна осадконакопления и отсутствие внутрибассейновых источников сноса в раннеданиловское время определили накопление преимущественно глинисто-карбонатных пород. Литологический состав отложений закономерно изменяется с юга на север платформы от галогенно-доломитового и сульфатно-глинисто-доломитового до глинисто-известнякового. Только в узких зонах вдоль юго-западной и северо-восточной ее границ, накапливались терригенные породы.

В центральной части Сибирской платформы разрез в основном представлен глинистыми доломитами, а в юго-западной части накапливались различные по составу осадки. Здесь в районах, примыкающих, видимо, к суше, на Тулунском выступе и в северной части Приенисейского прогиба отлагались терригенные и карбонатно-терригенные породы. В направлении к внутренним районам платформы они сменяются глинисто-карбонатными. В Присаяно-Енисейской синеклизе формировались галогенно-карбонатные породы. От центральной части синеклизы к ее бортам соленосность разреза уменьшается. На остальной территории юга платформы отлагались сульфатно-глинисто-доломитовые породы. Анализ мощностей отложений и закономерностей распространения их литологических типов показал, что обрамляющая бассейн низкая суша располагалась в пределах Енисейского кряжа, Восточных Саян.

В области осадконакопления палеогеографическая обстановка упростилась. Этому способствовал, видимо, предданиловский перерыв [36, 55], который привел к выравниванию территории. Следующая за перерывом раннеданиловская

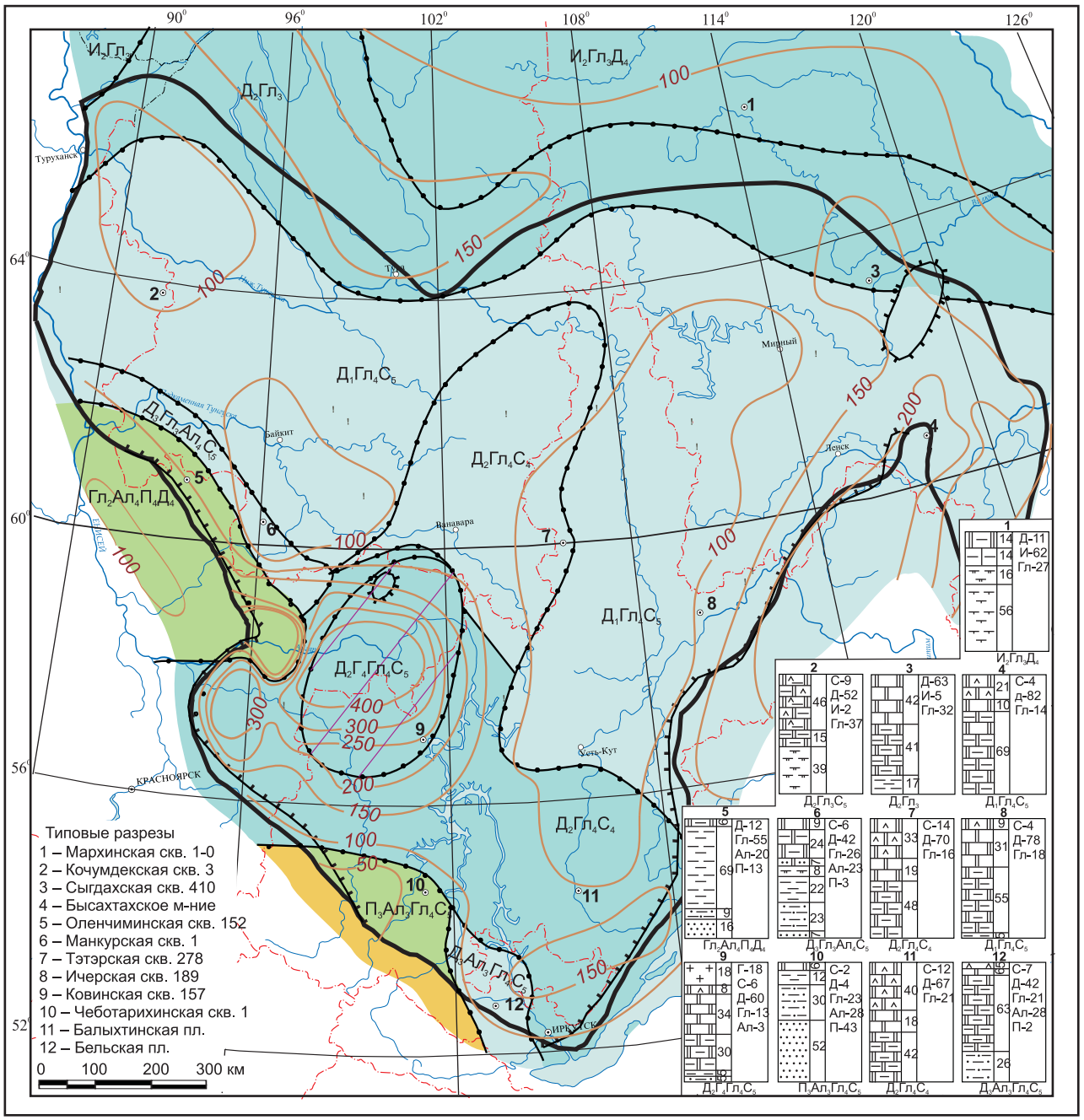


Рис. 4.8. Литолого-палеогеографическая карта юга Сибирской платформы. Венд. Раннеданиловское время

трансгрессия быстро охватила огромную площадь. Большую часть платформы занимало мелководное море, лишь на юго-западе по расчетам глубин бассейна зона более глубоководная.

Глинисто-известковый состав осадков на севере платформы свидетельствует о том, что морские воды поступали с севера, где существовал морской бассейн с нормальной соленостью вод. На юге водообмен был затруднен и накапливались сульфатно-карбонатные и галогенно-карбонатные породы. Максимальная соленость вод фиксируется в Присаяно-Енисейской синеклизе, где происходила садка каменной соли, т. е. соленосная зона территориально сместилась с юго-восточной части платформы в юго-западную.

Распространение глинисто-известковых и галогенно-карбонатных пород позволяет заключить, что в раннеданиловское время заложились контуры полузамкнутого соленосного и открытого глубоководного морских бассейнов, существовавших на Сибирской платформе в позднем венде, раннем и среднем кембрии.

Среднеданиловское время. В среднеданиловское время территория платформы и сопредельные с ней районы составляла единый бассейн осадконакопления. В это время отлага-

лись толщи сульфатно-доломитового состава, выделяемые в собинскую, кудулахскую свиты, верхние части иркутской, платоновской, маныкайской, тинновской [71, 72].

Области денудации, как и ранее, были расположены в юго-западных, южных и юго-восточных участках обрамления платформы.

Характер распределения мощностей сохраняет основные черты предшествующего периода. Как и в катангское время, их максимальные значения (до 350 м) находятся в южных районах платформы в Присаяно-Енисейской синеклизе и Предпатомском прогибе, минимальные мощности (100–150 м) – на остальной части платформы (рис. 4.9).

Из анализа мощностей следует, что структурный план Сибирской платформы в среднеданиловское время также сохраняется. Продолжали унаследованно развиваться Присаяно-Енисейская синеклиза, Туринская впадина и Байкало-Патомский прогиб, Окско-Илимская седловина, Тулунский выступ.

В среднеданиловское время на большей части платформы продолжалось накопление карбонатов. Как и в раннеданиловское время, в северной части платформы формировались глини-

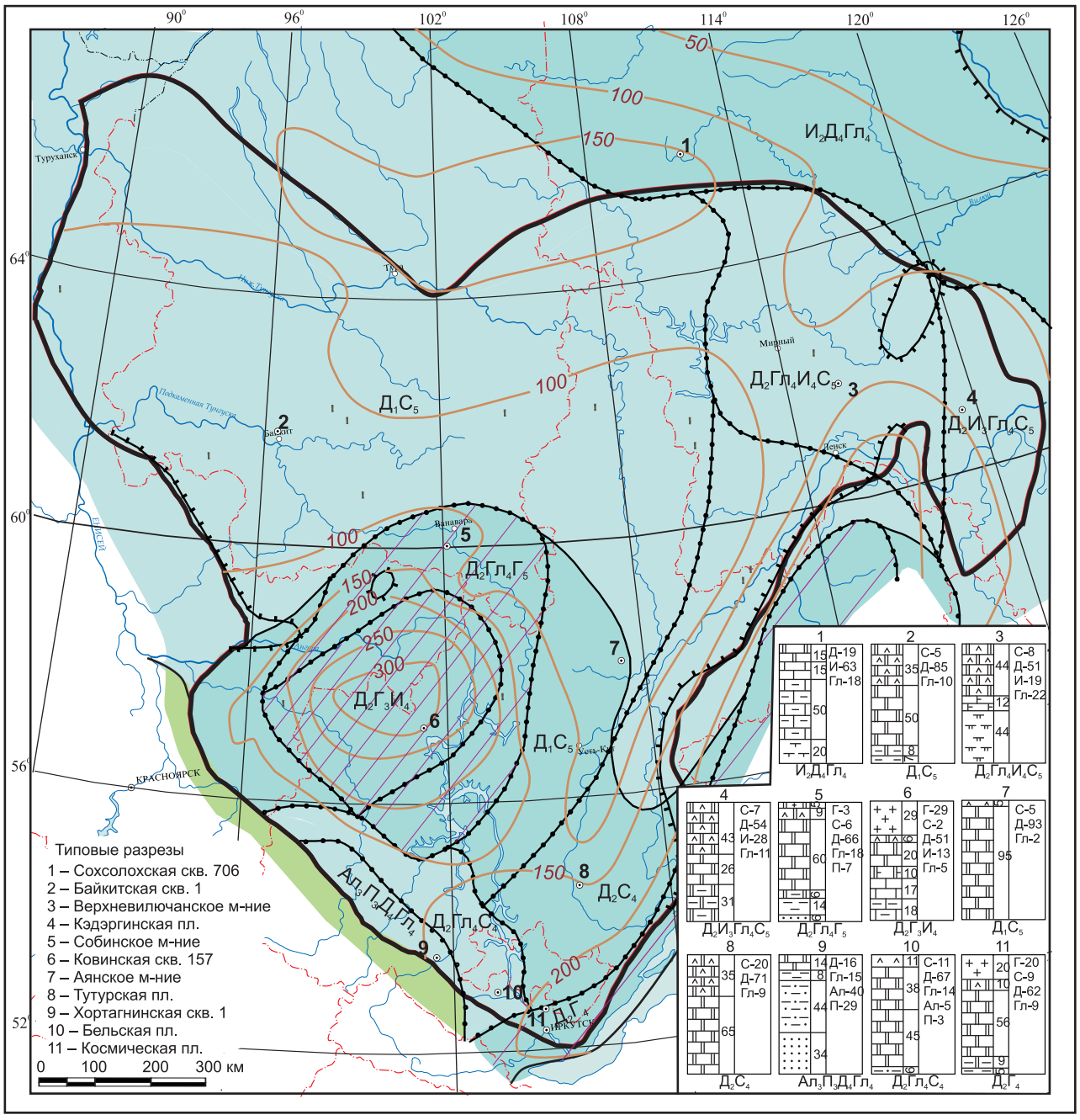


Рис. 4.9. Литолого-палеогеографическая карта юга Сибирской платформы. Венд. Среднеданиловское время

сто-известковые породы, которые закономерно сменяются на сульфатно-доломитовые и на галогенно-доломитовые на юге Предпатомского прогиба и в Присаяно-Енисейской синеклизе. Преимущественно терригенные отложения приурочены к Тулунскому выступу, который примыкал непосредственно к суше.

Анализ мощностей отложений, распределение и содержание кластики по площади показали, что суша в среднеданиловское время по-прежнему оставалась на территории Восточного Саяна и Патомского нагорья. Вероятно, ее рельеф был слабо расчлененным.

Основной чертой развития морского бассейна седиментации в среднеданиловское время являлось дальнейшее его углубление. На севере платформы обособилась глубоководная часть бассейна с нормально морскими условиями осадконакопления, которая еще в катангское время была частью мелководного шельфа. Расчеты глубин показали, что на юге продолжала существовать область глубокого шельфа с эвапоритовым режимом.

Позднеданиловское (юряхское) время. К верхней части даниловского уровня приурочено карбонатное тело, выделяемое в юряхскую – тэтэрскую свиты. Многочисленные находки в этих отложениях микрофитолитов, акритарх, мелкораковинной фауны и остатков водорослей говорят об интенсивной вспышке органической жизни, происшедшей в открытом мелководном морском бассейне.

В позднеданиловское время в морском бассейне Сибирской платформы обстановки выровнялись, отлагались известняки и доломиты. Бассейн охватил также обрамления платформы.

Мощность свит меняется от 25 до 120 м. Как и в более раннее время, максимальные толщины фиксируются в Присаяно-Енисейской синеклизе и Предпатомском региональном прогибе, а в центральных и северных районах платформы мощности минимальные.

Глубины морского бассейна были небольшими. Мелкий шельф с плоскими низкими островами занимал центральную и западную части платформы. Более глубокий шельф находился в Присаяно-Енисейской синеклизе и в Предпатомском региональном прогибе.

Распространение известняков и доломитов по всей территории платформы позволяет заключить, что в позднеданиловское время не было барьеров, разделяющих Сибирскую платформу на нормально-морскую зону и зону с повышенной соленостью вод. Повышение уровня океана обусловило снижение солености вод по всему югу Сибирской платформы.

4.4. Кембрийский период

Анализ палеогеографических обстановок осадконакопления в кембрийский период проведен для тринадцати отрезков геологического времени: раннеусольского, осинского, позднеусольского, эльгянского, раннетолбачанского, позднетолбачанского, олекминского, чарского (ранний кембрий), ичерского (ранний – средний кембрий), метегерского, майского, летнинского (средний кембрий) и устьпелядкинского (поздний кембрий).

Ранний кембрий

Раннеусольское время. Территория юга Сибирской платформы оставалась областью осадконакопления. В бассейне седиментации формировались ясенгская свита, нижние подсвиты усольской, билирской, пестроцветной свит, низы верхнеплатоновской подсвиты. Области суши располагались, как и в позднем венде, в юго-восточном и юго-западном обрамлениях платформы (рис. 4.10).

Мощности отложений раннеусольского времени обычно колеблются от 20 до 50 м. Только в южных районах платформы они последовательно возрастают до 170 м в Присаяно-Енисейской синеклизе, Предпатомском региональном прогибе и южной части Ангаро-Ленской ступени. Такие мощности свидетельствуют, что в раннеусольское время продолжали унаследованно развиваться структуры, зародившиеся в вендском периоде. В южной части платформы в прежних границах существовали Присаяно-Енисейская синеклиза и Байкало-Патомский региональный прогиб. Центральная часть платформы по-прежнему оставалась относительно приподнятым тектоническим элементом, в пределах которого структурный план был практически недифференцированным.

Различия условий осадконакопления привели к образованию двух обширных областей с солевыми и бессолевыми разрезами. Первый тип характерен для южных, наиболее прогнутых районов платформы, второй – для центральных и северо-восточных (см. рис. 4.10).

Территории максимальной соленасыщенности охватывают Бахтинский мегавыступ, запад Байкитской антеклизы, Присаяно-Енисейскую синеклизу, Ангаро-Ленскую ступень. В центральной части платформы в виде полос юго-восточного

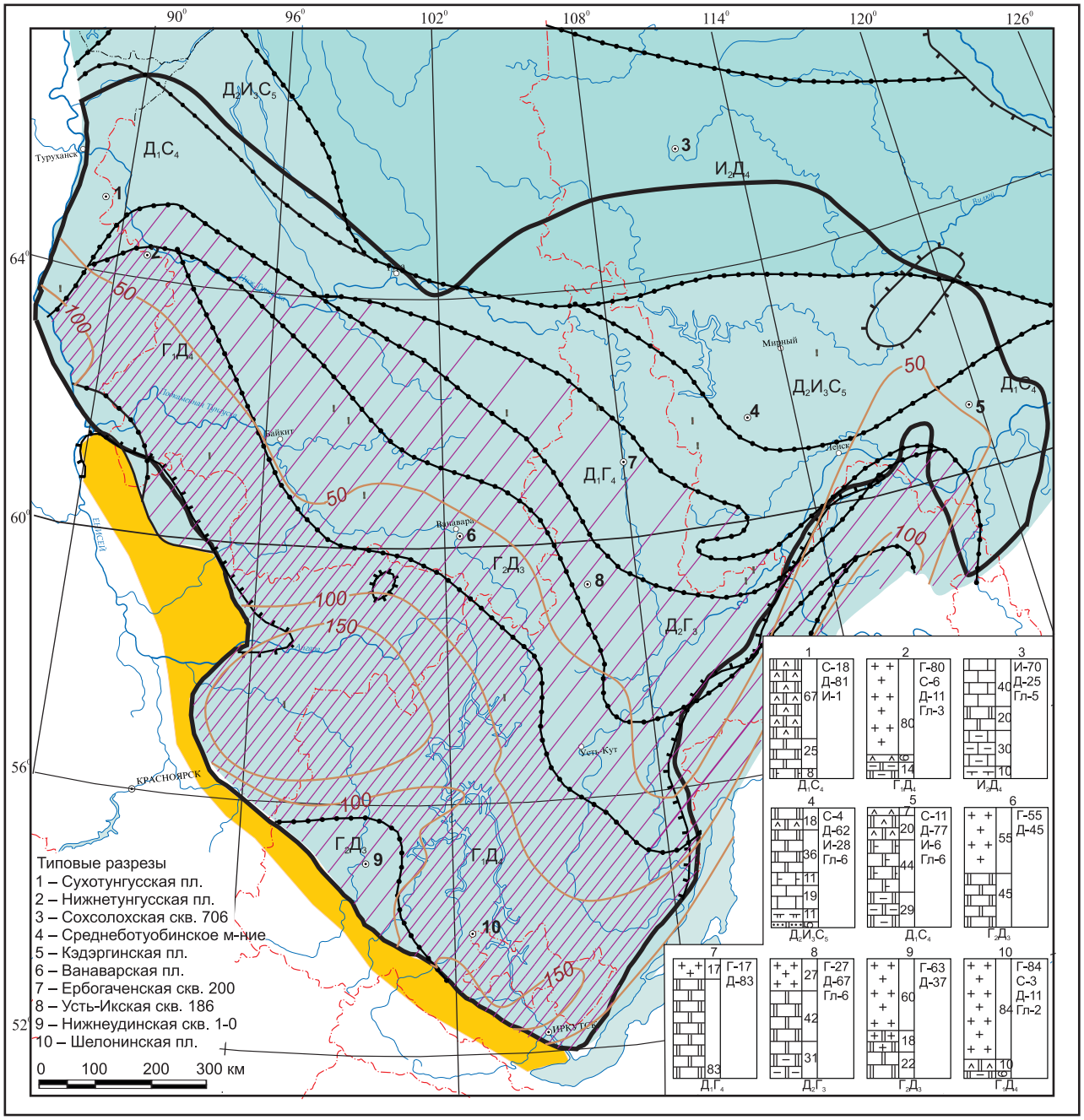


Рис. 4.10. Литолого-палеогеографическая карта юга Сибирской платформы. Ранний кембрий. Раннеусольское время

простирания расположены три последовательно сменяющие друг друга области, содержание солей в которых уменьшается с юга на север.

В бессолевых разрезах состав пород последовательно изменяется в северо-восточном направлении от сульфатно-доломитового до глинисто-известкового.

Суша располагалась, видимо, в южном обрамлении Сибирской платформы в пределах Енисейского кряжа, Восточного Саяна и Байкало-Патомского нагорья. Она была сильно пенепленизирована и практически не влияла на процесс осадконакопления в бассейне седиментации.

В раннеусольское время отмечается обмеление морского бассейна. Глубокий шельф сохранился лишь в северо-восточной его части.

Бассейн характеризовался различной степенью солености вод: от нормально соленых на севере до концентрированных рассолов на юге платформы. Разделяющая их переходная зона (шельф сатурации) простирается в виде полосы шириной 200–500 км от северо-западной части платформы до ее юго-восточного окончания. На этой территории сформировались известняки и доломиты с примесью сульфатов. Соленосная область по сравнению с поздневендским време-

нем значительно расширилась и стала занимать всю южную часть бассейна.

Осинское (среднеусольское) время. Всю территорию Сибирской платформы продолжал занимать морской бассейн. В это время формировались преимущественно карбонатные отложения осинского горизонта усольской свиты, моктаконская свита, верхнебилирская подсвита, верх верхнеплатоновской подсвиты, средние части разреза усатовской, пестроцветной, эмяксинской свит, верхненохтуйской подсвиты и низы лебяжинской свиты. Области суши, как и в раннеусольское время, прогнозируются на юго-западном и юго-восточном обрамлениях платформы.

