

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА В МЕЛОВОМ ПЕРИОДЕ

А.Э. Конторович^{1,2}, С.В. Ершов¹, В.А. Казаненков¹, Ю.Н. Карогодин¹,
В.А. Конторович^{1,2}, Н.К. Лебедева^{1,2}, Б.Л. Никитенко¹, Н.И. Попова¹, Б.Н. Шурыгин^{1,2}

¹Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

²Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

Реконструирована палеогеография Западной Сибири в мелу. Приведены и детально описаны палеогеографические карты для отдельных веков мелового периода, которые отражают основные этапы формирования Западно-Сибирского осадочного бассейна. Представленный авторами набор карт построен исходя из модели лавинного бокового заполнения в волжско-барремское время относительно глубоководного морского бассейна в регрессивный этап крупного седиментационного цикла. Реконструирован рельеф и распределение внешних источников сноса терригенного материала.

Палеогеография, мел, клиноформы, лавинная седиментация, Западно-Сибирский осадочный бассейн.

CRETACEOUS PALEO GEOGRAPHY OF THE WEST SIBERIAN SEDIMENTARY BASIN

A.E. Kontorovich, S.V. Ershov, V.A. Kazanenkov, Yu.N. Karogodin, V.A. Kontorovich,
N.K. Lebedeva, B.L. Nikitenko, N.I. Popova, and B.N. Shurygin

For paleogeographic reconstruction of the West Siberian basin during the Cretaceous we used a set of paleogeographic maps, which were compiled for the main epochs of the Cretaceous period. The paleogeographic maps presented in this study suggest progradational filling of the deep basin with avalanche-type sedimentation during Volgian-Barremian regression. The paleorelief and provenance of terrigenous sediments were reconstructed.

Paleogeography, Cretaceous, clinoforms, avalanch-type sedimentation, West Siberian sedimentary basin

ВВЕДЕНИЕ

Ранее была рассмотрена палеогеография юры [Конторович и др., 2013]. Юрский комплекс отложений Западной Сибири уникально обогащен, особенно породы волжского века (баженовская свита) органическим веществом и являлся главным генератором нефти и газа в Западно-Сибирском бассейне. В перекрывающем его меловом осадочном комплексе сформированы основные резервуары, содержащие значительную часть ресурсов нефти и газа этого уникального осадочного бассейна. При формировании залежей углеводородов в меловом комплексе решающую роль играли процессы вертикальной миграции. Палеогеография мелового периода предопределила распределение в разрезе мела проницаемых комплексов и флюидоупоров и в значительной степени их качество. Настоящая работа посвящена палеогеографии мелового периода.

Юрский период в истории Земли закончился крупной (глобальной) трансгрессией. К концу волжского века на территории Западно-Сибирского осадочного бассейна сформировался глубоководный эпиконтинентальный морской бассейн. Максимальные глубины этого моря, по разным оценкам, достигали от 400 до 800 м [Гурова, Казаринов, 1962; Плуман, 1971; Конторович и др., 1974, 1975; Ясович, Поплавская, 1975; Конторович, 1976; Бульникова и др., 1978; Гурари, 1981; Захаров, Сакс, 1983; Бочкарев, Федоров, 1985; Бладучан и др., 1986; Конторович и др., 2013; и др.]. Имеется и другое мнение. Некоторые специалисты высказывали точку зрения, что глубина баженовского моря не превышала 200—250 м [Зарипов и др., 1976; Ровнина и др., 1978; Мазур, 1980; Ушатинский, 1981]. Области водосборов, с которых в бассейн поставлялся терригенный и хемогенный материал, представляли равнинную сушу (пенеплен), на которой активно протекали процессы химического выветривания [Казаринов, 1958; Гурова, Казаринов, 1962; и др.]. Терригенного материала в морской осадочный бассейн поступало мало, и он откладывался в преобладающей массе в окраинных частях гигантского водоема. На большей внутренней части бассейна преобладал биогенный тип седиментации. Режим осадконакопления был

некомпенсированный. В водах бассейна и осадках имели место сероводородное заражение или дефицит кислорода.

В берриасе и особенно в валанжине произошло оживление рельефа на окружающей бассейн суше, особенно на территории Палеоалтая, Палеоенисейского кряжа, на Сибирской платформе, и начались горообразовательные процессы [Казаринов, 1958; Конторович и др., 1971, 1974]. Это привело к резкому усилению процессов механического выветривания. В конце берриаса—начале валанжина некомпенсированный режим осадконакопления сменился лавинной седиментацией. Наличие глубоководного морского бассейна и высоких темпов лавинной терригенной седиментации в нем привело к формированию в раннемеловое время на территории Западной Сибири косослоистой толщи, которая отчетливо фиксируется на сейсмических профилях наклонными отражающими границами (рис. 1—3).