Мощности отложений осинского времени изменяются от 40 до 130 м и более метров. В целом, как и для нижележащих отложений, отмечается тенденция уменьшения мощностей от южных районов платформы к северо-восточным (рис. 4.11).

В пределах Непско-Ботуобинской, Байкитской антеклиз, Бахтинского мегавыступа и отчасти Ангаро-Ленской ступени фиксируются тяготеющие друг к другу зоны аномально повышенных и пониженных мощностей [36, 54]. На первой структуре выделены три такие зоны. Самая большая из них узкой (20–75 км) полосой протягивается более чем на 800 км вдоль юго-восточного ее склона и далее в юго-западном направлении в центральные районы Ангаро-Ленской ступени. Две зоны имеют локальное и зональное распространение в сводовой части антеклизы.

Аномально низкие мощности отложений осинского горизонта на рассматриваемой территории приурочены к участкам, которые граничат с зонами аномально повышенных мощностей. Мощности осинского горизонта на расстоянии в несколько километров сменяются от минимальных до максимальных, образуя своеобразные крутые борта некомпенсированных прогибов.

На территории Байкитской антеклизы и Присаяно-Енисейской синеклизы зафиксированы два типа разрезов осинского времени. Первый сложен карбонатами мощностью 80–90 м, во втором (до 150 м) преобладают каменные соли, а пласты карбонатов находятся только в кровле и подошве разрезов (см. рис. 4.13).

Карбонатный тип разрезов осинского горизонта образует две зоны. Первая полосой северо-восточной ориентировки охватывает Юрубченское и Куюмбинское месторождения, восточнее поворачивает на юг, на Берямбинскую площадь. Эта полоса оконтуривает расположенную южнее крупную зону накопления солей в осинское время, которая охватывает юго-запад Байкитской антеклизы и запад Присаяно-Енисейской синеклизы.

Вторая полоса карбонатов, установленная сейсморазведочными работами, вытянута вдоль границы платформы с Енисейским кряжем. Мощность осинского горизонта в этой зоне свыше 150 м.

На Бахтинском мегавыступе установлена зона высоких мощностей (до 150–220 м) моктаконской свиты (аналог осинского горизонта). Ветви этой зоны имеют северо-западные и субширотные простирания, их протяженность не установлена, но предполагается в пределах 200–300 км. Предполагается, что эта зона высоких мощностей в моктаконской свите резко сменяется зоной с мощностями меньше 100 м. При этом фиксируются изменения литологии моктаконской свиты: в зоне уменьшенных мощностей появляются пласты ангидрита, глинистость доломитов.

Анализ мощностей соленосной пачки, перекрывающей осинский горизонт [13], показал, что в тех районах, где его мощность велика, толщина перекрывающей пачки солей минимальна, и наоборот, в участках низких мощностей осинского горизонта фиксируются значительные ее мощности. Общая мощность этих двух стратиграфических уровней имеет близкие значения. Обратное соотношение мощностей рассматриваемых подразделений объясняется существованием в зонах аномально низких значений мощностей осинского горизонта некомпенсированных прогибов [54]. Они имели асимметричное строение. На одних бортах прогибов мощности отложений увеличиваются постепенно, такие борта пологие вследствие расширения площади прогибов во время их формирования; на других мощность осинского горизонта скачкообразно увеличивается, эти борта крутые, с резким перепадом глубин бассейна. Вдоль таких бортов по результатам бурения отмечены узкие полосы повышенных мощностей осинского горизонта и установлена органогенная природа слагающих его карбонатов.

В зонах больших мощностей литологический состав осинского горизонта сходен с рифовыми образованиями. Подобные участки с разной степенью детальности изучены на ряде площадей центральной части Сибирской платформы. Осинский горизонт в зонах больших мощностей сложен преимущественно органогенными известняками, переслаивающимися с доломитами и доломитами неравномерно известковистыми. Характерно отсутствие терригенной примеси. Повсеместно широко развита доломитизация.

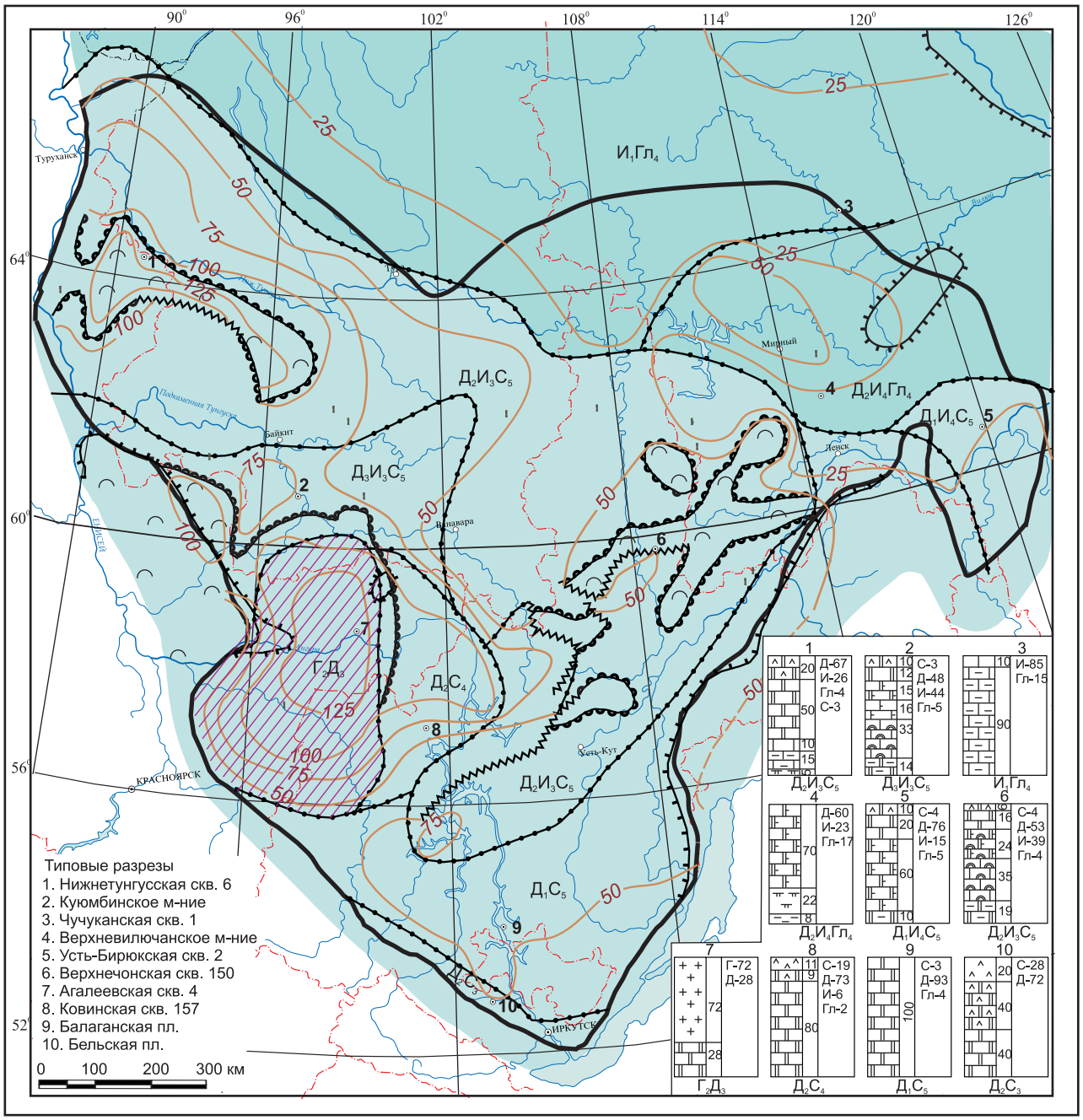


Рис. 4.11. Литолого-палеогеографическая карта юга Сибирской платформы. Ранний кембрий. Осинское время

Структурный план платформы в осинское время затушеван палеогеоморфологическими постройками.

В осинское время резкое понижена соленость вод морского бассейна, связанная, по-видимому, с повышением уровня мирового океана. На всей территории бассейна формировались доломито-известковые осадки. Карбонаты с небольшой примесью сульфатов образовались в центральных и южных районах. В Присаяно-Енисейской синеклизе и на юго-западе Байкитской антеклизы сохранилась соленосная зона.

Область осадконакопления представляла собой преимущественно мелкую часть шельфа морского бассейна. По-видимому, недостаточное осаждение карбонатного материала приводило к некомпенсированному прогибанию, увеличению глубин дна в одних частях бассейна. На других частях в узких зонах формировались преимущественно органогенные карбонатные осадки. Они, по-видимому, компенсировали прогибание и формировались вблизи поверхности морского бассейна, а временами возвышались над водной поверхностью. Эти зоны полной компенсации «отшнуровали» от открытого моря большую часть

бассейна седиментации в Присаяно-Енисейской синеклизе. В условиях аридного климата здесь накапливались сульфатно-доломитовые и соленосно-доломитовые илы.

Резюмируя изложенное, можно констатировать, что в осинское время эвстатическое повышение уровня океана обусловило резкое понижение солености вод бассейна седиментации. Только в юго-западной части бассейна соленость вод достигала стадии садки галита. Впервые зафиксировано формирование рифов и рифоподобных образований.

Позднеусольское время. В Восточно-Сибирском соленосном бассейне Сибирской платформы формировались в основном соленосные и сульфатно-карбонатные породы (верхние части усольской, иркутской, пестроцветной свит, нелбинская, юрегинская, сыгдахская, марская свиты, нижние части костинской, лебяжинской свит). С этого времени соленакопление четко обособляется в границах Турухано-Иркутско-Олекминского ФР.

Мощность отложений изменяется от 100 до 600 м. Максимальные значения приурочены к Присаяно-Енисейской синеклизе, Байкало-Патомскому прогибу. В северной половине провинции, включающей Курейскую синеклизу и Сюгджерскую седловину отмечается зона минимальных мощностей (рис. 4.12). Мощности отложений в целом отражают различия в тектоническом режиме центральных и южных районов Сибирской платформы в позднеусольское время.

В южной части платформы Присаяно-Енисейская синеклиза в палеоплане имеет изометричную форму с крутыми западным и южным и пологими восточным и северным бортами. Байкало-Патомский прогиб длиной свыше 1000 км охватывал Березовскую впадину, запад Патомского нагорья, Прибайкалье, юго-восточный борт Ангаро-Ленской ступени.

В регионе отмечается четкая смена галогенно-карбонатных отложений карбонатными в направлении с юга на север. Южную половину региона занимает обширная зона с доломитово-галитовым типом осадков (см. рис. 4.12). Она охватывает Байкитскую антеклизу, Присаяно-Енисейскую синеклизу, Ангаро-Ленскую ступень, Непско-Ботуобинскую антеклизу и Предпатомский региональный прогиб. Содержание галита составляет 25–75 % разреза. Карбонаты представлены доломитами, часто содержащими сульфаты в виде включений и прослоев. Развиты породы смешанного сульфатно-карбонатного состава.

Севернее зоны доломитово-соленосных отложений фиксируется последовательное уменьшение соленасыщенности разреза. Узкие полосовидные литологические области широтного направления отражают постепенное увеличение содержания доломита и уменьшение соли и располагаются в северной части Байкитской антеклизы и южной части Бахтинского мегавыступа, проходят по югу Курейской синеклизы на северный склон Непско-Ботуобинской антеклизы и далее в Ыгыаттинскую и Березовскую впадины. Далее на север в разрезах преобладают доломиты с примесью сульфатного материала. Содержание сульфатов достигает 8–11 %.

Одной из характерных черт осадконакопления в позднеусольское время является наличие суши на окраинах Сибирской платформы. В узкой полосе, вытянутой вдоль западного и юго-западного бортов Присаяно-Енисейской синеклизы, породы разреза обогащены терригенным материалом песчано-алевритовой размерности. Здесь Тынысской опорной скважиной вскрыта толща чередования аргиллитов, глинистых алевролитов и мелкозернистых песчаников с доломитами, ангидритами и каменной солью [93]. В Тайнинской скважине этот уровень представлен переслаиванием пестроцветных известняков песчанистых с алевролитами и песчаниками. Юго-восточнее в районе р. Урик в отложениях этого уровня появились прослои глинисто-алевролитовые и песчаниковые [68]. Расположение палеовпадин по окраинам провинции и на юго-восточном борте Байкало-Патомского прогиба и то, что более крутые борта их обращены в сторону обрамляющих территорий, также является свидетельством близости суши. Смена песчано-алевритового материала на грубообломочный по мере приближения к области размыва указывает на ее высокое стояние.

В бассейне аккумуляции различные скорости прогибания и осадконакопления обусловили дифференциацию его глубин. Обширная зона предельного мелководья занимает южную часть Курейской синеклизы, протягивается далее в юго-восточном направлении, в северную часть Непско-Ботуобинской антеклизы. Многочисленные остатки микрофитолитов, водорослевые образования и брекчиевидные текстуры пород свидетельствуют в пользу того, что глубины здесь не превышали первого десятка метров, а иногда отдельные участки выходили из-под уровня моря, образуя отмели и банки. Обширная зона мелководья явилась шельфом сатурации, замедляю-

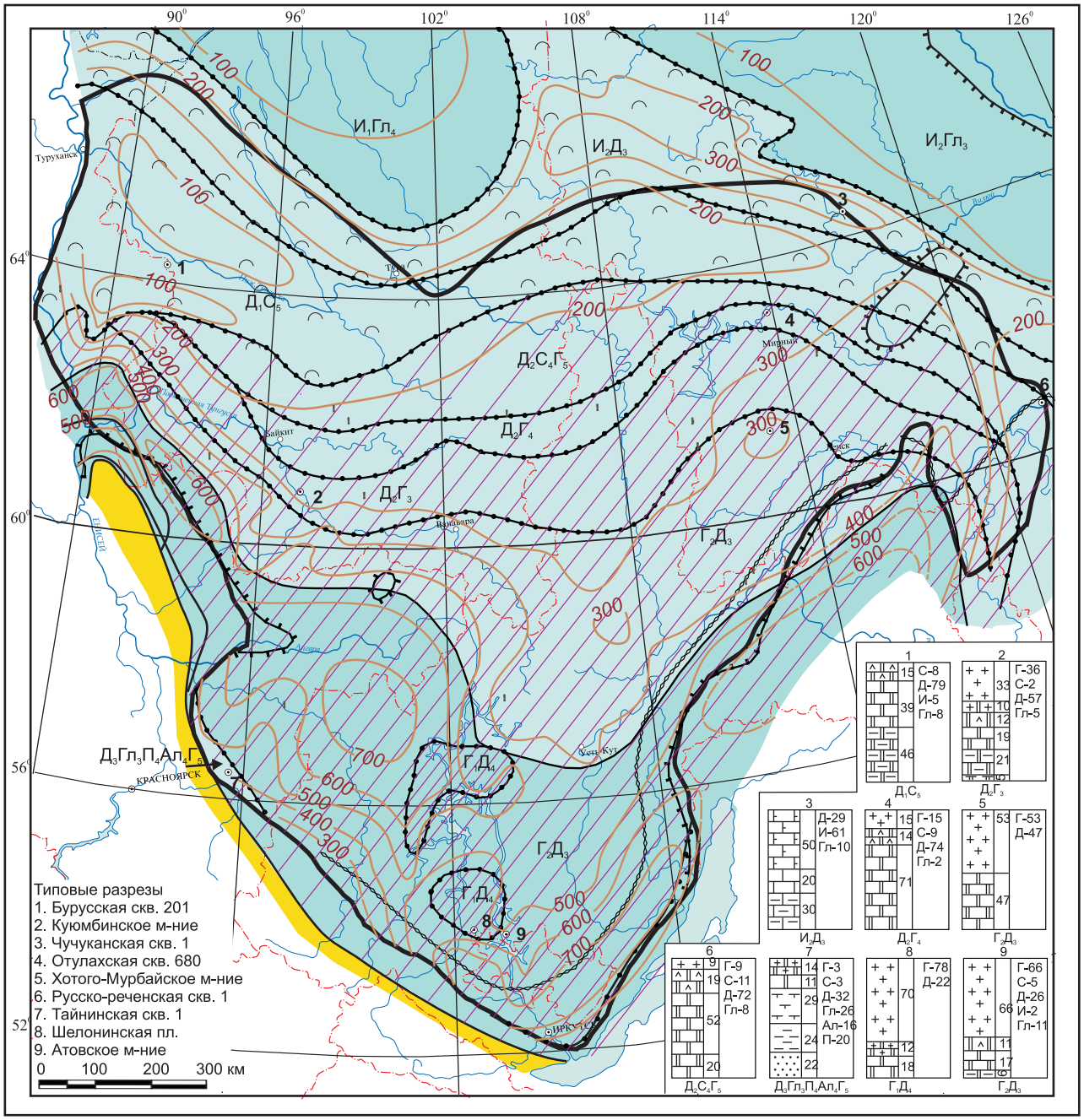


Рис. 4.12. Литолого-палеогеографическая карта юга Сибирской платформы. Ранний кембрий. Позднеусольское время

щим поступление морских вод с севера и северо-востока в соленосный бассейн в южной половине платформы.

К югу от зоны мелководья на территории, охватывающей южную половину Бахтинского мегавыступа, Байкитскую и Непско-Ботуобинскую антеклизы, Катангскую седловину, Березовскую впадину и Предпатомский региональный прогиб, устанавливаются условия мелководного шельфа, где формировались галогенно-доломитовые толщи. Здесь опускание дна бассейна в целом компенсируется осадками.

В южной части Лено-Тунгусской провинции, включающей Присаяно-Енисейскую синеклизу, Ангаро-Ленскую ступень, юг Предпатомского регионального прогиба и Предъенисейский мегапрогиб, установились условия глубокого шельфа. Быстрое прогибание обусловило массовую садку галита. Отмечается четкая приуроченность максимального соленакопления к участкам наиболее быстрого погружения. Глубины бассейна превышают 150 м, а на отдельных участках (Богучано-Манзинский, Братский выступы) достигают 300 м.

Эльгянское время. Отложения представлены в основном карбонатными породами. В пределах Сибирской платформы к этому уровню отнесены эльгянская, абакунская свиты, верхняя пачка нижнекостинской и пестроцветной свит, нижняя пачка нижнебельской.

Мощность эльгянской свиты и ее аналогов меняется от 40 до 85 м. Характер распределения мощностей в целом унаследован от верхнеусольского времени. Максимальные мощности приурочены к Присаяно-Енисейской синеклизе, Байкало-Патомскому региональному прогибу, Предъенисейскому мегапрогибу. Как и в позднеусольское время, фиксируется постепенная смена с юга на север соленосно-доломитовых осадков на доломиты, а затем известняки. На юге Ангаро-Ленской ступени выделяется зона, в разрезе которой содержание галита достигает 40 %. Остальная часть разреза составлена доломитами, с прослоями известняков. В северной части Ангаро-Ленской ступени и в Присаяно-Енисейской синеклизе содержание каменной соли уменьшается до 10 %.К северу от соленосной зоны в центральных и северных частях Турухано-Иркутско-Олекминского региона в составе отложений преобладают доломиты голубовато-серые, часто с включениями ангидрита, известковистые, а также известняки.

С севера и северо-востока регион ограничен полосой, в пределах которой распространены водорослевые массивные образования, обломочные и обломочно-оолитовые карбонатные известняки, доломитовые известняки (Анабаро-Синский регион).

Таким образом, в эльгянское время лишь на юге сохранилась соленосная зона. Незначительные и постепенные изменения мощностей, распространение трилобитов в пределах огромных пространств, закономерная смена состава осадков указывают на трансгрессивный этап развития Сибирской платформы. Спокойное и сравнительно равномерное прогибание территории обусловило выравнивание условий осадконакопления. Повсеместно установился режим мелководного шельфа.

Суша, расположенная, как и в позднеусольское время, за пределами Сибирской платформы, была сильно пенепленизирована, что обусловило незначительный привнос терригенного материала в бассейн. Содержание глинистого материала редко превышает 5 %.

Раннетолбачанское время. Палеогеографическая обстановка весьма близка к предшествующему эльгянскому времени. На юге Сибирской платформы формировались нижнебельская, нижнетолбачанская подсвиты, низы среднекостинской, среднелебяжинской подсвит, бурусская свита. Область осадконакопления по-прежнему занимала всю территорию Сибирской платформы. Формировались в основном доломиты (рис. 4.13).

В центральных и южных районах Сибирской платформы мощность отложений составляет 200–400 м. Изменения мощностей связаны с амплитудой тектонического опускания на юге и с некоторой недокомпенсацией осадками этого опускания в центральных районах платформы. Севернее мощности до 250 м фиксируются в зоне развития рифов Анабаро-Синского региона.

В целом в раннетолбачанское время южная часть Сибирской платформы входила в спокойную тектоническую область, на фоне которой четко выделяются Байкало-Патомский региональный прогиб, Тулунский выступ и палеовпадина на юго-западе Бахтинского мегавыступа и прилегающей части Туруханского поднятия.

Общий тектонический режим обусловил особенности распределения осадков по составу. Площадь распространения соленосных отложений, по сравнению с эльгянским временем, расширяется. Она охватывает Присаяно-Енисейскую синеклизу, Ангаро-Ленскую ступень, Байкитскую антеклизу, южную половину Бахтинского мегавыступа, северо-восточную часть Непско-Ботуобинской антеклизы, Байкало-Патомский прогиб (см. рис. 4.13). Вся эта большая зона характеризуется галитово-известняково-доломитовым составом осадков.

Центральная часть платформы характеризуется сульфатно-известняково-доломитовым составом отложений. Здесь значительная часть разреза сложена известковистыми доломитами, в меньшей мере известняками, глинистыми и сульфатоносными доломитами. Количество сульфатов и глинистого материала не превышает 5 %.

Территория ограничена с севера узкой зоной развития рифогенных образований, в составе которых преобладают водорослевые известняки.

Как и в эльгянское, местоположение суши не изменилось. Незначительное количество терригенного материала в осадках свидетельствует о низкой суше и выровненности ее рельефа.

Быстрое опускание южной половины Лено-Тунгусской провинции не полностью компенсировалось осадками. Здесь на территории, охватывающей Присаяно-Енисейскую синеклизу,

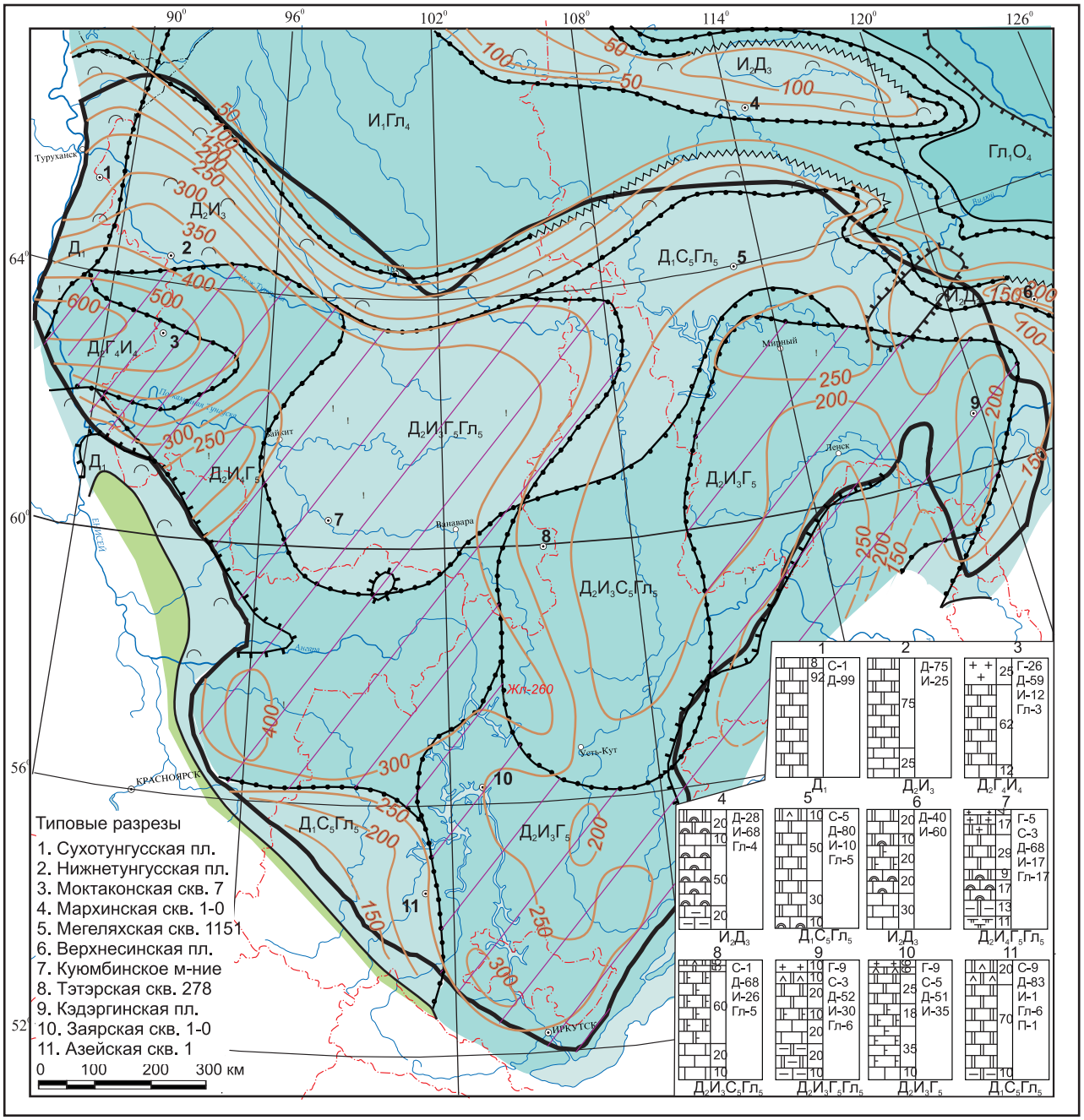


Рис. 4.13. Литолого-палеогеографическая карта юга Сибирской платформы. Ранний кембрий. Раннетолбачанское время

Ангаро-Ленскую ступень, Непско-Ботуобинскую антеклизу, западную половину Байкитской антеклизы и юг Бахтинского мегавыступа, в условиях глубокого шельфа накапливались галогенно-известняково-доломитовые осадки. Максимальные глубины этой части бассейна были на территории современной Присаяно-Енисейской синеклизы.

Позднетолбачанское время. Отлагались соленосные, карбонатные и глинистые осадки. Формировались верхнебельская, верхнетолбачанская подсвиты, средняя часть среднекостинской и среднелебяжинской подсвит, суринг даконская свита.

Мощность отложений меняется в достаточно широком диапазоне – от 150 до 400 м. В распределении мощностей отмечается та же закономерность, что и в раннетолбачанское время. Максимальные значения их наблюдаются в Присаяно-Енисейской синеклизе. На большей части платформы (Курейская синеклиза, Байкитская и Непско-Ботуобинская антеклизы, Катангская седловина) мощность отложений стабильна, меняется в пределах 150–200 м. Преемственность отмечается и в палеоструктурном плане. Продолжают свое существование те же структуры.

Тектонические и седиментационные условия в бассейне осадконакопления обусловили четкую зональность в составе отложений позднетолбачанского времени. Карбонатно-галогенные осадки формировались на огромной территории, достигая на севере широтного течения р. Нижняя Тунгуска. Максимальная соленасыщенность (каменная соль составляет 55–60 % разреза) отмечена в центральной части Присаяно-Енисейской синеклизы, на Ангаро-Ленской ступени, южной половине Непско-Ботуобинской, западной половине Байкитской антеклиз и юго-западной части Предъенисейского мегапрогиба (рис. 4.14).

Литологические области с доломитово-галитовым типом отложений окаймляются с севера областью с галитово-доломитовым типом осадков, содержание каменной соли в которых составляет 20 % от разреза. Остальная часть представлена доломитами, глинистыми доломитами, реже – доломитовыми мергелями.

Обширная литологическая область с сульфатно-доломитовым типом отложений ограничивает с севера соленосные области. Она имеет субширотное простирание, включает северную часть Непско-Ботуобинской антеклизы, большую часть Сюгджерской седловины, юг Курейской синеклизы и Туруханo-Норильской гряды. Здесь отложения представлены массивными плитчатыми доломитами, доломитами сульфатоносными, иногда с линзами и маломощными прослоями ангидритов.

Таким образом, по общим позициям условия осадконакопления в позднетолбачанское время подобны условиям позднеусольского времени, но масштаб соленакопления был меньше. Сократилась площадь соленосной зоны (см. рис. 4.14). Это связано с расширением шельфа сатурации, южная граница которого достигает широтного течения р. Нижняя Тунгуска. Южнее шельфа сатурации в условиях мелководного шельфа при высокой солености вод формировались галогенно-доломитовые осадки. Относительно глубоководный шельф сохранился только на территории Присаяно-Енисейской синеклизы. Как и ранее, в южной половине платформы быстрое прогибание морского дна полностью компенсировались карбонатно-галогенными осадками.

Суша, как и в раннетолбачанское время, находилась за пределами провинции. Алевролиты и песчаники, вскрытые скважинами на западном борту Присаяно-Енисейской синеклизы замещаются соленосно-карбонатными отложениями на коротком расстоянии [23, 93]. Этот факт указывает на близость суши в прилегающих с запада участках. Уменьшение соленасыщенности разреза на юго-восточном борту Байкало-Патомского прогиба позволяет предполагать, что и здесь суша продвинулась в северо-восточном направлении и приблизилась к границе Сибирской платформы. На большей части суши рельеф был сглаженным, поэтому поступление терригенного материала в бассейн седиментации было незначительным.

Олекминское время. Отложения, сформировавшиеся в южной, центральной и западной частях платформы однообразны по своему составу: доломиты, известняки и переходные между ними разности. Особенностью этих пород является преимущественно массивный характер их сложения, пятнисто-полосчатый облик, различная степень битуминозности. Отложения залегают между соленосными толщами и выделяются в качестве булайской и олекминской свит, нижней пачки верхнелебяжинской подсвиты, верхней пачки среднекостинской подсвиты.

В распределении мощностей осадков (70–140 м), сформировавшихся в олекминское время, наблюдаются те же общие закономерности, которые отмечались для предшествовавших срезов. В южной и центральной частях Сибирской платформы по увеличенным мощностям отложений олекминского времени намечаются слабо контрастные Байкало-Патомский прогиб и Присаяно-Енисейская синеклиза, т. е. продолжается формирование впадин дна морского бассейна, начавшееся еще в предыдущие этапы.

Присутствие в составе доломитовых осадков на западной, юго-западной окраинах Присаяно-Енисейской синеклизы, на юге и юго-западе Ангаро-Ленской ступени алевропсаммитового материала подтверждает предположение о существовании в непосредственной близости на месте Енисейского кряжа и Восточного Саяна суши, рельеф которой, судя по гранулометрии терригенного материала, должен быть низким, слабо расчлененным. Накопление терригенно-карбонатных пород происходило в обстановке мелкого шельфа (рис. 4.15).

В юго-восточном окончании Восточного Саяна, судя по увеличенным мощностям и сульфатно-доломитовому составу отложений, существовал пролив в Алтае-Саянский кембрийский бассейн.

В западной и центральных частях платформы выделена обширная зона глубокого шельфа, охватывающая Присаяно-Енисейскую синеклизу, Байкитскую, Непско-Ботуобинскую антеклизы, юг Курейской синеклизы. Далее к северу и северо-

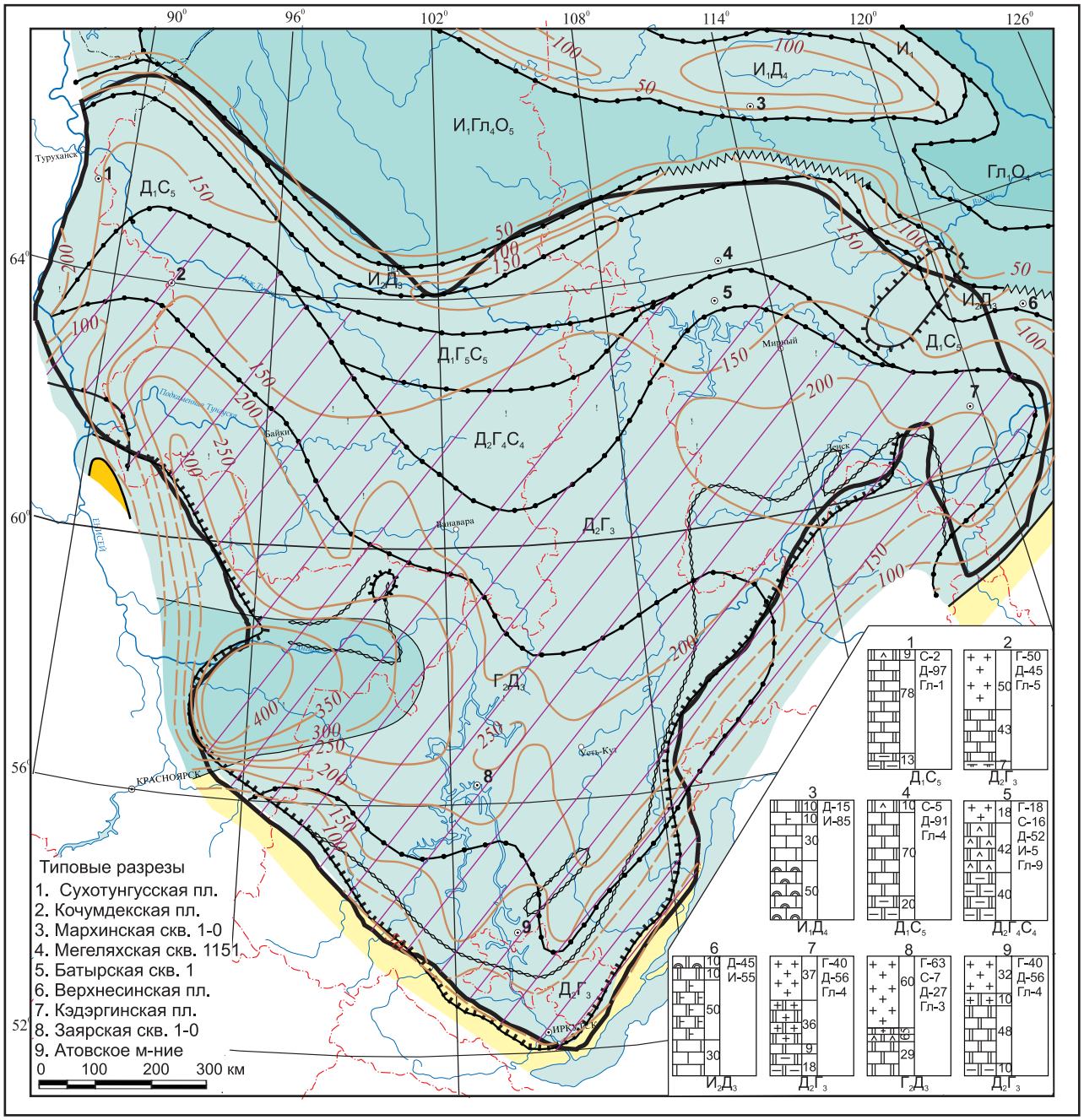


Рис. 4.14. Литолого-палеогеографическая карта юга Сибирской платформы. Ранний кембрий. Позднетолбачанское время

востоку глубины моря последовательно уменьшаются, глубокий шельф сменяется мелким, а затем очень мелким с отмелями и банками. Полосовидная зона очень мелкого шельфа протягивается от Алданской антеклизы через Сюгджерскую седловину, Курейскую синеклизу к Туруханско-Норильской гряде. Ширина этой полосы изменяется от 60 до 170 км. В ее пределах развиты доломито-известняковые отложения, часто органогенной природы (рифогенные фации карбонатных пород).

В последней трети олекминского времени зародилась Тынепская некомпенсированная впадина в западной части Туруханско-Иркутско-Олекминского ФР, которая отделила Сурингдаконский блок мелководья от остальной части глубоким шельфом.

Чарское время. Развитие Сибирской платформы в первую половину тойонского века (чарское время) в основных чертах идентично тому, что происходило здесь в атдабанском и ботомском веках. В южной и центральной частях платформы накапливалась мощная соленосная толща, составляющая третий эвапоритовый уровень в разрезе нижнего кембрия. Первоначальный состав соленосной толщи к настоящему времени

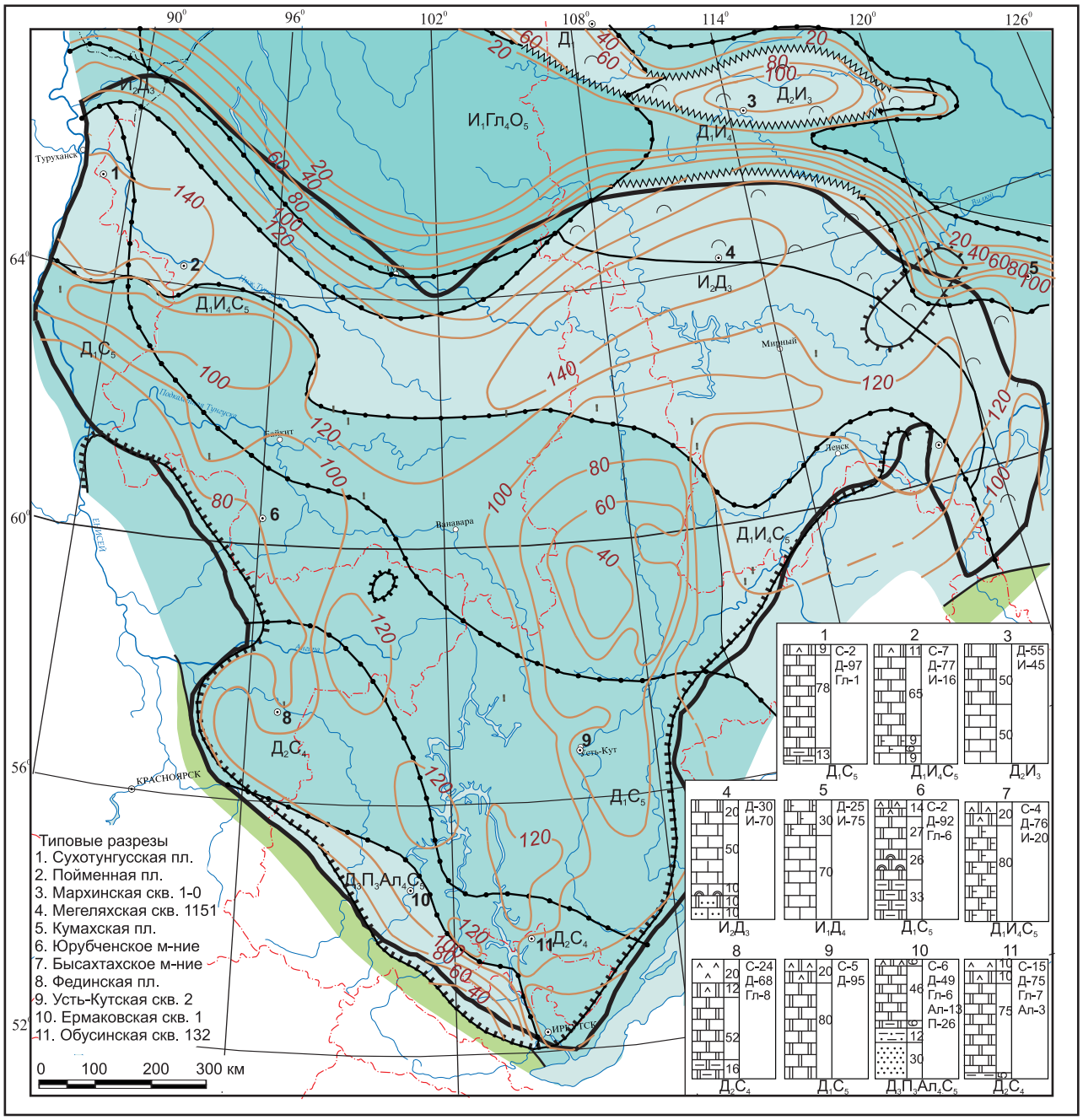


Рис. 4.15. Литолого-палеогеографическая карта юга Сибирской платформы. Ранний кембрий. Олекминское время

сохранился неповсеместно. Эти отложения, выведенные тектоническими движениями на дневную поверхность или близко к ней, подвергались воздействию гипергенных процессов, в результате чего каменная соль из разреза была выщелочена полностью или частично. Такие процессы проявились на территориях Предпатомского регионального прогиба, северо-восточной половины Непско-Ботуобинской антеклизы, большей части Катанской седловины, южной части Байкитской антеклизы и Ангаро-Ленской ступени (рис. 4.16).

Чарское время седиментации включает отложения ангарской, чарской, дельтулинской свит, средние части верхнекостинской, верхнелебяжинской подсвит.

В распределении мощностей осадков продолжает сохраняться закономерность предшествующих времен. В южной, западной и центральной частях платформы осадки имеют наибольшие мощности от 400 до 600 м. К северо-востоку происходит их постепенное сокращение до 170 м к зоне рифогенных построек.