Схема формирования клиноформного комплекса неокома Западной Сибири была предложена в 1977 г. Наумовым А.Л. [Наумов, 1977]. Позднее представления об условиях формирования нижнемеловых клиноформ развивались в трудах Бинштока М.М., Бородкина В.Н., Брехунцова А.М., Гогоненкова Г.Н., Гурари Ф.Г., Дешени Н.П., Ершова С.В., Казаненкова В.А., Карогодина Ю.Н., Конторовича В.А., Курчикова А.Р., Михайлова Ю.А., Мкртчяна О.М., Нежданова А.А., Нестерова И.И. (мл.), Онишук Т.М., Трушковой Л.Я. и других исследователей. Согласно этим представлениям, глубоководный на начало берриаса морской бассейн на территории Западной Сибири в берриас-барреме в течение длительного времени ритмично заполнялся осадками преимущественно с востока и юго-востока. Завершился этот процесс к началу апта. В периоды кратковременных трансгрессий в бассейне формировались регионально выдержанные глинистые пачки, накопление песчаных пластов происходило на фоне регрессий. Большая часть обломочного материала накапливалась в виде покровных пластов мелководно-морского, прибрежно-морского и континентального генезиса, остальная часть отлагалась у подножия аккумулятивного склона в виде глубоководных конусов выноса. Разновозрастные линзы дистальных песчано-алевритовых тел, залегающие в низах мелового комплекса, выделяются в ачимовскую толщу, ранее считавшуюся изохронной. За последние годы, помимо многочисленных публикаций в научных журналах и сборниках, было опубликовано несколько монографий, посвященных разным аспектам строения и формирования клиноформного комплекса Западной Сибири [Карогодина и др., 1996, 2000; Нежданов и др., 2000; Гурари, 2003; Курчиков, Бородкин, 2010; Курчиков и др., 2010; Трушкова и др., 2011; и др.]. При заполнении глубоководного палеобассейна Западной Сибири обломочный материал поступал в основном с Сибирской платформы, Алтае-Саянской складчатой области, в меньшей степени с Урала, Таймыра и Новой Земли. Этой неравномерностью поступления обломочного материала объясняется асимметрия строения неокомского разреза. Область встречных клиноформ сдвинута («прижата») к Уралу, т.е. Приуральская зона развития неокома значительно уже Приенисейско-Саянской (см. рис. 1). «Восточные» клиноформы значительно более отчетливо фиксируются геолого-геофизическими методами по сравнению с «уральскими». Своего максимума регрессия достигла в барремском веке [Конторович и др., 1971]. Именно в это время происходит компенсация глубоководного бассейна.

Представленный авторами в статье набор палеогеографических карт был построен исходя из модели лавинного бокового заполнения в волжско-барремское время относительно глубоководного морского бассейна в регрессивный этап крупного седиментационного цикла.

БЕРРИАС

Как уже было отмечено выше, в начале берриаса, но особенно интенсивно в раннем валанжине, тектонические процессы на водосборах активизировались, в их пределах вновь начал формироваться горный рельеф, усилилось механическое выветривание и в бассейн начал активно поступать терригенный материал [Казаринов, 1958; Гурова, Казаринов, 1962; Конторович и др., 1971, 1974]. В этих условиях началось быстрое боковое заполнение осадками глубоководной впадины. Наиболее активно суша наступала с востока и юго-востока. Это было следствием поднятия Сибирской платформы и Алтае-Саянской складчатой области. Урал и Таймыр, как и в юрский период, не были тектонически активны, существенно уступая Алтае-Саянской горной стране и Среднесибирской суше в объемах поставки терригенного материала (см. рис. 1). Это усилило асимметрию бассейна. Его глубоководная часть и палеось, вытянутые в субмеридиональном направлении, сместились ближе к Уралу. На востоке и особенно юго-востоке начали формироваться широкие области аккумулятивного шельфа и прибрежной равнины. На западе, в Приуралье, зоны седиментации этого типа были значительно уже.

В берриасе на территории Западной Сибири существовал теплый и влажный климат [Конторович и др., 1975; Булыникова и др., 1978]. На юге и юго-востоке климат был более теплый и засушливый. В северной части бассейна климат был умеренно-теплый. Морской бассейн имел связь с бореальными морями, его воды характеризовались нормальной соленостью [Казаринов и др., 1969; Булыникова и

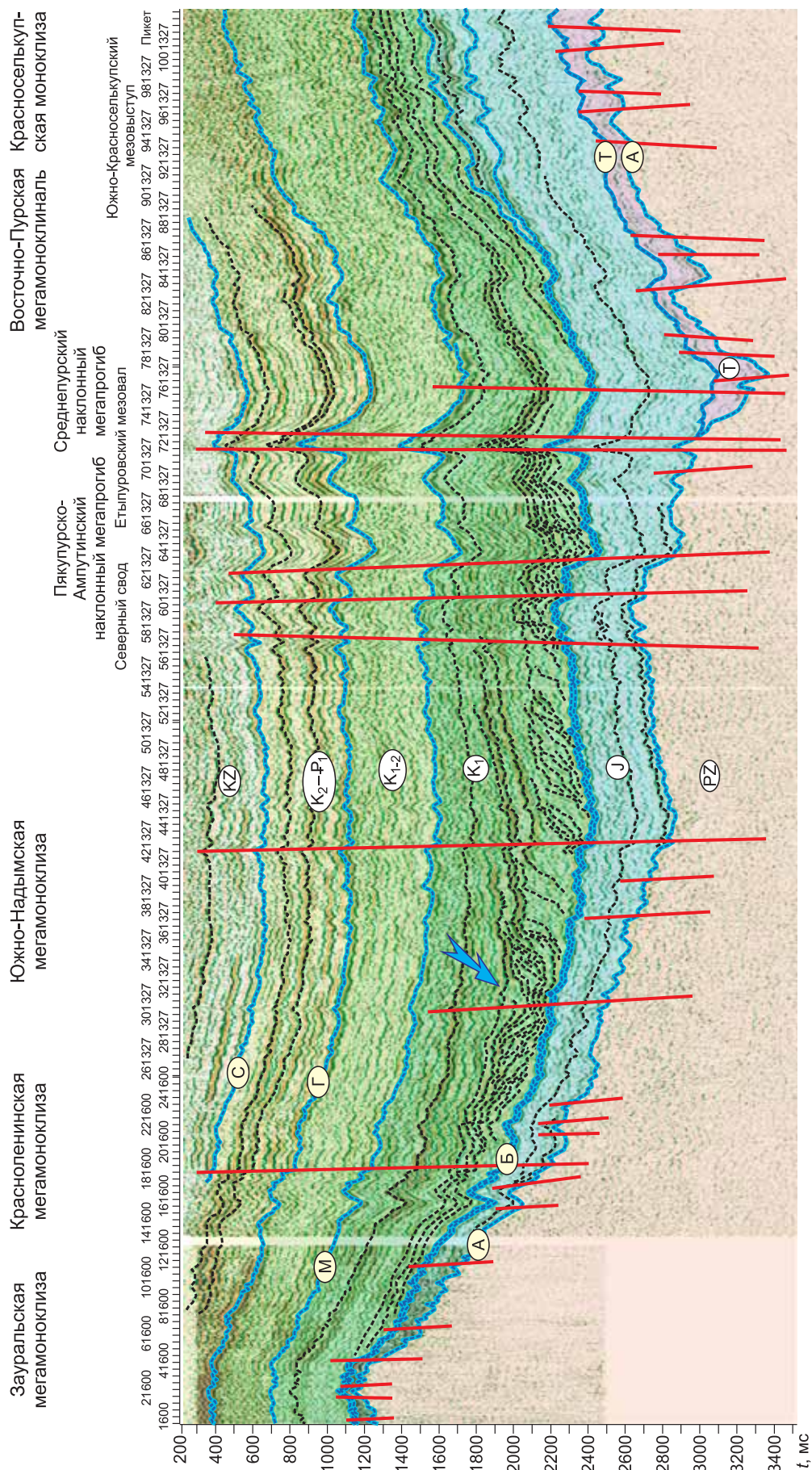


Рис. 1. Сейсмогеологический разрез по региональному профилю Reg-19 (Западно-Сибирская нефтегазоносная провинция, ЯНАО).

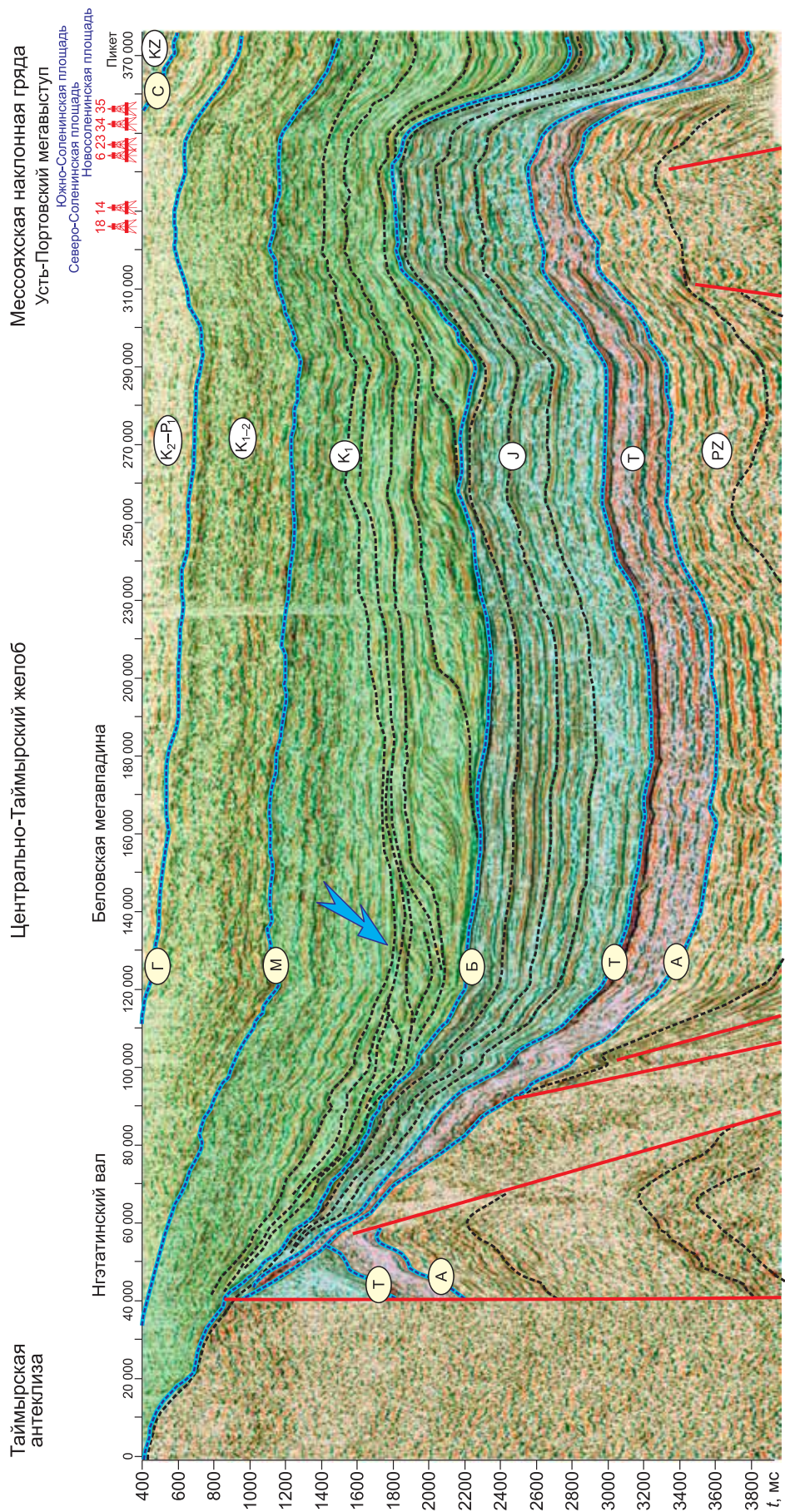


Рис. 2. Временной сейсмический разрез по композитному профилю R_25+14+23 (Енисей-Хатангский региональный прогиб).