Распределение мощностей позволяет констатировать продолжающее развитие Байкало-Патомского прогиба, максимальные величины прогибания в пределах которого сместились на

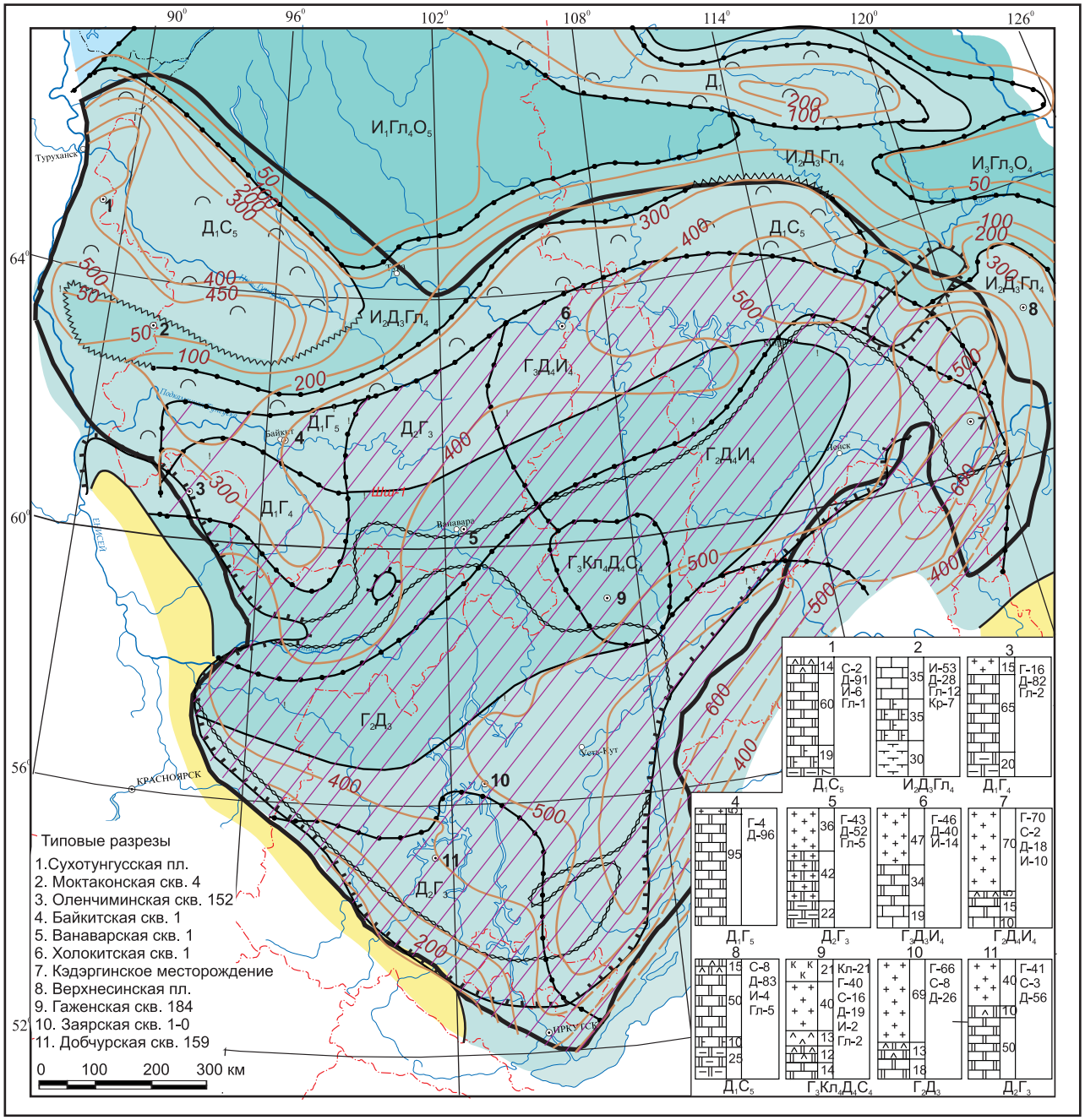


Рис. 4.16. Литолого-палеогеографическая карта юга Сибирской платформы. Ранний кембрий. Чарское время

северо-запад в зону современного Предпатомского регионального прогиба. Не фиксируется Присаяно-Енисейская синеклиза, наметились Предъенисейский прогиб, поднятие в центральной части Байкитской антеклизы. Некомпенсированная впадина, существовавшая в олекминское время на месте центральной части современной Непско-Ботуобинской антеклизы, полностью нивелирована отложившимся здесь солями (в том числе калийными) ангарской свиты.

На западе Сибирской платформы возникла узкая субширотная некомпенсированная (мощность отложений 45 м) Тынепская впадина, отделившая более северный Суринградаконский блок от основной части солеродного бассейна (рис. 4.17). Граница этой впадины с Суринградаконским блоком проходит по крутому борту рифовых построек высотой до 500 м [86].

Отложения, сформировавшиеся в чарское время на Сибирской платформе, более разнообразны по своему литологическому составу, чем подстилающие отложения олекминского уровня.

На Суринградаконском блоке формировались доломиты с незначительной примесью сульфатов. В центральной и южной частях платформы распространены соленосные отложения.

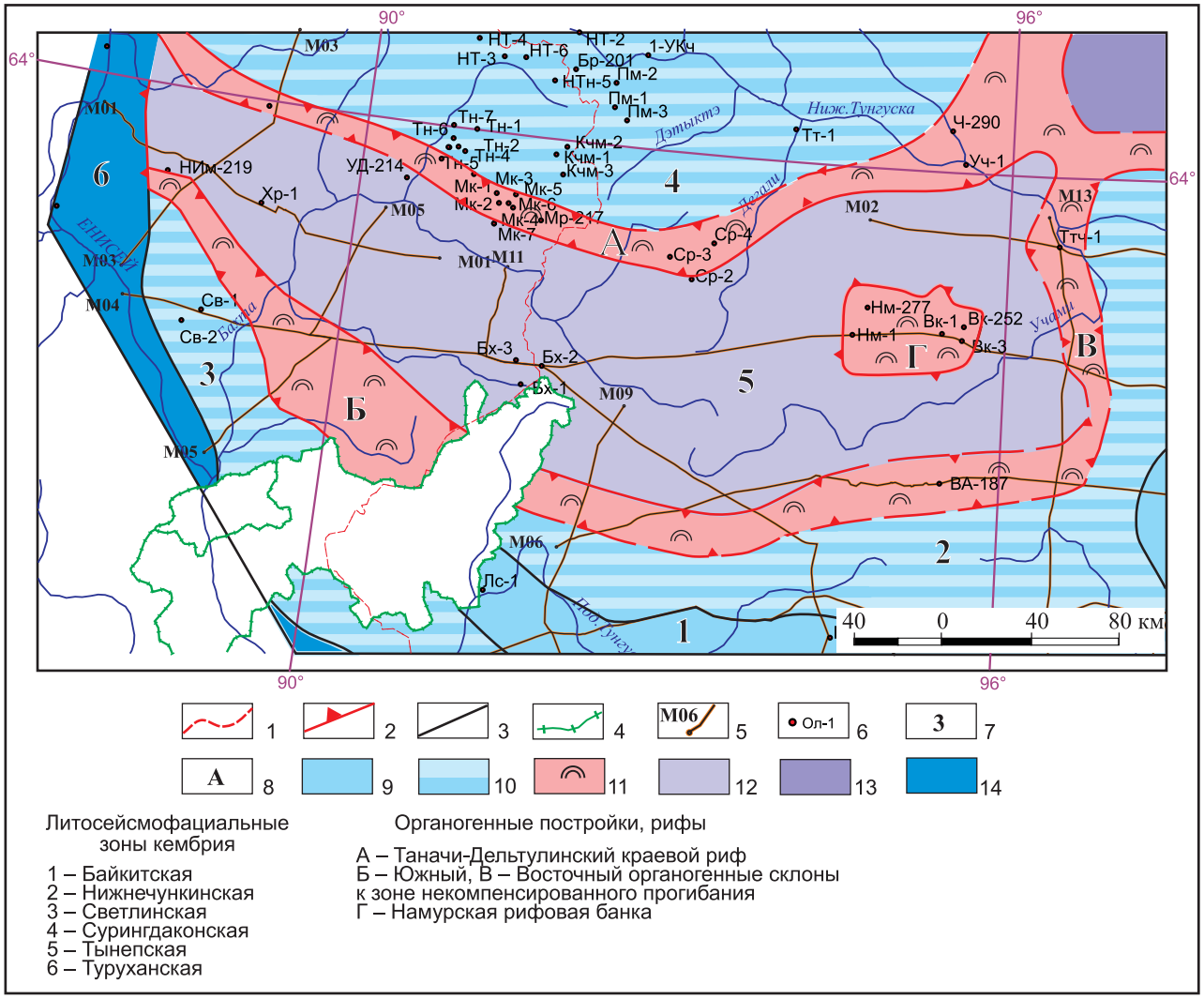


Рис. 4.17. Тынепская впадина и обрамляющие ее краевые рифы

Границы: 1 – административные, 2 – органогенных построек (рифы, рифовая банка), 3 – литосейсмофациальных зон, 4 – природоохранная территория; 5 – композитные сейсмические маршруты; 6 – глубокие скважины; 7 – литосейсмофациальные зоны, 8 – органогенные постройки, рифы; зоны распространения: 9 – всех соленосных толщ, 10 – карбонатных разрезов тойонского, амгинского ярусов, 11 – краевых рифов; зона некомпенсированного прогибания: 12 – в тойонском веке, заполненная в среднем кембрии, 13 – в атдабанском веке, заполненная в конце нижнего – среднем кембрии; 14 – карбонатные разрезы кембрия

Наибольшая соленосность разреза ангарской свиты, достигающая 70 %, приурочена к Присаяно-Енисейской синеклизе, южной части Катанской седловины, Непско-Ботуобинской антеклизе и Предпатомскому региональному прогибу (см. рис. 4.15).

В максимально соленасыщенной зоне на юго-западном склоне Непско-Ботуобинской антеклизы выделяется Непский участок, в котором, помимо каменной соли, присутствуют пачки сильвинита.

В южном и северном направлениях соленасыщенность разрезов снижается. На большей части Ангаро-Ленской ступени преобладают доломиты, на севере Байкитской антеклизы их доля еще более возрастет. На юге Сюгджерской седловины также доминируют доломиты и появляются известняки. Соленасыщенность уменьшается на фоне сокращения мощности отложений. Сульфатно-доломитовая литологическая область протягивается в виде узкой полосы от севера Байкитской антеклизы на восток к Алданской антеклизе.

В чарское время имело место сложное чередование глубоких узких впадин и обширных мелководий. Перепад глубин в чарское время, по-видимому, не изменился и характеризуется теми же значениями, что и в конце ботомского века.

В южном направлении мелководье сменяется мелким, а затем глубоким шельфом, в условиях которого происходит отложение основных масс галогенных пород.

Далее к югу и юго-востоку, в окраинных частях соленосного бассейна, распространена область мелкого шельфа с карбонатно-галогенным и галогенно-карбонатным осадконакоплением. Формирующиеся впадины полностью компенсировались этими осадками.

Как и в предыдущие времена, суша располагалась за пределами Сибирской платформы, ограничивая ее с юго-запада, юго-востока. Судя по отсутствию терригенного материала, суша была низкой, слабо расчлененной.

Ичерское время. Вторая половина тойонского века по характеру геологического развития Сибирской платформы во многом идентична осинскому, эльгянскому и олекминскому. На юге и в центральной части платформы в морском бассейне отлагались карбонатные осадки, весьма близкие по своему составу: известняки, реже доломиты и переходные между ними разности. Только в узкой полосе на юго-западе Ангаро-Ленской ступени разрез становится терригенно-доломитовым. Терригенный материал представлен песчаниками (до 23 %) и глинистым материалом (до 11 %).

В большинстве районов центральной и южной частей платформы эти отложения выделяются как нижнелитвинцевская подсвита, ичерская свита. Аналогами их являются таначинская свита, низы глинисто-известняковой толщи, в Тынепской впадине, верхние пачки костинской свиты. Мощность отложений 25–80 м.

Отложения данного стратиграфического уровня сохранились неповсеместно. В северо-западной части Присаяно-Енисейской синеклизы они уничтожены размывом во время раннемайского перерыва.

Анализ распределения мощностей осадков ичерского времени свидетельствует об унаследованном развитии только Байкало-Патомского прогиба. Остальные палеоструктуры не выражены.

Ход геологического развития Сибирской платформы во второй половине тойонского века в целом можно рассматривать как повторение таких этапов, как осинский, эльгянский и олекминский. Всех их объединяет одна особенность: время каждого из них знаменуется прекращением галогенного седиментогенеза на платформе, установлением режима открытого мелководного морского бассейна с нормальной соленостью вод.

Средний кембрий

Метегерское время. Это заключительный этап в геологическом развитии Сибирского соленосного бассейна. Формировались верхнелитвинцевская подсвита, метегерская, амгинская свиты, верхняя часть зеледеевской свиты, верх бираминской свиты и низ имбакской в Тынепской впадине. На севере Бахтинского мегавыступа, северо-западе Присаяно-Енисейской синеклизы эти отложения уничтожены во время раннемайского перерыва. В северо-западной, центральной и южной частях платформы мощность изменяется от 0 до 250 м. Сформировавшиеся в данное время отложения в целом являются аналогичными отложениям чарского времени. В разрезе кембрия это четвертый соленосный уровень, которым в основном завершается продолжительный этап венд-кембрийского соленакопления.

Первоначальный соленосный тип отложений сохранился только на Байкитской антеклизе, в южных частях Курейской синеклизы и Сюгджерской седловины, в Ыгыаттинской и Березовской впадинах. На Непско-Ботуобинской антеклизе и частично в Катанской седловине соли из разреза выщелочены, так как эти отложения оказались в зоне гипергенеза (рис. 4.18). Поэтому историю тектонических движений метегерского времени восстановить не удается вследствие искажения мощностей более поздними процессами.

Соленосные отложения распространены на центральной и южной частях платформы. По сравнению с более ранними соленосными уровнями, границы их распространения значительно расширились в северо-восточном направлении до центральной части Сюгджерской седловины. Наибольшей соленасыщенностью разрезов отличается Березовская впадина – до 65 % разреза. В остальных районах разрез менее соленасыщен, появляются известняки.

Южные и центральные районы платформы представляли собой область мелкого шельфа, где отлагались галогенно-карбонатные и карбонатно-галогенные осадки. С северо-востока область мелкого шельфа ограничивается узкой полосой мелководья отмелей и банок, где формировались рифогенные карбонатные осадки. Область низкой суши существовала примерно в тех же границах, что и в ичерское время

Рассмотренные палеогеографические обстановки возникли вследствие замедления общего опускания территории, приведшего к обособлению на платформе компенсированного

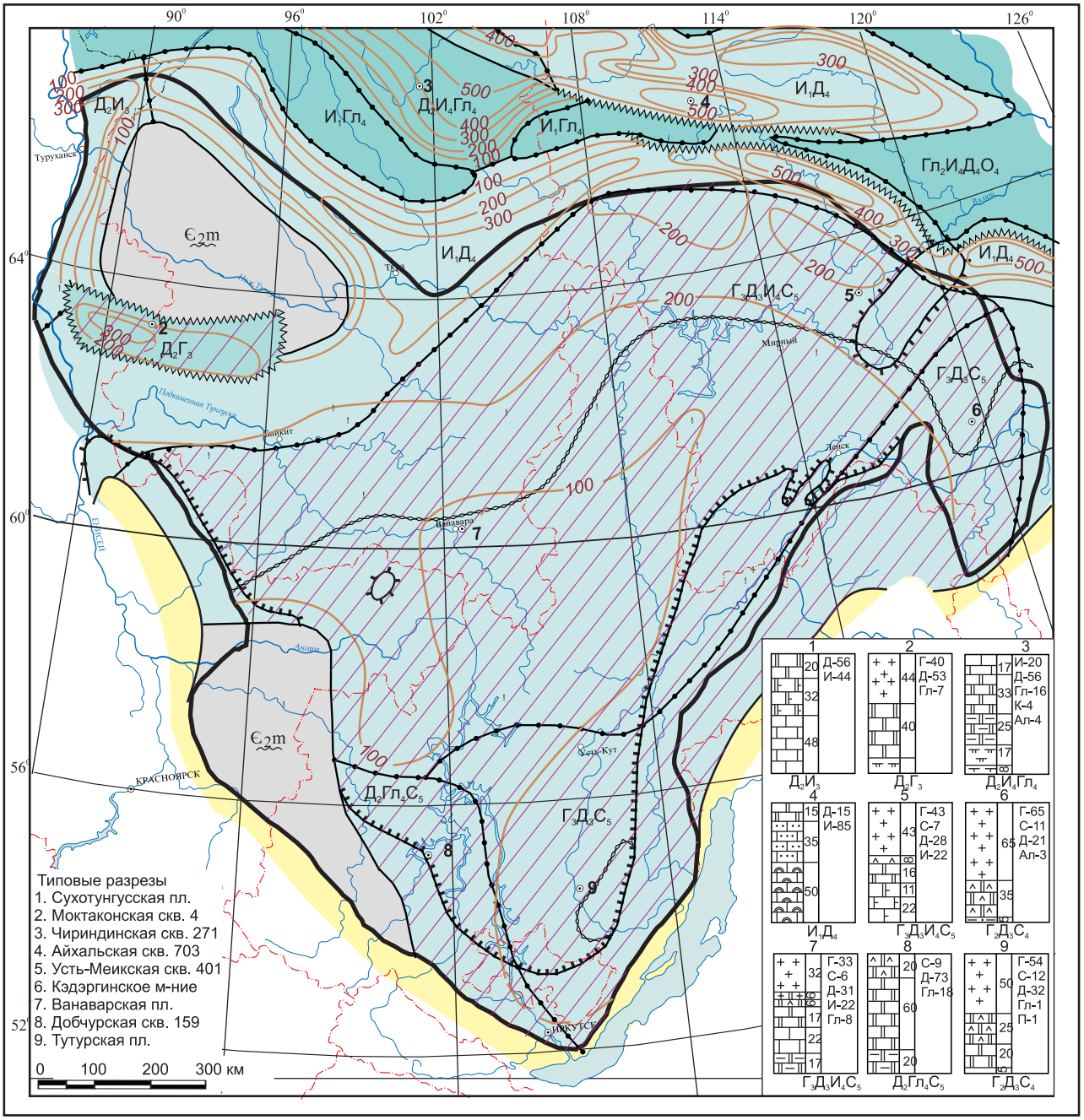


Рис. 4.18. Литолого-палеогеографическая карта юга Сибирской платформы. Средний кембрий. Метегерское время

осадконакопления в зоне мелкого моря, которое имеет ограниченную связь с открытым морем, существовавшим на северо-востоке. Это привело к возобновлению галогенного седиментогенеза.

Майский век. В его середине наступил длительный перерыв. Условия седиментации на Сибирской платформе резко изменились. Майский перерыв в осадконакоплении сопровождался подъемом территории. Обширные внутренние районы платформы, представлявшие ранее мелководный шельф, обнажились и превратились в низкую сушу, которая стала ареной эрозии. Во время внутримайского перерыва произошел размыв ранее сформированных пород литвинцевской и, частично, ангарской свит.

На юге платформы сушей стала Присаяно-Енисейская синеклиза, Ангаро-Ленская ступень, южные части Непско-Ботуобинской антеклизы и Предпатомского регионального прогиба, на северо-западе в Суринградаконской зоне и Туруханской области также образовалась низкая суша.

Осадконакопление продолжалось только в Тынепской впадине, где в начале майского века сформировались верхняя часть имбакской свиты известняков, соленосно-доломитовые хурингдинская и оленчиминская свиты, а после перерыва –

летнинская свита. Породы первых свит (кроме летнинской свиты) заполнили Тынепскую некомпенсированную впадину.

В Тынепской впадине мощность раннемайских отложений резко увеличена: с 210 м на северном краю впадины до 480 м в центральной части. Это произошло в основном за счет слоев и пачек каменной соли хурингдинской свиты.

Оленчиминское время. В западной части Сибирской платформы оленчиминская свита занимает север Байкитской антеклизы, юг Бахтинского мегавыступа и Тынепскую впадину. В центральной части платформы свита прослежена на юге Курейской синеклизы, на Катанской седловине, на севере Непско-Ботуобинской антеклизы, на Сюгджерской седловине и на западе Алданской гемиантеклизы.

В строении свиты на большинстве территорий выделены две пачки. Нижняя – красноцветные доломитовые мергели, верхняя – чередование пластов доломитов и красноцветных мергелей. Мощность отложений 25–80 м, в Тынепской впадине мощность – до 80 м, в ее составе появляются пласты каменной соли. В западной части платформы возник полузамкнутый, мелководный бассейн с солесодержащими осадками. На востоке платформы формировались надперерывные мергели и доломиты в обстановках мелкого шельфа.