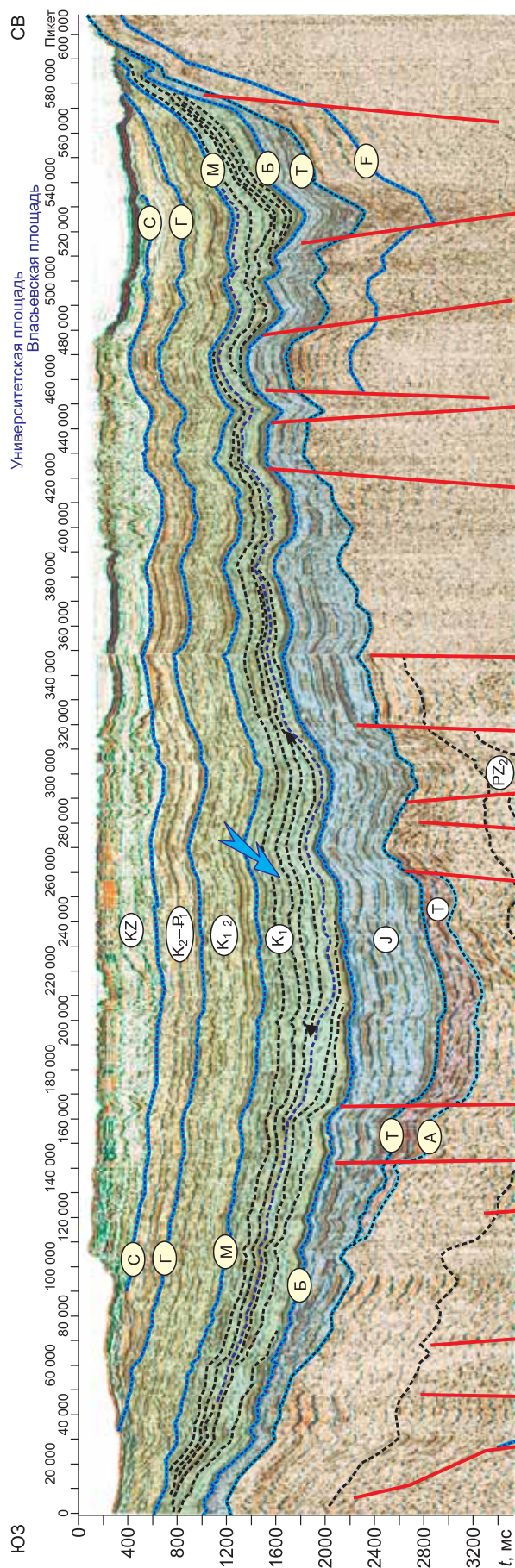


Рис. 3. Сейсмогеологический разрез по региональному композитному профилю Reg-13 (Южно-Карская региональная депрессия).

др., 1978]. Находки органических остатков указывают на обитание в Западно-Сибирском море фауны, типичной для Бореальной биографической области. Из южных морей Тетиса в это время фауна не проникала [Палеогеография СССР, 1975]. Площадь акватории Западно-Сибирского моря к концу берриаса составила 2985 тыс. км² (таблица).

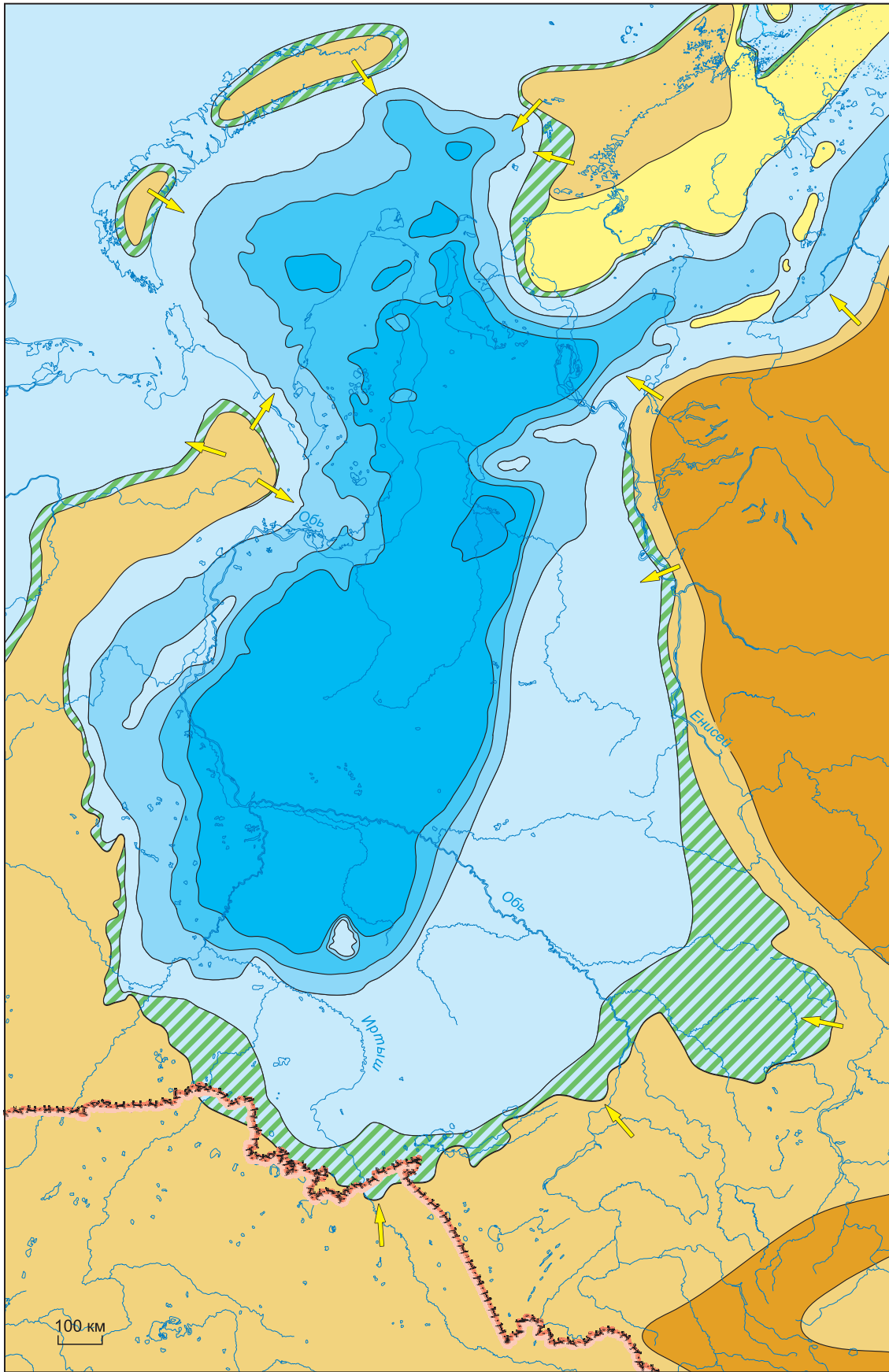
Для берриасского века на территории Западно-Сибирской плиты выделены следующие палеогеографические области (рис. 4):