Летнинское (позднемайское) время. Бассейн седиментации охватил всю территорию Сибирской платформы. Повсеместно накапливались карбонатно-терригенные и терригенно-карбонатные осадки. Это нижние части верхоленской, эвенкийской свит, летнинская, бордонская свиты.

Мощность отложений изменяется от 150 до 600–800 м. Максимальные мощности отмечены в Курейской и Присаяно-Енисейской синеклизах, минимальные – на окраинах платформы (рис. 4.19). В центральных частях платформы мощности отложений достаточно стабильны: от 200 до 350 м. Несмотря на значительные изменения в условиях осадконакопления в летнинское время, в общем структурном и палеогеографическом плане сохраняется много черт палеообстановок раннего кембрия. Как и в раннекембрийскую эпоху, наиболее интенсивное конседиментационное прогибание проходило в южной половине провинции, замедленное – в северной. Обширная область, охватывающая Курейскую синеклизу, Присаяно-Ботуобинскую, Байкитскую антеклизы, Катангскую седловину, представляла собой огромную приподнятую территорию. Сформировался интенсивный прогиб в западной части Присаяно-Енисейской синеклизы. Пологая впадина фиксируется в районе современной Березовской впадины. В северо-западной части региона на территории Туруханского блока и на севере Бахтинского мегавыступа формировалось малоамплитудное поднятие на месте внутримайской суши.

Характерной особенностью отложений летнинского времени является их терригенно-карбонатный состав, значительное количество красноцветов, субширотная зональность изменения состава. Зональность обусловлена уменьшением количества терригенного материала в отложениях в направлении с юга на север. На юго-западе в пределах Присаяно-Енисейской синеклизы и Ангаро-Ленской ступени разрезы сложены алевролитами и мергелями со слоями алевритистых песчаников, появляются известняки.

Глинистый тип разреза охватывает обширные территории южной и центральной частей Сибирской платформы, включающей территорию Бахтинского мегавыступа, Байкитскую, Непско-Ботуобинскую антеклизы, Катангскую седловину, Предпатомский прогиб. Здесь в составе отложений преобладают серо- и красноцветные доломитовые мергели с подчиненным количеством доломитов, аргиллитов, известняков. Далее на северо-восток, в Сюгджерской седловине, Березовской впадине, известняки, доломиты и доломиты известковистые составляют в сумме более 55 %.

Таким образом, в последней части майского века начался следующий трансгрессивный этап, охвативший всю Сибирскую платформу, на которой установились условия мелководного шельфа. Прогибание дна бассейна компенсировалось осадками. Глубины бассейна были небольшими, о чем свидетельствуют наличие водорослевых остатков, оолитовых образований и глиптоморфозы соли на поверхностях наслоения. Появление известковистости в южной части бассейна скорее всего связано с опресняющим влиянием временных потоков, поступающих с суши.

Привнос большого количества терригенного материала в бассейн седиментации указывает на оживление эрозионной деятельности в области сноса. Увеличение количества грубообломочных пород (песчаников, алевролитов) в юго-западной части бассейна свидетельствует о высоком и расчлененном рельефе суши в пределах Енисейского кряжа и Восточного Саяна. Преобладание глинистой фракции в терригенном материале на юге и юго-востоке бассейна свидетельствует о выровненности рельефа в области сноса и относительно большей удаленности его.

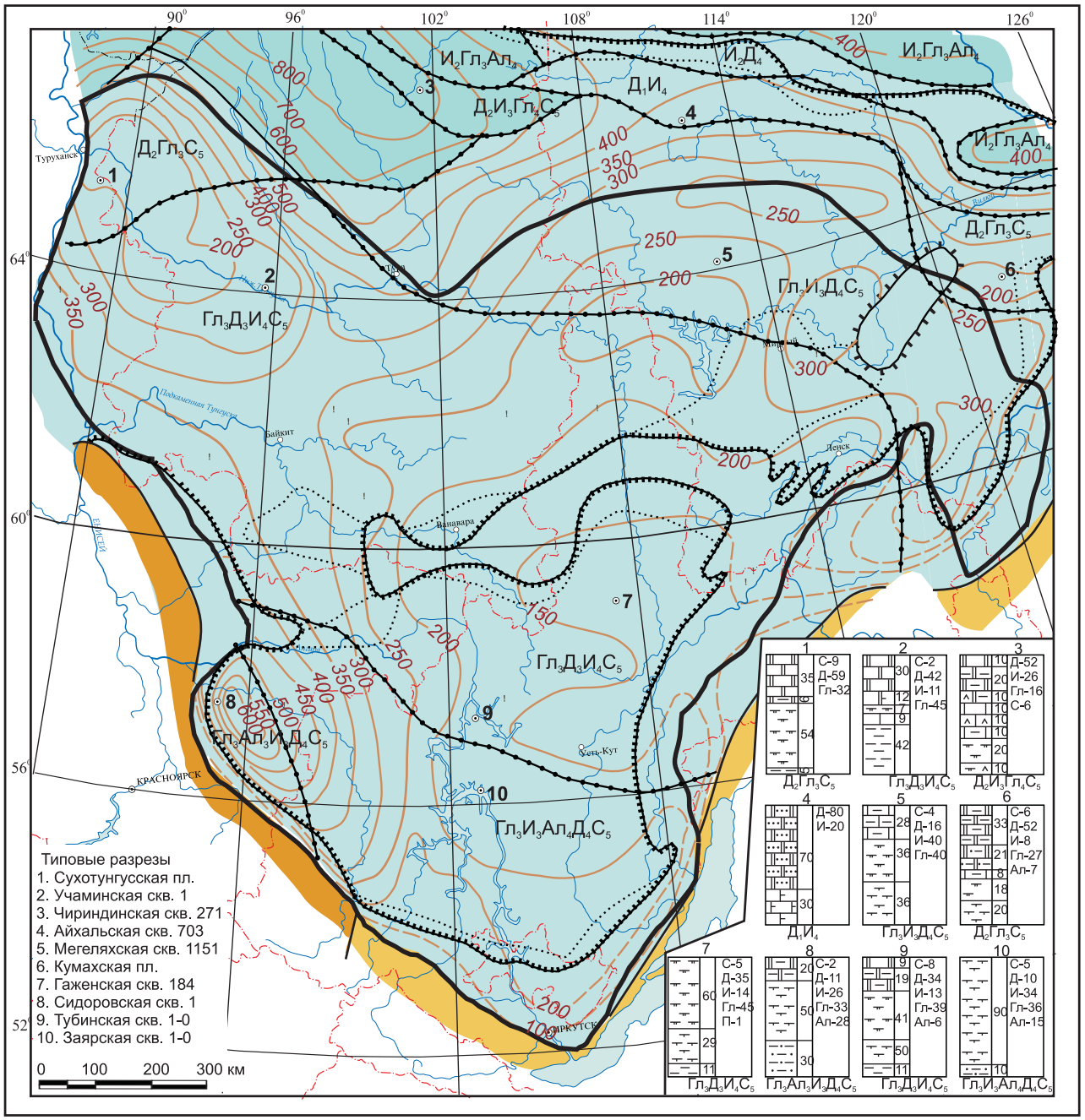


Рис. 4.19. Литолого-палеогеографическая карта юга Сибирской платформы. Средний кембрий, конец майского века. Летнинское время

Поздний кембрий

Устьпелядкинское время. Отлагались терригенные, карбонатно-терригенные и в меньшей мере карбонатные осадки. Формировались верхние части эвенкийской, верхоленской свит, устьпелядкинская, джуктинская, чаргольская свиты. Мощность отложений изменяется от 200 до 600 м. Общий характер распределения их такой же, как и в летнинское время. Максимальные мощности отмечаются в окраинных областях платформы – на юго-западном, северо-западном и северо-восточном участках (рис. 4.20). В южных и центральных частях платформы и на северо-западе ее в устьпелядкинское время прогибание территории компенсировалось осадками. Отмечается преемственность и в структурном плане территории. Продолжает свое существование Присаяно-Енисейская синеклиза и Байкало-Патомский прогиб, в центральной части платформы – приподнятая зона субширотного простирания, к северу и югу от которой располагались более прогнутые территории. В северо-западной части этой зоны (север Бахтинского мегавыступа) располагается поднятие, зародившееся еще в летнинское время. Оно

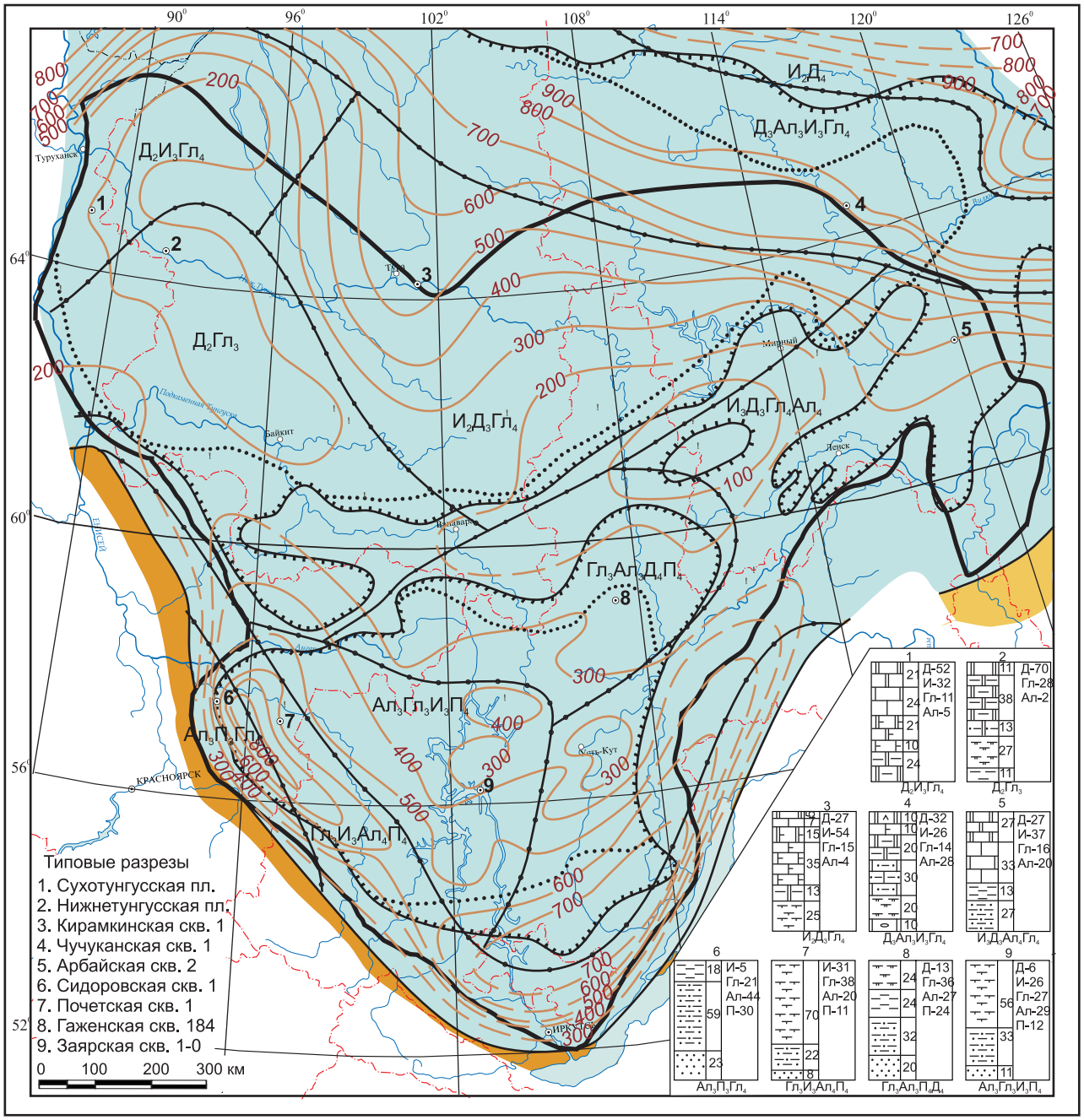


Рис. 4.20. Литолого-палеогеографическая карта юга Сибирской платформы. Поздний кембрий. Усть-пелядкинское время

стало менее контрастным и более обширным. Изопахитой 200 м оконтуривается второе поднятие в северных частях Непско-Ботуобинской антеклизы и Катанской седловины.

В распределении осадков и их состава отмечается та же закономерность, что и ранее, обусловленная устойчивой структурой и палеогеографической позицией региона. Сохраняется зональность общего субширотного направления (см. рис. 4.20). В южной половине Сибирской платформы преобладают терригенные породы, в северном и восточном направлениях уменьшается зернистость обломочных пород, происходит их смена на карбонатно-глинистые. Так, в юго-западной краевой части Присаяно-Енисейской антеклизы песчаники и алевролиты составляют около 80 % разреза, глинистые разности – 20 %. Породы красноцветные, реже пестроцветные.

В центральной части Сибирской платформы преобладают глинисто-карбонатные отложения, при этом в северном направлении уменьшается содержание в разрезах глинистых пород и происходит постепенная смена доломитовых пород на известняковые.

Более северная литологическая зона прослеживается полосой, протягивающейся через всю платформу от Туруханo-Норильской гряды через центральную часть Курейской синеклизы вдоль южного борта Анабарской антеклизы на северо-западный склон Алданской антеклизы. Эта зона характеризуется смешанным терригенно-карбонатным составом отложений. В разрезе представлены почти в равном количестве доломиты и известняки глинистые и алевритистые.

Суша сохранила свое местоположение за пределами Сибирской платформы. Значительная роль кластогенных пород в южной половине платформы, повсеместное обогащение карбонатных отложений глинистым материалом, а также смена алевролитов и песчаников на молассоиды на западной границе Присаяно-Енисейской синеклизы свидетельствуют о дальнейшем поднятии суши и усилении эрозионной деятельности.

Глубины бассейна аккумуляции не изменились. Как и в летнинское время, господствовали условия мелководного шельфа. Многочисленные водорослевые образования, глиптоморфозы по галиту, трещины усыхания в отложениях усть-пелядкинского времени позволяют предполагать, что на отдельных участках бассейна глубина его не превышала первых метров, существовали отмели, острова. Интенсивное прогибание дна бассейна вдоль южного обрамления Сибирской платформы полностью компенсировалось осадками. Поступление с суши большого количества пресных вод, несущих обильный кластический материал, определяло характер осадков и снижало соленость вод бассейна до нормальной.

Таким образом, на протяжении кембрийского периода происходили закономерные смены палеогеографических условий. Суша почти во все эпохи располагалась за пределами Сибирской платформы, окаймляя ее с юго-запада, юга и юго-востока. Рельеф суши периодически менялся от высокого до низкого, что вместе с колебаниями уровня моря определяло масштабы поступления терригенного материала в Восточно-Сибирский соленосный бассейн. Границы последнего оставались постоянными на всем протяжении кембрийского периода, и только в начале майского перерыва обширная кратковременная регрессия обусловила резкое сокращение бассейна. Отмечается однонаправленность и в тектонической жизни бассейна: большие скорости прогибания в южной половине платформы и более спокойное погружение в северной. Фиксируется почти постоянное существование зародившихся еще в венде Курейской и Присаяно-Енисейской синеклиз, Байкало-Патомского прогиба. Различные скорости прогибания территории определили разделение бассейна по глубинам. В южной части платформы чаще наблюдаются обстановки глубокого шельфа. Пересекая Сибирскую платформу с запада на восток, почти постоянно сохраняется зона отмелей (шельф сатурации), которая служила своеобразным барьером, регулирующим поступление вод из открытого моря, тем самым определяя соленость вод в областях к югу от нее. Максимальное расширение площади шельфа сатурации в условиях аридного климата неоднократно приводило к резкому повышению солености вод. Постоянное более быстрое прогибание южной половины платформы и интенсивное испарение обусловили направление потока вод в бассейне с севера на юг. В этом направлении постепенно увеличивается соленость вод до образования рассолов и выпадения галита. Последнее подтверждается почти однотипной зональностью в распределении состава осадков по территории платформы и приуроченностью наиболее соленасыщенных разрезов к южным участкам максимальных прогибаний на протяжении всего кембрийского периода.

После внутримайского перерыва начался последующий майско-раннеордовикский этап осадконакопления, характеризующийся снижением солености вод бассейна до стадии садки сульфатов и доломита. Оживление эрозионной деятельности в областях сноса, притоки пресных вод определили известняково-кластогенный состав осадков.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Геологическое строение Восточно-Сибирского соленосного бассейна достаточно полно изучено нефтегазопоисковыми работами. Только в крупнейших отрицательных структурах – Присаяно-Енисейской и Курейской синеклизах – разрезы венда бурением вскрыты не полностью, поэтому не установлено северо-западное ограничение бассейна рифовыми системами Анабаро-Синского фациального региона, не выявлены Присаянское и Патомское ограничения бассейна, его берега.

В Восточно-Сибирском бассейне накопились в основном пачки и пласты галита. Сульфаты составляют прослои, обычно не более 1 м, включения и пласты, доломито-ангидриты слагают пачки, характерные для тирского горизонта венда. Калийные соли, в основном сильвинит, сосредоточены в ангарской свите Непского калиеносного района в центральной части Непско-Ботуобинской антеклизы.

Прослои калийных солей зафиксированы по каротажу нефтегазопоисковых скважин в литвинцевской и ангарской свитах на Ковыктинском месторождении и Балаганкинской площади в Ангаро-Ленской ступени и в хурингдинской майского яруса соленосной свите Тынепского некомпенсированного прогиба на Бахтинском мегавыступе. Это реальные предпосылки для открытия новых месторождений калийных солей.

Основной проблемой стратиграфии венда Сибирского соленосного бассейна остается геологическое время. Изменения геологического возраста границ венда в России (подошва венда с 650 на 600 млн лет, кровля венда с 570 на 535 млн лет) добавили неопределенности в стратиграфических объемах верхов рифея, венда и низов кембрия на Сибирской платформе. Имеющиеся определения абсолютного возраста часто не соответствуют этим рубежам. Так, возраст усольской свиты низов кембрия Ангаро-Ленской ступени соответствует верхам венда. Возраст тирского и непского горизонтов венда Байкитской антеклизы отвечает верхам рифея. Такая несогласованность возраста границ венда и данных абсолютного возраста не позволяет менять принятые на стратиграфических совещаниях объемы и границы вендской системы на Сибирской платформе, во всяком случае до той поры, пока доказательная база не достигнет уровня, позволяющего определить возрастные рубежи вендской системы.

Этапы седиментации и региональные перерывы установлены по результатам детальной корреляции разрезов скважин. Оценены амплитуды размывов во время региональных перерывов, начаты исследования по уточнению начала и окончания региональных перерывов и этапов седиментации на положительных и отрицательных структурах. Нет определений геологического времени региональных перерывов и этапов седиментации. Сделанное в работе допущение об уменьшении длительности региональных перерывов с 10 до 5 млн лет от низа венда к верхам кембрия достаточно логично, поскольку допущение основано на увеличении амплитуды опускания в стадию погружения венд-палеозойского галациклита. Но геологическое время перерывов основано только на циклометрической шкале венда и кембрия юга и центра Сибирской платформы, и оно

может существенно меняться врезультате последующих исследований.

На стратиграфической схеме венда (Тунгусский регион) выделено 26 зон. Это следствие фациальных, литологических и возрастных изменений в вендских разрезах. В будущих стратиграфических работах количество зон будет увеличиваться. Для нефтяной геологии, видимо, целесообразно составлять самостоятельные стратиграфические схемы для районов или областей, чтобы иметь возможность отразить те изменения в разрезах венда, которые используются в практике геолого-разведочных работ.

Основными пользователями стратиграфических схем венда и кембрия Сибирской платформы являются геолого-разведочные предприятия, проводящие поиски, разведку и добычу нефти и газа, так как подавляющая часть их залежей находится в вендском и верхневендско-нижнекембрийском нефтегазоносных комплексах. Поэтому на стратиграфических схемах важно было отразить не только местные подразделения, но и продуктивные пласты, горизонты. На приложениях к настоящей работе эти пласты показаны в тех зонах и районах, где они продуктивны.

Нужно продолжить работы по определению в разрезах кембрия места внутримайского перерыва в осадконакоплении, особенно в Ботуобинско-Сюгджерской фациальной области. Там место перерыва прогнозируется в верхней части метегерской свиты. Свита в большинстве участков находится на небольших глубинах, соли в ее разрезе выщелочены, объем свиты и ее литология искажены, поэтому место раннемайского перерыва однозначно не определяется.

Не решен ряд вопросов по истории формирования Восточно-Сибирского соленосного бассейна.

Два карбонатных уровня в верхнем венде (преображенский и тэтэрский) и четыре карбонатных уровня в кембрии (осинский, эльгянский, олекминский и ичерский) формировались, когда в Восточно-Сибирском бассейне соленость вод была близкой к нормально-морской. Это уменьшение солености объяснялось свободным движением морских вод из глубокого Юдомо-Олекминского региона через полосу мелководья Анабаро-Синского региона и через шельф сатурации на юг Туруханo-Иркутско-Олекминского региона. Следовательно, во время формирования карбонатных толщ полоса мелководья, шельф сатурации и южные районы были погружены и не препятствовали перемещениям морских вод на Сибирской платформе. Это возможно на трансгрессивных этапах эвстатических колебательных движений. Но анализ состава осинского карбонатного уровня и послойная корреляция перекрывающих его низов соленосной юрегинской свиты показали, что карбонаты осинского горизонта формировались на мелководье, они длительное время возвышались над уровнем моря, образуя гряды и прибрежные равнины. Очевидно, карбонатное тело осинского горизонта формировалось перед подъемом территории и в его начале. Это регрессивный этап, время подъема в колебательных движениях. Поэтому обстановки формирования пород, изменения глубин венд-кембрийского бассейна Сибирской платформы требуют продолжения исследований.

Перечисленные особенности стратиграфии, и истории развития Восточно-Сибирского соленосного бассейна приведены в предыдущем издании. За последующие годы установлены новые детали строения и формирование бассейна.

1. Место подошвы венда в обрамлениях бассейна меняется, особенно в Патомском нагорье, где из рифея переводят в венд жуинскую и дальнетайгинскую серии. Перевод жуинской серии обоснован корреляцией разрезов венда по скважинам на площадях бурения в северо-восточной части Непско-Ботуобинской антеклизы, Вилючанской седловины и Предпатомского прогиба. На этих структурах в основании непского горизонта венда выделена и прослежена талахская свита.

2. Залегающий под талахской свитой вилючанский горизонт также отнесен к венду. Составляет ли горизонт основание этой системы или под ним есть еще отложения венда, пока не решено.

3. Региональные стратиграфические горизонты венда имеют комплексное обоснование: литологический состав, ограничение перерывами в осадконакоплении, размывами во время перерывов. Детальная корреляция разрезов скважин показала, что в крупнейших отрицательных структурах бассейна границы даниловского и тирского, тирского и непского горизонтов не имеют указанных признаков обоснования. Границы перемещаются внутрь свит, интенсивность размыва и длительность перерыва на бортах отрицательных структур постепенно уменьшается. В центриклиналях структур не прослеживаются ни размывы, ни перерывы. Значит, в крупнейших отрицательных структурах Восточно-Сибирского соленосного бассейна в разрезах венда желательно провести

исследования по выделению региональных стратиграфических подразделений по иным правилам и со своими названиями.

4. В большинстве публикаций по Сибирской платформе вендская система разделена на нижний и верхний венд. Желательно сохранить данное разделение и утвердить его в МСК. В настоящей книге к нижнему венду отнесены вилючанский и непский горизонты, а к верхнему – тирский и даниловский.

5. Граница венда и кембрия по схеме 1983 г. принята в подошве усольского горизонта (усольской свиты). В книге сохранена данная точка зрения, хотя мнения стратиграфов о ней на этот счет неоднозначны. В схеме 1989 г. в подошве усольской свиты находится граница кембрия и венд-кембрия, решением пленума СибрМСК в 2012 г. граница венда и кембрия вновь принята в подошве усольской свиты.

6. В междуречье Подкаменной Тунгуски и Нижней Тунгуски (ширина 280–400 км) скважинами зафиксировано постепенное уменьшение содержания пластов соли с юга на север в верхнеусольской подсвите. Пласты соли последовательно исчезают сначала в верхней, затем в верхней – средней частях подсвиты. Разрез становится бессолевым и отнесен к сыгдахской свите. Это стандартное уменьшение соленасыщенности в Восточно-Сибирском соленосном бассейне.

7. Майский возраст трилобитов в Тынепской впадине установил это время как последний этап соленакопления в венд-кембрийском соленосном бассейне Сибирской платформы.

Главный результат исследований в 2009–2017 гг. заключается в ограничении территорий распространения региональных стратиграфических горизонтов венда внутренними районами Сибирской платформы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Авдеева В. И.** Стратиграфия позднедокембрийских отложений Ботуобинского газоносного района // Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия Сибирской платформы. – Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978. – С. 76–84.

2. **Атлас** литолого-палеогеографических карт СССР / Отв. ред. Л. П. Виноградов. – Л., 1968. – 310 с.

3. **Афанасьев С. Л.** Геохронологическая шкала фанерозоя и проблемы. – М.: Недра, 1987. – 143 с.

4. **Билык О. Д.** Определение береговой линии палеобассейна по градиенту мощности морских отложений // Новые данные по геологии и нефтегазоносности УССР. – Львов, 1972. – С. 63–66. – (Тр. Львов. ун-та; вып. 6).

5. **Бобров А. К.** Геология Предбайкальского краевого прогиба. Строение и перспективы нефтегазоносности. – М.: Наука, 1964. – 227 с.

6. **Венд и** нижний кембрий Бахтинского мегавыступа / Н. В. Мельников, Л. И. Килина, Т. Р. Кудрина и др. // Региональная стратиграфия нефтегазоносных провинций Сибири. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1985. – С. 3–14.

7. **Владимиров А. В., Медведский А. С.** Корреляция региональных литмостратиграфических подразделений Непско-Ботуобинской антеклизы // Литмологические закономерности размещения резервуаров и залежей углеводородов. – Новосибирск: Наука, 1990. – С. 179–190.

8. **Владимиров А. В., Медведский А. С.** Обоснование выделения региональных литмостратиграфических подразделений венда – нижнего кембрия // Литмологические закономерности размещения резервуаров и залежей углеводородов. – Новосибирск: Наука, 1990. – С. 162–179.

9. **Воробьев В. Н.** Стратиграфические несогласия в южных и центральных районах Сибирской платформы // Новые данные по геологии и нефтегазоносности Лено-Тунгусской провинции. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1982. – С. 4–7.

10. **Геологический** словарь / Отв. ред. К. Н. Парфенгольц. – М.: Недра, 1978. – Т. I, 486 с.; Т. II, 456 с.

11. **Геологическое** строение и перспективы нефтегазоносности кембрия Южно-Тунгусской нефтегазоносной области / Н. В. Мельников, Л. И. Килина, С. А. Константинова и др. // Результаты работ по Межведомственной региональной научной программе «Поиск» за 1992–1993 гг. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1995. – С. 124–130.

12. **Геология и** перспективы нефтегазоносности рифовых систем кембрия Сибирской платформы / В. А. Асташкин, А. И. Варламов, Н. К. Губина и др. – М.: Недра, 1984. – 191 с.

13. **Геология** нефти и газа Сибирской платформы / А. С. Анциферов, В. Е. Бакин, И. П. Варламов и др.; под ред. А. Э. Конторовича, В. С. Суркова, А. А. Трофимука. – М.: Недра, 1981. – 552 с.

14. **Гроссгейм В. А., Аристов Г. Б., Базанов Э. А.** Реконструкция тектонического рельефа дна бассейна седиментации по данным динамической палеогеографии // Состояние и задачи советской литологии. Т. 3 – М.: Наука, 1970. – С. 208–214.

15. **Гутина О. В., Прицан Н. В.** Уточнение стратиграфии разрезов верхнего рифея и венда юго-западной части Сибирской платформы // Стратиграфия и нефтегазоносность венда – верхнего

рифея юго-западной части Сибирской платформы. – Красноярск: КНИИГГиМС, 2001. – С. 21–34.

16. **Гутина О. В., Сидорас С. Д.** Результаты геохронологических исследований отложений венда и протерозоя юго-западной части Сибирской платформы // Стратиграфия и нефтегазоносность венда – верхнего рифея юго-западной части Сибирской платформы. – Красноярск, 2001. – С. 83–99.

17. **Детальная** корреляция разрезов венда и кембрия юга Сибирской платформы / Н. В. Мельников, А. О. Ефимов, Л. И. Килина и др. // Геология и нефтегазоносность Восточной Сибири. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1978. – С. 3–26. – (Тр. СНИИГГиМС; вып. 264).

18. **Дополнения** к стратиграфическому кодексу России. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. – 112 с. – (МПР РФ).

19. **Ефимов А. О.** Приуроченность нефтегазоносных резервуаров к рифогенным постройкам в верхнебилирской подсвите Якутии // Геология и проблемы поисков новых крупных месторождений нефти и газа в Сибири. Ч. 1. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1996. – С. 104–107.

20. **Жарков М. А.** Палеозойские соленосные формации мира. – М.: Недра, 1974. – 392 с.

21. **Жарков М. А., Хоментовский В. В.** Основные вопросы стратиграфии нижнего кембрия и венда юга Сибирской платформы в связи с соленостью // Бюл. МОИП. Отд. геол. – 1965. – № 1. – С. 110–118.

22. **Жарков М. А., Чечель Э. И.** Осадочные формации кембрия Ангаро-Ленского прогиба // Общая характеристика кембрийских отложений и карбонатная формация Ангаро-Ленского прогиба. – Новосибирск: Наука, 1973. – 240 с.

23. **Жарков М. А., Машович Я. Г. Чечель Э. И.** Взаимоотношения соленосной и перекрывающей ее красноцветной формации кембрия на юге Сибирской платформы. – Новосибирск: Наука, 1982. – 130 с.

24. **Казаринов В. П.** Этажи нефтегазоносности в мезозойских осадках Сибири // Проблемы сибирской нефти. – Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1963. – С. 46–57.

25. **Карогодин Ю. Н.** Введение в нефтяную литмологию. – Новосибирск: Наука, 1990. – 240 с.

26. **Карогодин Ю. Н.** Литмологические закономерности размещения резервуаров и залежей углеводородов: Тр. ОИГГиМ СО АН СССР. – Новосибирск: Наука, 1990. – 220 с.

27. **Карогодин Ю. Н.** Ритмичность осадконакопления и нефтегазоносность. – М.: Недра, 1974. – 176 с.

28. **Карогодин Ю. Н.** Седиментационная цикличность. – М.: Недра, 1980. – 242 с.

29. **Кириченко Г. И.** К стратиграфии отложений палеозоя на р. Подкаменной Тунгуске // Тр. ВСЕГЕИ. – 1950. – Вып. 1.

30. **Конева Л. П.** особенности осадконакопления в осинское время на Ангаро-Ленской ступени // Новые данные по геологии и нефтегазоносность Лено-Тунгусской провинции. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1982. – С. 125–133.

31. **Конторович А. Э., Савицкий В. Е.** К палеогеографии Сибирской платформы в раннюю и среднюю кембрийские эпохи // Вопросы литологии палеогеографии Сибири. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1970. – С. 95–108. – (Тр. СНИИГГиМС; вып. 106).

32. **Кузнецов В. Г., Постникова О. В., Малинина А. К.** Коллекторские свойства и строение осинского резервуара Талаканского месторождения (Восточная Сибирь) // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. – 1995. – № 1. – С. 4–30.

33. **Кузнецова Е. Н.** Баровые тела в терригенных отложениях ванаварской свиты венда Катангской седловины (Восточная Сибирь). ГЕО-Сибирь. Т. 2. Недропользование. Горное дело. Ч. 2: сб. матер. VI Междунар. науч. конгр. – С. 103–107.

34. **Литолого-фациальные** условия подсолевых вендских и нижнекембрийских отложений центральной части Сибирской платформы. Г. А. Полякова, Н. И. Васильева и др. // Проблемы геологии нефти и газа Сибирской платформы. – Л., 1982. – С. 42–47.

35. **Мельников Н. В.** Венд и кембрий центральной части Камовского свода: толщины свит, перерывы, структурные планы // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2011. – № 1 (5). – С. 17–32.

36. **Мельников Н. В.** Венд-кембрийский соленосный бассейн Сибирской платформы (Стратиграфия, история развития). – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009. – 148 с.

37. **Мельников Н. В.** Венд-кембрийское опускание юга Сибирской платформы // Геология месторождений нефти и газа Сибирской платформы. Новосибирск: СНИИГГиМС,1984. – С. 59–67.

38. **Мельников Н. В.** Геологическое строение венда западной части Юрубченского газонефтяного месторождения // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2015. – № 1 (21). – С. 23–28.

39. **Мельников Н. В.** Детальная корреляция разрезов скважин – основа определения ампли-

туд размывов во время перерывов в осадконакоплении и прогноза распространения нефтегазоносных пластов (на примере скважин Камовского свода) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2013. – № 1 (13). – С. 10–21.

40. **Мельников Н. В.** Корреляция венда и верхов рифея смежных районов Байкитской антеклизы и Енисейского кряжа Сибирской платформы // Геология и проблемы поисков новых крупных месторождений нефти и газа в Сибири. Ч. 1. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1996. – 156 с.

41. **Мельников Н. В.** Корреляция разрезов нижнего венда Предпатомского района с жуинской серией верхов рифея Патомского района // Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Рифей и венд Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. – Новосибирск: Акад. изд-во «Гео», 2005. – С. 303–308.

42. **Мельников Н. В.** Корреляция подсолевых нефтегазоносных отложений юга Сибирской платформы // Геология и геофизика. – 1982. – № 3. – С. 29–41.

43. **Мельников Н. В.** Стратиграфические несогласия в разрезе венда Катангской седловины // Геология и геофизика. – 1994. – № 4. – С. 27–36.

44. **Мельников Н. В.** Стратиграфия среднего кембрия центральных и северных областей Туруханo-Иркутско-Олекминского фациального региона Сибирской платформы // Закономерности размещения месторождений нефти и газа Сибирской платформы. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1990. – С. 4–16.

45. **Мельников Н. В.** Циклостратиграфическая схема венда и нижнего кембрия юга Сибирской платформы // Региональная стратиграфия нефтегазоносных провинций Сибири. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1985. – С. 49–58.

46. **Мельников Н. В.** Циклы седиментации в бассейновых условиях // Теоретические и методологические вопросы геологии нефти и газа. – Новосибирск: Наука, 1981. – С. 103–113.

47. **Мельников Н. В., Килина Л. И.** Литология и условия формирования вендских и кембрийских отложений в южной половине Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции // Литология и геохимия нефтегазоносных толщ Сибирской платформы. – М.: Наука, 1981. – С. 51–66.

48. **Мельников Н. В., Шабанова О. С., Горяева И. Е.** Уточнение стратиграфии кембрия Бахтинской области Туруханo-Иркутско-Олекминского региона Сибирской платформы (по результатам изучения параметрической Нижнеимбакской скв. 219) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2013. – № 2 (14). – С. 35–44.

49. **Мельников Н. В., Шемин Г. Г., Ефимов А. О.** Палеогеография Сибирской платформы в венде // Палеогеография фанерозоя Сибири. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1989. – С. 3–10.

50. **Мельников Н. В., Шемин Г. Г., Осташевский Б. Б.** Цикличность кембрийских отложений Приленского района Непско-Ботуобинской антеклизы // Геология и геофизика. – 1978. – № 7. – С. 9–14.

51. **Москвитин И. Е.** Строение и состав сералахской свиты (венд) бассейна реки Олекмы // Стратиграфия и палеонтология протерозоя и кембрия востока Сибирской платформы. – Якутск, 1970. – С. 116–122.

52. **Мышевский Н. В.** Игнялинский барьерный риф – новый перспективный объект на Непском своде // Геология и геофизика. – 1991. – № 11. – С. 99–107.

53. **Наливкин В. Д.** Учение о фациях. Т. 1. – М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1956. – 534 с.

54. **Некомпенсированные** прогибы и зоны вымывания солей в разрезе кембрия Сибирской платформы / Н. В. Мельников, А. О. Ефимов, И. Г. Сафронова и др. // Новые данные по геологии и нефтегазоносности Сибирской платформы. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1980. – С. 36–50. – (Тр. СНИИГГиМС; вып. 284).

55. **Непско-Ботуобинская** антеклиза – новая перспективная область добычи нефти и газа на Востоке СССР. – Новосибирск: Наука, 1986. – 244 с.

56. **Нефтегазоносность** рифоподобных образований кембрия в Лено-Тунгусской провинции / Г. Г. Шемин, Л. И. Килина, И. А. Кальвин, Л. Е. Стариков // Геология нефти и газа. – 1988. – № 10. – С. 26–29.

57. **Нижний** палеозой юго-западного склона Анабарской антеклизы (по материалам бурения) / Ю. Я. Шабанов, В. А. Асташкин, Н. В. Ваганова и др. – Новосибирск: Наука, 1987. – 205 с.

58. **Новые** данные о разрезе верхнего докембрия юго-западной части Предпатомского краевого прогиба / В. П. Жерновский, Л. Д. Колотущенко, В. С. Ситников и др. // Стратиграфия позднего докембрия и раннего палеозоя Сибири. Венд и рифей. – Новосибирск: Изд-во ИГиГ СО АН СССР, 1985. – С. 36–43.

59. **Органогенные** постройки осинского горизонта нижнего кембрия в Талакан-Верхнечонской зоне нефтегазонакопления / Н. В. Мельников, В. С. Ситников, В. И. Васильев и др. // Геология и геофизика. – 2005. – Т. 46, № 8. – С. 856–864.

60. **Основные** этапы развития докембрийского органического мира: Сообщение 2. Поздний протерозой / В. Н. Сергеев, М. А. Семихатов, М. А. Федонкин, Н. Г. Воробьева // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2010. – Т. 18, № 6. – С. 3–34.

61. **Палеогеография** Сибирской платформы в раннем кембрии – амгинском ярусе среднего кембрия / В. Н. Киркинская, А. Ф. Василевский, В. А. Даценко и др. // Палеогеография позднепротерозойских и палеозойских бассейнов Сибирской платформы. – Л., 1975. – С. 62–68.

62. **Палеогеография** Сибирской платформы в раннем кембрии / Н. В. Мельников, В. А. Асташкин, Л. И. Килина, Б. Б. Шишкин // Палеогеография фанерозоя Сибири. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1989. – С. 10–17.

63. **Периодические** процессы в геологии / под ред. Н. В. Логвиненко. – Л.: Недра, 1976. – 264 с.

64. **Перспективы** освоения сырьевой базы калийных удобрений на востоке России // Аксенов Е. М., Ю. В. Баталин, А. К. Вишняков и др. // Минеральные ресурсы России. – 2008. – № 1. – С. 78–89.

65. **Петраков В. У.** Стратиграфия нижнего палеозоя Туруханского района // Геология и геофизика. – 1964. – № 4. – С. 19–35.

66. **Писарчик Я. К.** Литология и фации нижне-среднекембрийских отложений Иркутского амфитеатра (в связи с нефтегазоносностью и соленостью) // Тр. ВСЕГЕИ. Нов.сер. – 1963. – Т. 89. – 340 с.

67. **Писарчик Я. К., Минаева М. А., Русецкая Г. А.** Палеогеографическая характеристика Сибирской платформы в кембрийское время // Геологическое строение и нефтегазоносность восточной части Сибирской платформы и прилегающих районов. – М., 1968. – С. 81–90.

68. **Писарчик Я. К., Минаева М. А., Русецкая Г. А.** Палеогеография Сибирской платформы в кембрии // Региональная стратиграфия нефтегазоносных провинций Сибири. – Л.: Недра, 1975. – 195 с.

69. **Покровская Н. В.** Стратиграфия кембрийских отложений юга Сибирской платформы // Вопросы геологии Азии. Т. 1. – М.: Изд-во АН СССР. – 1954. – С. 444–465.

70. **Принципы** разработки номенклатуры песчаных пластов ванаварской свиты венда Байкитской НГО / Н. В. Мельников, М. А. Масленников, Л. В. Боровикова и др. // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2013. – № 2 (14). – С. 19–25.

71. **Решения** Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. – Л.: ВСЕГЕИ, 1983. – 216 с.

72. **Решения** Четвертого межведомственного регионального стратиграфического совещания по уточнению и дополнению стратиграфических схем венда и кембрия внутренних районов Сибирской платформы. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1989. – 64 с.

73. **Рублев А. Г.** Современное состояние изотопно-геохронологической шкалы фанерозоя // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 1996. – Т. 4, № 6. – С. 3–13.

74. **Рябкова Л. В., Мангазеева Н. В.** Обоснование наличия предтирского перерыва на территории Непско-Ботуобинской антеклизы // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2017. – № 2(30). – 50–57.

75. **Сафронов А. Ф., Булгакова М. Д., Гайдук В. В.** Генетические типы карбонатных пород осинского горизонта – главного резервуара нефти крупного Талаканского месторождения (Западная Якутия) // Геология и геофизика. – 2004. – Т. 45, № 1. – С. 134–143.

76. **Семихатов М. А.** Верхний докембрий. Состояние изученности стратиграфии докембрия и фанерозоя России. Задачи дальнейших исследований // Постановления межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 38. – СПб., 2008. – С. 15–27.