- глубокое море глубиной более 400 м;
- глубокое море глубиной 200—400 м;
- мелкое море глубиной 100—200 м;
- мелкое море глубиной 25—100 м;
- мелкое море глубиной меньше 25 м;
- равнина прибрежная, временами заливавшаяся морем;
- равнина денудационно-аккумулятивная;
- равнина возвышенная, денудационная;
- горы низкие.

К концу берриаса область морского бассейна глубиной более 400 м сохранилась только в центральной части Большехетской мегасинеклизы и по сравнению с волжским веком уменьшилась. Ее площадь составила порядка 10 тыс. км². Глубоководная область моря глубиной 200—400 м наоборот расширилась, и ее площадь составила порядка 675 тыс. км². На севере она охватывала Антипаютинско-Тадобеяхинскую и большую часть Большехетской мегасинеклиз¹, а также Южно- и Центрально-Карскую мегавпадины. В ее пределах выделяются поднятия, в пределах которых глубины составляли менее 200 м. Южная часть глубокого моря занимала центральную часть плиты и простиралась довольно значительно на юг (до Верхнедемьянского мегавала). Ее контур по сравнению с волжским веком стал более изометричным. Она охватывала все отрицательные надпорядковые структуры: Надымскую гемисинеклизу, Среднепурский наклонный желоб, Мансийскую синеклизу и северную часть Колтогорско-Нюрольского желоба. Наиболее глубоким в этой части бассейна оказался район Надымской гемисинеклизы. В глубоководной зоне моря оставалась и Хантейская гемиянтеклиза.

Формирование в глубоководной части бассейна в раннем берриасе черных и буровато-черных, плитчатых, иногда листоватых, глинисто-углеродисто-кремнистых существенно органогенных осадков баженовской свиты в

¹ Названия тектонических элементов даны в соответствии с тектонической картой юрского структурного яруса Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции [Конторович и др., 2001].



Площади палеогеографических областей мелового периода Западной Сибири (тыс. км²)

Время	Низкие горы	Равнина				Внутренние пресные водоемы	Море					Общая площадь моря	Общая площадь бассейна
		возвышенная	денудационно-аккумулятивная	низменная, аккумулятивная	прибрежная		прибрежная часть, 0—25 м	мелкое, 25—100 м	мелкое, 100—200 м	глубокое, 200—400 м	глубокое, более 400 м		
Позднекампан-маастрихт-датское	0	1710	450	390	430	0	1640	830	0	0	0	2470	3290
Кампанское	0	1690	250	450	165	0	1430	1490	0	0	0	2920	3535
Среднепозднегуронское	80	1780	295	530	290	0	1575	1020	0	0	0	2595	3415
Раннегуронское	80	1730	310	460	260	0	1110	1630	0	0	0	2740	3460
Сеноманское	470	1300	350	1100	1130	0	1290	0	0	0	0	1290	3520
Раннесреднеальбское	690	1260	300	950	790	0	1110	410	0	0	0	1520	3260
Позднеаптское	730	1260	320	1720	550	0	900	0	0	0	0	900	3170
Раннеаптское	680	1270	320	1530	670	0	900	160	0	0	0	1060	3260
Барремское	730	1030	440	1160	590	890	540	130	0	0	0	670	3310
Готеривское	760	1070	500	90	840	380	1110	230	290	245	0	1875	3185
Поздневаланжинское	860	1500	150	0	580	440	1230	300	280	340	0	2150	3170
Ранневаланжинское	700	1620	150	0	360	130	1300	370	320	570	0	2560	3050
Берриасское	520	1850	170	0	350	0	1140	490	320	675	10	2635	2985

позднем берриасе сменилось накоплением тонкослоистых, слабоуглеродистых конденсированных глин подачимовской толщи (ахская, сортымская, мегинская и шуратовская свиты). У подножия аккумулятивного склона формировались линзы песчано-алевритовых тел ачимовской толщи, которая представляет собой образования глубоководных конусов выноса. На западе бассейна в центральных районах Красноленинской мегамоноклизы в области глубокого моря продолжали формироваться прослоями углеродистые листоватые глины тутлеймской свиты и тонкоотмученные глины фроловской свиты.

Область мелкого моря, глубина которого составляла 100—200 м, окаймляла по периметру глубоководную часть бассейна. Она представляла собой сравнительно узкую полосу шириной 30—60 км на юге и западе и до 30 км — на востоке. Минимальное ее сокращение происходило на участках аккумулятивного склона. В целом площадь бассейна с глубинами 100—200 м составила более 320 тыс. км². Она значительно сократилась по сравнению с предыдущим веком на большей части бассейна и увеличилась на севере.

Область мелкого моря глубиной 25—100 м сохранила в общих чертах контуры, которые она занимала в волжском веке. Ее площадь составила около 490 тыс. км². На юге и западе она имела ширину 50—100 км, сокращаясь на востоке до 15—30 км. В западной части бассейна (в пределах Зауральской мегамоноклизы), как и в волжское время, существовал вытянутый в северо-восточном направлении вал, в пределах которого глубины моря не превышали 25 м.

В областях мелкого моря, которые окаймляли с востока глубокое море, формировались отложения аккумулятивного склона, представляющие собой алевритистые линзовидно- и горизонтально-слоистые глины с линзами песчаников, алевритов с признаками подводно-оползневых дислокаций. Этот комплекс осадков обычно называют надачимовской толщей, которая выделяется в разрезе ряда нижнемеловых свит. Вдоль приуральской части бассейна в мелководных зонах отлагались углеродистые глинистые осадки тутлеймской и мулымьинской свит.

Рис. 4. Палеогеографическая схема Западной Сибири, берриас.

Усл. обозначения к рис. 4—16: 1—11 — палеогеографические области: области морского осадконакопления: 1 — море глубокое, более 400 м; 2 — море глубокое, 200—400 м; 3 — море мелкое, 100—200 м; 4 — море мелкое, 25—100 м; 5 — море мелкое, менее 25 м; 6 — области переходного осадконакопления: равнина прибрежная, временами заливавшаяся морем (осадки пойменные, озерно-болотные, русловые, дельтовые, береговых баров, пляжевые); 7 — внутренние водоемы: пресные, временами засоляющиеся; области континентального осадконакопления: 8 — равнина низменная, аккумулятивная (осадки русел, пойм, озер и др.); 9 — равнина денудационно-аккумулятивная; области размыва: 10 — равнина возвышенная (денудационная суша); 11 — горы низкие; 12 — главные направления сноса обломочного материала; 13 — государственная граница.

Прибрежная часть моря с изобатами меньше 25 м охватывала самую обширную площадь (1140 тыс. км²). Она занимала большую часть Енисей-Хатангского прогиба и протягивалась далеко на юг вплоть до Барабинско-Пихтовской мегамоноклизы. Ширина этой зоны на севере составляла примерно 150 км, а на юго-востоке достигала 450 км. На юге, юго-востоке и востоке бассейна в ее пределах шло накопление песчаных и глинистых пластов ахской, куломзинской, юрацкой, елогуйской и нижнехетской свит. В Приуральском районе отлагались алевролитистые глины, алевролиты, реже песчаники харасоимской свиты.

Описанная выше зональность Западно-Сибирского морского бассейна в берриасский век свидетельствует об интенсивном поступлении терригенного материала с востока, юго-востока и незначительном с запада (с Урала), северо-востока (с Таймыра) и северо-запада (с Новой Земли).

Прибрежная равнина, временами заливавшаяся морем, в берриасский век была распространена узкой полосой вдоль восточного, южного и западного бортов Западно-Сибирского бассейна. На севере она узкой полосой (шириной 20—50 км) обрамляла Урал, Новую Землю и Таймыр. Но наибольшее распространение этой области было, как и в волжское время, на юго-востоке, в Чулымо-Енисейском районе, где ее ширина достигала 400 км. В этом районе накапливались пестроцветные терригенные осадки илекской свиты. Суммарная площадь области в берриасский век составляла почти 350 тыс. км².

Денудационная суша окружала бассейн с востока, юга и запада. На северо-западе в это время существовал крупный архипелаг островов (Новая Земля), являвшийся источником сноса терригенного материала (см. рис. 3). **Низкие горы** в берриасский век находились на востоке в районе Среднесибирской суши и на юго-востоке в пределах Алтае-Саянской области. Скорости седиментации свидетельствуют, что рельеф обрамления плиты достигал 500—1000 м [Гольберт и др., 1968; Булыникова и др., 1978]. Таймырская суша представляла в это время крупный остров, в пределах которого располагались **денудационные равнины**, на юге и востоке — **денудационно-аккумулятивные**, а на севере и западе — **возвышенные**. Отсутствие грубообломочных пород по окраинам бассейна седиментации показывает, что оживление рельефа на водосборах в начале берриаса еще не привело к формированию высоких гор [Гурова, Казаринов, 1962]. В.Н. Сакс и З.З. Ронкина также отмечали, что в начале мелового периода по периферии Западно-Сибирского бассейна высоких гор не было [Сакс, Ронкина, 1960].

ВАЛАНЖИН

Ранний валанжин

В валанжинский век регрессия моря, начавшаяся в берриасе, развивалась. Это привело к сокращению акватории морского бассейна до 2560 тыс. км² (см. таблицу). Одновременно происходило расширение площади мелкого моря и образование на юго-востоке остаточных внутренних пресных, временами засолявшихся водоемов. Регрессия осложнялась кратковременными трансгрессиями, во времена которых формировались региональные пачки глин.