77. **Семихатов М. А.** Новейшие шкалы общего расчленения докембрия: сравнение // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 1993. – Т. 1, № 1. – С. 6–20.

78. **Семихатов М. А., Кузнецов А. Б., Чумаков Н. М.** Изотопный возраст границ общих стратиграфических подразделений верхнего протерозоя (рифея и венда) России: эволюция взгядов и современная оценка // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2015. – Т. 23, № 6. – С. 16–27.

79. **Советов Ю. К., Комлев Д. А.** Тиллиты в основании оселковой серии Присаянья и нижняя граница венда на юго-западе Сибирской платформы // Стратиграфия, геологическая корреляция. – 2005. – № 4. – С. 3–34.

80. **Современные** и ископаемые рифы. Термины и определения: справочник. – М.: Недра, 1990. – 184 с.

81. **Соколов Б. С.** Хроностратиграфическое пространство литосферы и венд как геоисторическое подразделение неопротерозоя // Геология и геофизика. – 2011. – Т. 52, № 10. – С. 1334–1348.

82. **Спижарский Т. Н., Толстихина М. А.** Кембрий // Палеогеография СССР. Т. 1. – М.: Недра, 1974. – С. 127–166.

83. **Станевич А. М.** Рабочий вариант к унифицированной региональной стратиграфической схеме позднего докембрия Саяно-Байкало-Патомского региона (юг Сибирской платформы). – Иркутск, 2016.

84. **Стратиграфическая** схема терригенных отложений венда северо-востока Непско-Ботуобинской антеклизы / М. В. Лебедев, С. А. Моисеев, В. А. Топешко, А. М. Фомин // Геология и геофизика. – 2014. – Т. 55, № 5–6. – С. 874–890.

85. **Стратиграфический** кодекс / Изд. третье, доп. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2006. – 95 с.

86. **Стратиграфия** кембрия Бахтинского мегавыступа / Н. В. Мельников, Л. И. Егорова, Л. И. Килина и др. // Геология и геофизика. – 1989. – № 3. – С. 9–21.

87. **Стратиграфия** нефтегазоносных бассейнов Сибири. Ордовик Сибирской платформы / А. В. Каныгин, А. Г. Ядренкина, А. В. Тимохин и др. – Новосибирск: Акад. изд-во «Гео», 2007. – 269 с.

88. **Стратиграфия** нефтегазоносных бассейнов Сибири. Рифей и венд Сибирской платформы и ее складчатого обрамления / Н. В. Мельников, М. С. Якшин, Б. Б. Шишкин и др. – Новосибирск: Акад. изд-во «Гео», 2005. – 428 с.

89. **Стратиграфия** позднего докембрия Сибирской платформы / В. В. Хоментовский, В. Ю. Шенфиль, М. С. Якшин, В. Г. Пятилетов // Органический мир и биостратиграфия позднего докембрия и палеозоя Сибири и смежных регионов. – Новосибирск, 1981. – С. 6–26.

90. **Стратиграфия** позднедокембрийских отложений Ботуобинского газоносного района / В. И. Авдеева, О. Д. Драгунов, А. С. Ковтун и др. // Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия Сибирской платформы. – Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978. – С. 76–84.

91. **Страхов И. М.** Основы теории литогенеза. Т. 2. – М.: Изд-во АН СССР, 1960. – 574 с.

92. **Строение** и условия формирования кембрийских соленосных отложений на территории СССР / И. В. Британ, М. А. Жарков, М. Л. Кавицкий и др. // Проблемы соленакопления. Т. II. – Новосибирск: Наука, 1977. – С. 203–227.

93. **Сулимов И. Н.** Присаяно-Енисейский догерцинский краевой прогиб. – Л.: Недра, 1970. – 246 с.

94. **Томмотский** ярус и проблема нижней границы кембрия / А. Ю. Розанов, В. В. Миссаржевский, Н. А. Волкова и др. // Тр. ГИН АН СССР. – 1969. – Вып. 206. – 380 с.

95. **Трофимук А. А., Карогодин Ю. Н.** Теоретические и прикладные вопросы цикличности осадконакопления // Основные теоретические вопросы цикличности седиментогенеза. – М.: Наука, 1977. – С. 9–33.

96. **Условные** обозначения и методические указания по составлению атласа литолого-палеогеографических карт СССР / В. Д. Наливкин, В. Н. Верещагин и др. – М.: Госгеолтехиздат, 1962. – 46 с.

97. **Фациальное** районирование нижнего-среднего кембрия междуречья Подкаменной и Нижней Тунгусок / Н. В. Мельников, А. В. Исаев, Е. В. Смирнов и др. // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2014. – № 3 (19). – С. 3–17.

98. **Феофилова А. П.** К вопросу о классификации циклов осадконакопления в угленосной толще Донбасса // Докл. АН СССР. – 1954. – Т. 94, № 15. – С. 933–936.

99. **Филипцов Ю. А.** Геологическое строение рифейских прогибов западной части Сибирской платформы // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2011. – № 4(8). – С. 30–47.

100. **Хаин В. Е.** Общая тектоника. – М.: Недра, 1973. – 512 с.

101. **Хоментовский В. В., Репина Л. П.** Нижний кембрий стратотипического разреза Сибири. – М.: Наука, 1965. – 199 с.

102. **Хоментовский В. В., Файзуллин М. Ш., Карлова Г. А.** Немакит-далдынский ярус венда юго-запада Сибирской платформы // Докл. РАН. – 1998. – Т. 362, № 6. – С. 813–815.

103. **Хоментовский В. В., Федоров А. Б., Карлова Г. А.** Нижняя граница кембрия во внутренних районах севера Сибирской платформы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 1998. – Т. 6, № 1. – С. 3–11.

104. **Цахновский М. А.** Циклы соленакоплений на юге Сибирской платформы // Геология и калиеносность Сибирской платформы и других районов соленакопления СССР. – М.: Наука, 1970. – С. 210–216.

105. **Чечель Э. И., Василевский А. Ф., Машович Я. Г.** Литолого-палеогеографический анализ отложений кембрия юга Сибирской платформы в связи с перспективами их калиеносности // Перспективы калиеносности Сибири. – М.: Наука, 1972. – С. 82–88.

106. **Чечель Э. И., Машович Я. Г., Гилев Ю. Г.** Закономерности строения соленосных отложений

кембрия юга Сибирской платформы. – М.: Недра, 1977. – 142 с.

107. **Шемин Г. Г.** Геология и перспективы нефтегазоносности венда и нижнего кембрия центральных районов Сибирской платформы (Непско-Ботуобинская, Байкитская антеклизы и Катангской седловина). – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2007. – 467 с.

108. **Шемин Г. Г.** Корреляция нефтегазоносных и проницаемых пластов подсолевых вендско-нижнекембрийских отложений центральных районов Лено-Тунгусской провинции // Региональная стратиграфия нефтегазоносных провинций Сибири. – Новосибирск: СНИИГГиМС,1985. – С. 127–137.

109. **Шенфиль В. Ю.** Поздний докембрий Сибирской платформы. – Новосибирск: Наука, 1991. – 185 с.

110. **Юшинская З. Н., Сирык С. И.** Об уточнении стратиграфической схемы верхнего докембрия юга Сибирской платформы в связи с поисками углеводородных скоплений // ВНИИОЭНГ. Сер. нефтегазовая геология и геофизика: экспресс-информация. – 1990. – Вып. 8. – С. 1–6.

111. **A new** Geological Time Scale, With special reference to Precambrian and Neogene / F. M. Gradstein, G. Ogg, Smith et al. Episodes. Vol. 27. Copyright ICS, 2004.

112. **Chen Xu.** Three new stage names of Ordovician System // J. Stratigraphy. 2006.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение ... 3
Глава 1. Стратиграфия венда и кембрия Восточно-Сибирского соленосного бассейна ... 9
1.1. Шкала геологического времени венда и кембрия ... 10
1.1.1. Шкала геологического времени венда и кембрия Восточно-Сибирского соленосного бассейна ... 11
1.2. Стратиграфия вендских отложений ... 12
1.2.1. Общая стратиграфическая шкала ... 13
1.2.2. Фациальное районирование территории (в соавторстве с Л. В. Боровиковой) ... 15
1.2.3. Региональные и местные подразделения ... 17
1.3. Стратиграфия кембрийских отложений ... 32
1.3.1. Общая стратиграфическая шкала ... 34
1.3.2. Фациальное районирование территории ... 35
1.3.3. Региональные и местные подразделения (в соавторстве с О. С. Шабановой) ... 38
Глава 2. Региональные перерывы в осадконакоплении ... 68
2.1. Региональные перерывы в венде ... 70
2.1.1. Перерывы в разрезе венда Байкитской антеклизы ... 70
2.1.2. Перерывы в разрезе венда Катанской седловины ... 77
2.1.3. Стратиграфическое место границ даниловского и тирского горизонтов в отрицательных структурах венда Сибирской платформы ... 84
2.1.3.1. Предданиловский перерыв в разрезе верхнего венда юга Байкитской антеклизы и востока Ангарской зоны складок (в соавторстве с Л. В. Медюхиной) ... 84
2.1.3.2. Предтирский перерыв в северо-восточных частях Непско-Ботуобинской антеклизы и Предпатомского прогиба (в соавторстве с Л. В. Рябковой) ... 89
2.2. Перерывы в кембрии ... 92
2.2.1. Раннемайский региональный перерыв ... 92
2.2.2. Предлитвинцевский перерыв ... 97
2.2.3. Позднеосинский перерыв ... 98
2.2.3.1. Позднеосинский перерыв на Непском своде в Талакан-Верхнечонской зоне нефтегазонакопления ... 100
2.2.3.2. Особенности строения осинского горизонта в южной части Непско-Ботуобинской антеклизы ... 105
2.2.3.3. Позднеосинский перерыв на Ангаро-Ленской ступени ... 107
Глава 3. Цикличность разрезов венда и кембрия Восточно-Сибирского соленосного бассейна Сибирской платформы ... 111
3.1. Циклы седиментации в осадочных бассейнах ... 112
3.2. Цикличность вендских и нижнекембрийских отложений соленосного бассейна Сибирской платформы ... 116

3.3. Последовательность заполнения осадками венд-кембрийского соленосного бассейна Сибирской платформы 119
3.4. Схемы формирования регоциклитов 123
Глава 4. История геологического развития 132
4.1. Легенда литолого-палеогеографических карт 133
4.2. Позднерифейско-ранневендский рельеф юга Сибирской платформы (в соавторстве с А. Н. Процко) 136
4.3. Вендский период (в соавторстве с М. А. Масленниковым) 137
4.4. Кембрийский период 147
Заключение 166
Список литературы 169

Научное издание

Николай Владимирович Мельников

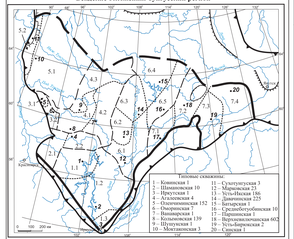
ВЕНД-КЕМБРИЙСКИЙ СОЛЕНОСНЫЙ БАССЕЙН СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ. (СТРАТИГРАФИЯ, ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ)

Редактор *Т. А. Воронина, Е. С. Изотова*
Корректоры *Е. С. Изотова, Т. А. Воронина*
Компьютерная верстка *Е. С. Изотовой*

Сдано в набор 03.03.2017 г. Подписано в печать 00.00.2017 г.
Бумага ВХИ. Формат 60×84 1/8. Офсетная печать. Гарнитура Calibri.
Уч.-изд. л. 0000. Тираж 00000 экз. Заказ №
Отпечатано в

РЕГИОНАЛЬНАЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА ВЕНДА ТУНГУССКОГО РЕГИОНА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Схема фациального районирования Сибирской платформы. Вендские отложения. Тунгусский регион



Типовые скважины:
1 – Ковинская 1
2 – Шаманихинская 10
3 – Ичерская 1
4 – Агалеевская 4
5 – Олекминская 152
6 – Оморинская 7
7 – Нижнеиркинская 1
8 – Ербогаченская 139
9 – Игнутская 1
10 – Мостовинская 3
11 – Сухотунгусская 3
12 – Марковская 23
13 – Усть-Нюкжинская 186
14 – Даниловская 225
15 – Средневобринская 10
16 – Парфеновская 1
17 – Паршинская 1
18 – Ангаро-Ленская 602
19 – Усть-Ангарская 2
20 – Синская 1

Границы:
- Сибирской платформы
- распространения вендских отложений
- Тунгусского региона: достоверные (а), условные (б)

фациальных районов
фациальных зон

3.2 индексы фациальных районов
• 19 типовые скважины

Фациальные регионы, районы, зоны

1. *Ангаро-Ленский район*
1.1. Ковинская зона
1.2. Ийско-Жигаловская зона
1.3. Иркутская зона

2. *Предъенисейский район*
2.1. Ийбинская зона
2.2. Агалеевская зона

3. *Оморинский район*

4. *Байкитско-Катангский район*
4.1. Тайгинская зона
4.2. Собинская зона
4.3. Кордонская зона

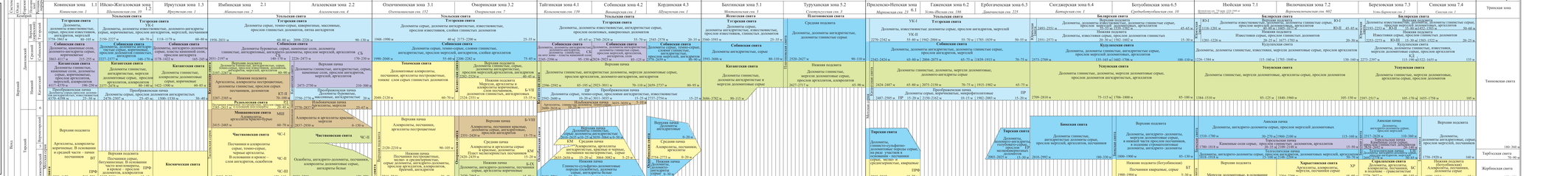
5. *Туруханско-Бахтинский район*
5.1. Бахтинская зона
5.2. Туруханская зона

6. *Ненско-Ботуобинский район*
6.1. Прибрежно-Ненская зона
6.2. Тэтэрская зона
6.3. Ербогаченская зона
6.4. Средневобринская зона
6.5. Ботуобинская зона

7. *Предъенисейский район*
7.1. Ийбинская зона
7.2. Вилюйская зона
7.3. Березовская зона
7.4. Синская зона

Перерывы:
1 – Предъенисейский
2 – Оморинский
3 – Внутренний
4 – Предтерский
5 – Центральный
6 – Предленский

Нефтегазоносные пласты


Ангаро-Ленский район 1
Нижнеангарский район 2
Предъенисейский район 3
Байкитско-Катангский район 4
Туруханско-Бахтинский район 5
Ненско-Ботуобинский район 6
Предангарский район 7
Ковинская зона 1.1
Ийско-Жигаловская зона 1.2
Иркутская зона 1.3
Ийбинская зона 2.1
Агалеевская зона 2.2
Оморинская зона 3.2
Тайгинская зона 4.1
Собинская зона 4.2
Кордонская зона 4.3
Бахтинская зона 5.1
Туруханская зона 5.2
Прибрежно-Ненская зона 6.1
Тэтэрская зона 6.2
Ербогаченская зона 6.3
Ботуобинская зона 6.5
Ийбинская зона 7.1
Вилюйская зона 7.2
Березовская зона 7.3
Синская зона 7.4
Усольская серия
Тотурская свита
Собинская свита
Катангская свита
Преображенская свита
Бадаранская свита
Юшинская свита
Ирбинская свита
Красноярская свита
Чистяковская свита
Моисеевская свита
Ермаковская свита
Косинская свита
Аянская свита
Верхняя подсвита
Нижняя подсвита
Ханда-Хайская свита
Ийбинская свита
Ербогаченская свита
Средневобринская свита
Ботуобинская свита
Игнутская свита
Мостовинская свита
Ичерская свита
Агалеевская свита
Оморинская свита
Ийская свита
Вилюйская свита
Березовская свита
Синская свита
Верхний
Средний
Нижний
Венд
Верхний
Средний
Нижний
Рифей
Верхний
Средний
Нижний
Общие подразделения
Регио-нальные подразделения
Местные подразделения
Свиты
Литологические колонки
Усть-Ангарская
Катангская
Чистяковская
Моисеевская
Ермаковская
Косинская
Аянская
Ханда-Хайская
Ийбинская
Ербогаченская
Средневобринская
Ботуобинская
Игнутская
Мостовинская
Ичерская
Агалеевская
Оморинская
Ийская
Вилюйская
Березовская
Синская
Предъенисейская
Оморинская
Байкитская
Катангская
Ангарская
Ленская
Предангарская
Предленская
Ковинская
Ийско-Жигаловская
Иркутская
Ийбинская
Агалеевская
Оморинская
Тайгинская
Собинская
Кордонская
Бахтинская
Туруханская
Прибрежно-Ненская
Тэтэрская
Ербогаченская
Ботуобинская
Ийбинская
Вилюйская
Березовская
Син

СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА КЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ТУРУХАНО-ИРКУТСКО-ОЛЕКМИНСКОГО РЕГИОНА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

ПРИЛОЖЕНИЕ 2

ОБЩАЯ ШКАЛА: СИСТЕМА, ОТДЕЛ, НАДЪЯРУС, ЯРУС; РЕГИОНАЛЬНАЯ ШКАЛА: ГОРИЗОНТ, ПОДГОРИЗОНТ; ВРЕМЯ, МЛН ЛЕТ; ХАРАКТЕРНЫЙ КОМПЛЕКС ОРГАНИЧЕСКИХ ОСТАТКОВ

ИРКУТСКО-БАЙКИТСКАЯ ОБЛАСТЬ А

Ангаро-Непский район A_1

Ангарская зона 1.1 — *Заярская скв. 1-0*

Непская зона 1.2 — *Иркутяхская скв. 27*

Приленская зона 1.3 — *Инякская скв. 189*

Усть-Кутская свита O_1

Трилобиты: *Plethopeltoides lepidus* Laz., *Facivra premiera* Ros. *F. infida* Laz., *Dentomella sibirica* Laz. *Koldinia pusilla* Laz., *Kuraspis similis* N. Tchern. *K. antiqua* Ros. *K. obscura* N. Tchern., *Lemiites planus* (Laz.), *Pesaiella perfida* (N.Tchern). *Ritella plena* Khram. et Peg., *Polinocor palina incertu* Khram.

Илгинская свита

Светло-серые пестроцветные песчаники, алевролиты, прослои доломитов и аргиллитов

115–135 м | 20–170 м | 300–318 м | 15–30 м | 35–145 м

ВЕРХОЛЕНСКАЯ СЕРИЯ

Кардинская свита

Мергели коричневые прослои песчаников, алевролитов

135–393 м | 130–260 м

Ритинская свита

Песчаники пестроцветные, прослои алевролитов

393–443 м | 50–60 м

Михайловская свита

Мергели коричневые, прослои песчаников

443–533 м | 90–225 м

Усть-Талькинская свита

Алевролиты и песчаники коричневые

533–563 м | 30–105 м

Балаганская свита

Мергели коричневые, алевритистые

563–707 м | 145–165 м

Осинская свита

Мергели доломитовые коричневые, доломиты, ангидриты

707–724 м | 15–125 м

Верхоленская свита

Мергели, алевролиты, аргиллиты, песчаники коричневые, прослои доломитов, песчаников серых, ангидритов

318–764 м | 385–445 м

Змеиногорская свита

Мергели, алевролиты

165–290 м

Трилобиты: *Markhasyis binodaeformis* Og., *Bolaspidina? rotunda* N. Tchern., *Alaktina* sp.

Трилобиты: *Proasaphiscus sibiricus* N. Tchern., *P. clarus* N. Tchern., *Dolocephalus orientalis* Og., *Itcheriella lata* Og.

Литвинцевская свита

Верхняя подсвита

Доломиты темно-серые, коричневатые, прослоями глинистые, засолоненные

724–774 м | 40–75 м | 764–825 м | 55–80 м

Литвинцевская свита

Известняки, доломиты серые

135–220 м

Нижняя подсвита

Известняки, доломиты, песчаники темно-серые, серые

774–855 м | 55–80 м | 825–880 м | 55–65 м

Трилобиты: *Namanoia evetavica* Suv., *N. namanensis* Lerm., *Antagmella tchetchuica* Og.