В ранневаланжинское время бассейн оставался нормально-соленым в глубоководной зоне и имел пониженную соленость на мелководье [Булыникова и др., 1978]. На северо-востоке Западной Сибири господствовал умеренно-теплый климат [Ронкина, 1965; Рудкевич, 1969], более засушливый на юго-востоке и влажный до субтропического на западном побережье [Конторович и др., 1975]. Среднегодовые температуры вод бассейна колебались от +15 °С на севере до +20 °С на юге [Гольберт и др., 1968].

На территории Западно-Сибирской плиты для раннего валанжина выделены следующие палеогеографические области (рис. 5):

- глубокое море глубиной 200—400 м;
- мелкое море глубиной 100—200 м;
- мелкое море глубиной 25—100 м;
- мелкое море глубиной меньше 25 м;
- внутренние, пресные, временами засолявшиеся водоемы;
- равнина прибрежная, временами заливавшаяся морем;
- равнина денудационно-аккумулятивная;
- равнина возвышенная, денудационная;
- горы низкие.

В раннем валанжине в результате лавинной седиментации происходила дальнейшая проградация клиноформного комплекса в глубь бассейна, что приводило к быстрому продвижению на запад аккумулятивного склона и значительному изменению конфигурации областей мелкого и глубокого моря в течение века. По этой причине морские области на палеогеографических картах неокома показаны не для века в целом, а для конкретного узкого интервала времени. Для раннего валанжина таким временем является урьевское (середина раннего валанжина), для готерива — пимское (середина раннего готерива), для берриаса, позднего валанжина и баррема — конец соответствующего интервала.

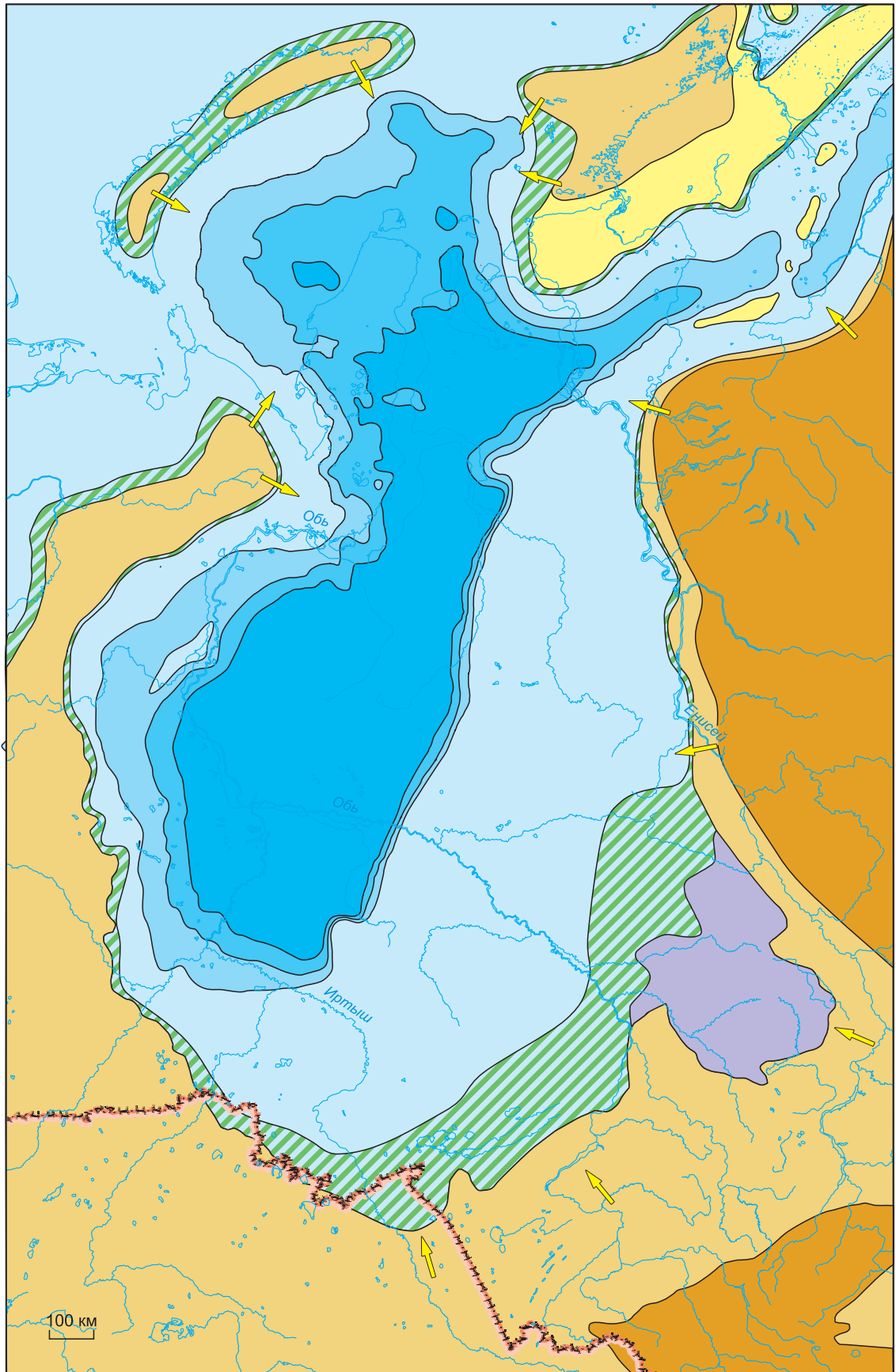


Рис. 5. Палеогеографическая схема Западной Сибири, ранний валанжин.