Ангарская свита

Верхняя подсвита

Чередование каменной соли и доломитов темно-серых, прослои известняков

855–1026 м | 170–390 м

Ангарская свита

Верхняя подсвита

Каменные соли, доломиты, известняки серые, ангидриты

880–1186 м | 300–350 м

Ангарская свита

Доломиты серые, карбонатные брекчии, ангидриты

250–700 м

Нижняя подсвита

Доломиты темно-серые, ангидриты, пласты каменной соли

1164–1334 м | 75–170 м

Нижняя подсвита

Каменные, калийные соли в подсвите - доломиты

1186–1404 м | 160–220 м

Трилобиты: *Jakutus quadriceps* (Rjonn.), *Oklobmaspis bohrovi* Suv., *Buttayspis ornatus* Lerm., *Bergeroniellus taborensis* Suv., *Binodaspis secunda* Suv., *Solenopleurella bella* (Rjon)

Булайская свита

Доломиты, известняки темно-серые

1334–1448 м | 105–130 м | 1404–1500 м | 70–115 м

Булайская свита

Доломиты, известняки серые

120–160 м

Трилобиты: *Tunguseella obesa* Rep., *T. munica* Rep. *tinuyina* sp.

Трилобиты: *Bulaiaspis prima* Lerm., *B. modesta* Suv., *B. vologdini* Lerm., *B. limbata* Rep.

Бельская свита

Верхняя подсвита

Чередование каменной соли, доломитов серых, коричневато-серых, ангидритов

1448–1609 м | 110–160 м | 1500–1645 м | 95–145 м

Бельская свита

Доломиты, известняки серые, карбонатные брекчии, ангидриты

270–560 м

Нижняя подсвита

Известняки, доломиты темно-серые, прослои каменной соли, доломито-ангидриты

1609–2002 м | 245–400 м

Трилобиты: *Elganellus elegans* Suv., *E. penna* Suv., *Malykania gribovae* Suv., *M. nochnyanesis* Suv., *Bigotina malykanica* Suv., *Tollii nella varfamovi* Jegor.

Усольская свита

Верхняя подсвита

Каменные соли, доломиты, доломито-ангидриты

495–710 м

Усольская свита

Верхняя подсвита

Каменные соли, доломиты, доломито-ангидриты

1645–1938 м | 290–335 м

Усольская свита

Верхняя подсвита

Каменные соли, доломиты, ангидрито-доломиты серые

2740–3542 м | 580–735 м

Средняя подсвита (осинская)

Доломиты, известняки темно-серые

1938–2238 м | 265–300 м | 2338–2302 м | 50–80 м | 1722–1781 м | 45–70 м

Археоциаты: *Robustocyathus* cf. *novus* Zhur.

Средняя подсвита

Доломиты, известняки серые

2656–2701 м | 80–105 м

Средняя подсвита

Доломиты, известняки серые

3542–3587 м | 45–75 м

Нижняя подсвита

Каменные соли, доломиты серые

100–125 м | 2302–2351 м | 25–50 м | 1781–1813 м | 30–45 м

Нижняя подсвита

Каменные соли, доломиты

2701–2760 м | 35–60 м

Нижняя подсвита

Каменные соли, доломиты глинистые, доломиты серые

3587–3758 м | 130–170 м

Тэтэрская свита

Доломиты темно-серые, прослои известняков, доломитов глинистых, аргиллитистых, доломито-ангидритов

50–70 м | 2351–2390 м | 30–40 м | 1813–1864 м | 45–50 м

Присаянский район A_2

Тассеевская зона 2.1 — *Сутянская скв. 1*

Богучанская зона 2.2 — *Богучанская скв. 1*

Ковинская зона 2.3 — *Копитская скв. 1*

Усть-Кутская свита O_1

Контратьевская свита

Песчаники с прослоями аргиллитов, известняков, алевролитов

0–80 м

Верхоленская свита

Алевролиты, мергели красно-бурые, темно-бурые, прослои песчаников, аргиллитов, включения гипса

103–377 м | 0–780 м

Дутовская O_1 свита

Кондратьевская свита

Песчаники серые, красные мелкозернистые, средне-зернистые, прослои аргиллитов

110–115 м

Ангарская свита

Алевролиты красно-бурые, прослои серых известняков, доломитов, мергелей

377–639 м | 0–530 м

Илгинская свита

Пестроцветные песчаники, алевролиты, мергели, прослои доломитов

800–828 м | 30 м

Верхоленская свита

Переслаивание мергелей, песчаников, аргиллитов с прослоями гипса. Окраска пород красно-бурая, зеленая

80–782 м | 640–1170 м | 828–1392 м | 520–565 м

Ангарская свита

Каменные соли, доломиты серые, прослои аргиллитов серых, и бурых аргиллитов

782–1136 м | 330–485 м | 1569–2046 м | 475–500 м

Литвинцевская свита

Верхняя подсвита

Доломиты, соли

1392–1480 м | 50–90 м

Нижняя подсвита

Доломиты, известняки

0–55 м | 1480–1569 м | 90–95 м

Булайская свита

Доломиты серые, слои аргиллитов, алевролитов серых, красно-бурых и зеленовато-серых

639–746 м | 80–105 м

Булайская свита

Доломиты и известняки серые, темно-серые, прослои ангидритов

1136–1238 м | 100–140 м | 2046–2157 м | 110–115 м

Бельская свита

Верхняя подсвита

Каменные соли, доломиты серые, прослои ангидритов, известковистых доломитов

Бельская свита

Верхняя подсвита

Аллевролиты красно-бурые и зеленовато-серые, прослои серо-зеленых аргиллитов, доломитов и оранжевой каменной соли

3106–3363 м | 255–340 м

Нижняя подсвита

Переслаивание известняков и доломитов серых, темно-серых, прослои красного-коричневого алевролита, белого и розового ангидрита

3363 – забой | 305–485 м

Усольская свита

Переслаивание каменных солей серых, белых, прозрачных с доломитами серыми, темно-серыми, ангидритистыми

1973–3104 м* | 1130 м

Тэтэрская свита

Доломиты серые прослоями ангидритистые, глинистые

3104–3163 м | 60 м | 3758–3865 м | 85–105 м

Байкитско - Катангский район A_3

Нижнеангарская зона 3.1 — *Обдинская*

Ангалевская скв. 4

Байкитская зона 3.2 — *Ванаварская скв. 1*

Усть-Кутская свита O_1

Эвенкийская свита

Верхняя подсвита

Алевролиты, алевритистые аргиллиты, песчаники

180 м

Нижняя подсвита

Алевролиты глинистые, мергели алевритистые с редкими прослоями. Окраска пород коричневато-бурая, местами зеленовато-серая

370 м

Желездеевская свита

Пестроцветные доломиты, известняки, реже брекчии, в основании песчаники

163 м

Средняя подсвита

Известняки, доломиты

110 м

Нижняя подсвита

Известняки, доломиты, брекчии, мергели

45 м

Климинская свита

Верхняя подсвита

Брекчии, доломиты, мергели, известняки

55 м

Средняя подсвита

Ритмичное чередование известняков и доломитов

275 м

Нижняя подсвита

Доломиты, известняки, мергели, редко ангидриты

170 м

Агалёвская свита

Верхняя подсвита

Доломиты, известняки, брекчии красноцветные

195 м

Ангарская свита

Доломиты серые, известняки серые, карбонатные брекчии

222–566 м | 260–545 м | 1087–1664 м | 410–580 м

Пермь-карбон

Пролетарская свита O_2

0–195 м

Нижняя подсвита

Мергели, аргиллиты красноцветные

242–321 м | 0–200 м | 582–1001 м* | 245–270 м

Олёчимнинская свита

Доломиты серые, мергели коричневые

1001–1032 м | 30–65 м

Литвинцевская свита

Верхняя подсвита

Доломиты, каменные соли, доломиты известковистые, глинистые с прослоями красноцветных мергелей, аргиллитов

321–386 м | 1032–1187 м | 120–160 м

Нижняя подсвита

Известняки, доломиты темно-серые

386–420 м | 10–135 м | 1187–1232 м | 60–70 м

Ангарская свита

Каменные соли, доломиты серые, прослои мергелей красноцветных, доломито-ангидритов серых

420–596 м | 205–235 м | 1232–1655 м | 255–460 м

Бельская свита

Верхняя подсвита

Доломиты и известняки темно-серые, прослоями кавернозные, глинистые, ангидритистые

596–675 м | 1655–1770 м | 55–95 м

Бельская свита

Верхняя подсвита

Доломиты, известковистые, ангидритистые, глинистые, до аргиллитов с слоями каменной соли

712–853 м | 115–165 м | 1803–1985 м | 160–320 м

Нижняя подсвита

Известняки и доломиты серые, прослоями глинистые, с единичными прослоями солей, с включениями ангидритов

853–1193 м | 290–340 м | 1985–2300 м | 255–340 м

Усольская свита

Каменные соли, доломиты серые, ангидритовые доломиты светло-серые, прослои глинистых доломитов

1193–2117 м* | 635–840 м

Усольская свита

Верхняя подсвита

Переслаивание солей с доломитами серыми глинистыми, прослоями ангидритистыми

2300–2656 м | 300–380 м

Нижняя подсвита

Доломиты и известняки ангидритистые

2656–2760 м | 35–60 м

Тэтэрская свита

Доломиты, доломиты ангидритистые серые, прослои мергелей

2117–2226 м | 110–150 м | 2760–2824 м | 30–60 м

БОТУОБИНСКО - СЮГДЖЕРСКАЯ ОБЛАСТЬ Б

Ботуобинский район $Б_1$

Среднеботуобинская скв. 10

Укугутская J

Джуктинская свита

Переслаивание аргиллитов и мергелей доломитовых с доломитами

0–95 м

Борзовская свита

Верхняя пачка

Красноцветные доломиты, аргиллиты, мергели доломитовые, известняки

0–70 м

Нижняя пачка

Красноцветные мергели, прослои доломитов, аргиллитов. Породы загипсованы

17–65 м | 50–110 м

Олёчимнинская свита

Доломиты серые, мергели пестроцветные

65–98 м | 35 м | 793–817 м | 25 м

Литвинцевская свита

Верхняя подсвита

Доломиты, каменные соли, доломиты известковистые, глинистые с прослоями красноцветных мергелей, аргиллитов

98–182 м | 60–90 м

Метегерская свита

Доломиты глинистые, ангидритизированные, прослои мергелей

Ичерская свита

Известняки, доломиты известковистые, доломиты

182–222 м | 30–70 м | 1039–1087 м | 35–55 м

Чарская свита

Каменные соли, доломиты, доломиты глинистые, ангидриты, прослои аргиллитов

222–566 м | 260–545 м | 1087–1664 м | 410–580 м

Олёкминская свита

Известняки, доломиты известковистые, доломиты часто битуминозные

566–658 м | 90–125 м | 1666–1772 м | 85–105 м

Толбачинская свита

Верхняя подсвита

Доломиты глинистые, каменные соли, аргиллиты, мергели

658–944 м* | 230–285 м

Нижняя подсвита

Доломиты, доломиты известковистые, известковистые, известняки водорослевые

944–1060 м | 91–115 м

Эльгянская свита

Доломиты, доломиты известковистые, известняки

1060–1109 м | 40–60 м

Небибикинская свита

Доломиты серые глинистые, прослои аргиллитов.

1109–1155 м | 45–60 м

Юрягинская свита

Переслаивание доломитов глинистых и каменной соли, прослои аргиллитов

1155–1463 м | 225–325 м

Билирская свита

Верхняя подсвита

Известняки, доломиты водорослевые

1463–1512 м | 30–55м

Нижняя подсвита

Доломиты, известняки доломитистые, прослои мергелей, ангидритов

1512–1539 м | 25–30 м

Юрахская свита

Верхняя подсвита

Доломиты, доломиты известковистые, серые, прослои мергелей доломитовых

1539–1582 м | 30–50 м | 2493–2551 м | 60–70 м

Нижняя подсвита

Известняки серые, прослои доломитов глинистых

1582–1602 м | 20–25м | 2551–2573 м | 15–20 м

Сюгджерский район $Б_2$

Батырская скв. 1

Балыктахская свита O_1

Чарголгская свита

Мергели пестроцветные, прослои аргиллитов, доломитов и известняков реже алевролитов, песчаников

227–343 м | 45–200 м

Джуктинская свита

Тонкое переслаивание мергелей доломитовых и аргиллитов с известняками и доломитами

343–580 м | 175–440 м

Борзовская свита

Верхняя пачка

Грубое переслаивание пестроцветных мергелей доломитовых и аргилитов с доломитами и известняками

580–658 м | 80–95 м

Нижняя пачка

Мергели доломитовые, аргиллиты красноцветные, прослои алевролитов

658–793 м | 135–155 м

Олёчимнинская свита

Чередование пластов мергелей красных и доломитов серых

793–817 м | 25 м

Литвинцевская свита

Верхняя подсвита

Известняки и доломиты серые, переслаивание доломитов глинистых серо-и красноцветных с солью

1625–1797 м | 170–305 м

Нижняя подсвита

Доломиты серые с прослоями доломитов известковистых и сульфатоносных

1797–1856 м | 44–60 м

Метегерская свита

Каменная соль, доломиты глинистые, прослои мергелей доломитовых

817–1039 м | 210–240 м

Эльгянская свита

Доломиты, доломиты известковистые, известняки

2133–2186 м | 50–60 м | 3025–3095 м | 50–70 м

Сыгдаевская свита

Доломиты, глинистые доломиты, мергели пестроцветные с редкими пластами солей

2186–2400 м | 155–235 м | 3095–3273 м | 180–235 м

Билирская свита

Доломиты, доломиты глинистые, прослои аргиллитов, мергелей доломитовых, известняков, ангидритов

2400–2493 м | 90–105 м

Тэтэрская свита

Доломиты, доломиты известковистые, серые

3390–3467 м | 60–77 м

Илимпейский район $Б_3$

Хоинская скв. 256

Холокитская свита O_1

Эвенкийская свита

Верхняя подсвита

Переслаивание доломитов известковых, глинистых, известняков доломитовых, мергелей коричнево-красных, зеленоватых и серых

1144–1362 м | 220–290 м

Нижняя подсвита

Мергели и аргиллиты красноцветные и зеленоватые с прослоями доломитов глинистых, доломитов серощветных

1362–1575 м | 215–245 м

Литвинцевская свита

Верхняя подсвита

Известняки и доломиты серые, переслаивание доломитов глинистых и кремнистых

1625–1797 м | 170–305 м

Нижняя подсвита

Доломиты серые с прослоями доломитов известковистых и сульфатоносных

1797–1856 м | 44–60 м

Ангарская свита

Доломиты, известняки серые массивные, слои солей

1856–2509 м* | 375–415 м

Булайская свита

Известняки, доломиты

2509–2648 м | 105–140 м

Толбачинская свита

Доломиты, доломиты известковистые, серые, каменные соли, прослои глинистых, ангидритистых доломитов, известняков, ангидритов,

1772–2133 м | 305–365 м | 2648–3025 м | 350–380 м

Эльгянская свита

Доломиты, доломиты известковистые, известняки

2133–2186 м | 50–60 м | 3025–3095 м | 50–70 м

Сыгдаевская свита

Доломиты, глинистые доломиты, мергели пестроцветные с редкими пластами солей

2186–2400 м | 155–235 м | 3095–3273 м | 180–235 м

Билирская свита

Верхняя подсвита

Известняки, доломиты

3273–3364 м* | 25–65 м

Нижняя подсвита

Доломиты, доломиты сульфатные, глинистые

3364–3390 м | 20–25 м

Тэтэрская свита

Доломиты, доломиты известковистые, серые

3390–3467 м | 60–77 м

БАХТИНСКАЯ ОБЛАСТЬ В

Светлинский район $В_1$

Светлая скв. 2

Нерчуганская свита O_2

Усть-Мулундуйская свита

Доломиты серые, прослои мергелей, аргиллитов пестроцветных

0–60 м

Усть-Илейдякинская свита

Переслаивание пестроцветных мергелей с глинистыми известняками и доломитами

194–964 м* | 455–475 м | 929–1242 м | 170–315 м

Летнинская свита

Мергели красные, пестроцветные, слои доломитов серых, прослои черных известняков

964–1360 м | 365–395 м | 1242–1531 м | 245–315 м

Таначинская свита

Известняки темно-серые, черные, прослои доломитов

1360–1640 м* | 140–155 м

Дельтулинская свита

Доломиты серые, светло-серые, прослои известковистых доломитов

1640–2210 м | 570–610 м

Булайская свита

Доломиты, известковистые доломиты серые

2240–2329 м | 100–120 м

Суриндаконский район $В_3$

Нижнетулугуская скв. 6

Усть-Мулундуйская свита

Доломиты с прослоями доломитовых конгломератов, мергели, аргиллиты

1350–1405 м | 55–110 м

Усть-Илейдякинская свита

Переслаивание известняков, доломитов серых, сульфатизированных, глинистых, брекчированных, водорослевых

1405–1756 м* | 140–155 м

Летнинская свита

Доломиты серые, мергели, доломитовые мергели, аргиллиты вишнево-красные, зеленовато-серые, прослои известняков доломитистых

1756–1965 м | 180–210 м

Таначинская свита

Известняки, доломиты серые, темно-серые

1965–2049 м | 75–85 м

Дельтулинская свита

Доломиты светло-серые, кавернозные, прослои известняков, ангидритов

2049–2512 м | 390–465 м

Булайская свита

Верхняя подсвита

Доломиты серые, темно-серые, в подошве - известняки темно-серые, прослои доломито-ангидрита

2429–2460м | 30–45 м | 2512–2600 м* | 60–90 м

Нижняя подсвита

Доломиты глинистые, ангидритистые, серые, прослои известняков

2460–2521 м | 60–65 м | 2600–2685 м* | 50–70 м

Суриндаконская свита

Переслаивание каменных солей, доломитов, доломитов солевосных светло-серые

2329–2658 м | 330–400 м | 2521–2667 м | 85–145 м | 2685–2869 м* | 110–155 м

Бурусская свита

Доломиты серые, темно-серые, пласты известняков, соли, прослои ангидритов

2658–3294 м | 625–635 м | 2667–3247 м | 300–580 м

Бурусская свита

Доломиты серые, прослои ангидритов

2869–3199 м | 290–355 м

Абакунская свита

Доломиты черные, кавернозные, пласты серых известняков

3294–3353 м | 60 м | 3247–3311 м | 65–75 м | 3199–3278 м | 70–88 м

Усольская свита

Верхняя подсвита

Доломиты серые, пласты каменной соли

3353–3893 м | 540 м

Усольская свита

Верхняя подсвита

Доломиты серые, доломиты известковистые, ангидритистые

3893–4005 м | 110 м

Нижняя подсвита

Каменные соли, доломиты серые

4005–4318 м* | 95 м

Тэтэрская свита

Доломиты серые, темно-серые, прослоями ангидритистые, известковистые

>25 м | 3588–3624 м | 30–40 м

Туруханский район $Г_1$

Сухотунгусская скв. 3

Нерчуганская свита O_2

Усть-Мулундуйская свита

Доломиты серые, прослои мергелей, аргиллитов пестроцветных

0–135 м

Усть-Илейдякинская свита

Переслаивание известняков, доломитов серых, сульфатизированных, глинистых, брекчированных, водорослевых

318–508 м | 175–190 м

Летнинская свита

Доломиты серые, мергели, доломитовые мергели, аргиллиты вишнево-красные, зеленовато-серые, прослои известняков доломитистых

508–990 м* | 180–230 м

Костинская свита

Верхняя подсвита

В кровле – известняки темно-серые черные, ниже – доломиты, доломиты глинистые, светло-серые

990–1119 м | 110–160 м

Средняя подсвита

Доломиты светло-серые, желтоватые, сульфатоносные, прослои известковистых, глинистых доломитов

1119–1635 м | 520–570 м

Нижняя подсвита

Доломиты, доломиты известковистые, серые, светло-серые, прослои известняков доломитовых, ангидрито-доломитов В кровле известняки темно-серые, серые, доломитистые

1635–2228 м | 490–660 м

Платоновская свита

Верхняя подсвита

Известняки, ниже – доломиты серые, прослоями ангидритистые

2228–2520 м | 170–200 м

Средняя подсвита

Доломиты серые

2520–2627 м

Лебяжинский район $Г_2$

Лебяжинская скв.1

Нерчуганская свита O_2

Эвенкийская свита

Мергели, аргиллиты красноцветные

0–80 м

Олёчимнинская свита

Мергели пестроцветные, слои доломитов

10–90 м | 80 м

Лебяжинская свита

Верхняя подсвита

Доломиты, известняки светло-серые, сульфатоносные прослои мергелей зеленых, коричневых

90–667 м | 560–580 м

Средняя подсвита

Доломиты светло-серые, реже коричневатые. доломиты глинистые, в средней части доломиты алевритистые с мусковитом

Нижняя подсвита

Доломиты зеленовато-серые, серые, песчанистые, прослои мергелей зеленых

1203–1340 м | 135–145 м

* – в интервале есть интрузия долеритов

Формации: Терригенные; Глинистые; Карбонатно-глинистые; Карбонатные; Сульфатно-карбонатные; Соленосно-карбонатные

– Трилобиты, – Археоциаты, – Брахиоподы