В раннем валанжине (в урьевское время) **область глубокого моря с глубинами 200—400 м** занимала центральную и северную части Западно-Сибирской депрессии. Южные и западные ее контуры (по сравнению с берриасским веком) изменились незначительно, а восточная граница сместилась примерно на 35—100 км к западу в связи с продолжающимся обильным поступлением терригенного материала с горного обрамления и интенсивным заполнением бассейна. В валанжинский век в результате общего обмеления бассейна его глубина не превышала 400 м. В пределах оставшихся глубоководных зон бассейна, площадь которых составила более 570 тыс. км², продолжали накапливаться тонкослоистые, слабоуглеродистые конденсированные глины подачимовской толщи и линзы песчано-алевритовых тел глубоководных конусов выноса ахской, сортымской, мегионской и шуратовской свит. Во Фроловском районе в глубоководной зоне моря в начале раннего валанжина еще продолжали формироваться прослоями углеродистые листоватые глины тутлеймской свиты и монотонная толща серых и темно-серых глин фроловской свиты.

Область мелкого моря глубиной 100—200 м занимала почти ту же территорию, что и в предыдущий век. Площадь области составляла около 320 тыс. км².

Основные изменения в строении этой зоны произошли вдоль восточного склона бассейна, где ширина ее распространения сократилась до 10—20 км, что свидетельствует об увеличении крутизны аккумулятивного склона.

Та же тенденция характерна для **области мелкого моря глубиной 25—100 м**. Узкая полоса этой области шириной 5—20 км протягивалась вдоль восточного борта депрессии, где склон бассейна был более крутым. В южной, западной и северной частях бассейна рельеф дна этой области был пологим. Площадь области по сравнению с предыдущим веком сократилась на четверть и составила немногим более 370 тыс. км².

В областях мелкого моря, к востоку от глубоководной части палеобассейна, формировались отложения аккумулятивного склона, представляющие собой алевритистые линзовидно- и горизонтально-слоистые глины с линзами песчаников, алевритов ахской, ванденской, вартовской, сортымской и шуратовской свит. В Игримско-Шаимском и Березовском районах в мелководных областях отлагались слабоуглеродистые глинистые осадки тутлеймской и мулымьинской свит.

Акватория **прибрежной части моря с глубинами менее 25 м** по сравнению с предыдущим этапом развития Западно-Сибирского бассейна увеличилась по площади до 1300 тыс. км². Это произошло в результате продолжающейся регрессии за счет заполнения осадками глубоководной части бассейна. На юге, юго-востоке и востоке бассейна в этой зоне шло накопление песчаных и глинистых пластов ахской, куломзинской, тарской, мегионской, юрацкой, елогуйской и нижнехетской свит. К концу раннего валанжина на востоке бассейна стали накапливаться терригенные отложения вартовской, заполярной, ванденской и суходудинской свит, а на юге — пестроцветы киялинской свиты. В Приуральском районе по-прежнему отлагались алевритисто-глинистые илы, алевриты, реже пески (харасоимская свита), а в Березовском в конце раннего валанжина начали формироваться слабоуглеродистые, прослоями сидеритизированные глинистые илы (алясковская свита).

В отличие от берриасского века, в юго-восточной части Западной Сибири (Тегульдетская мегагемисинеклиза) сформировалась **область с внутренними пресными, в отдельные отрезки времени засолявшимися водоемами**, в пределах которой накапливались пестроцветные песчано-глинистые осадки илекской свиты. Ее площадь достигала 130 тыс. км².

Площадь **прибрежной равнины, временами заливавшейся морем**, незначительно расширилась (до 360 тыс. км²) за счет южных и юго-восточных районов Западной Сибири, при интенсивном сносе материала с прилегающих возвышенных равнин и низких гор. На западе и на севере ее контуры практически не изменились.

В валанжинское время в прилегающих районах плиты отмечаются интенсивные тектонические движения [Саркисян, Процветалова, 1968]. В связи с продолжающимся воздыманием рельефа Средне-сибирской суши и Алтае-Саянской области, на востоке и юго-востоке были развиты **денудационная возвышенная равнина и область низких гор**. В целом границы этих палеогеографических областей остались такими же, как и в берриасский век, однако расчлененность рельефа в областях сноса увеличилась и, соответственно, возросла роль физического выветривания [Казаринов, 1958; Гурова, Казаринов, 1962]. Обломочный материал большей частью поступал с Енисейского кряжа, Сибирской платформы, Алтае-Саянской области, Центрально-Казахстанского массива [Рудкевич, 1969] и в меньшей степени с Урала, Новой Земли и Таймыра (см. рис. 1—3). Рельеф Урала в валанжинское время представлял собой выровненную слаборасчлененную поверхность [Умова и др., 1968].

Поздний валанжин

В поздневаланжинское время климат на территории Западной Сибири оставался умеренным и влажным. На юге региона он был несколько теплее [Гурова, Казаринов, 1962]. За счет поступающих

речных вод происходило опреснение бассейна. На это указывают комплексы найденных остатков фораминифер [Саркисян, Процветалова, 1968]. В мелководных и прибрежных областях бассейна появились пелелиподы, характерные для бассейнов с пониженной соленостью [Рудкевич, 1969].

Для позднего валанжина Западной Сибири на карте выделены следующие палеогеографические области (рис. 6):

- глубокое море глубиной 200—400 м;
- мелкое море глубиной 100—200 м;
- мелкое море глубиной 25—100 м;
- мелкое море глубиной меньше 25 м;
- внутренние пресные, временами засолонявшиеся водоемы;
- равнина прибрежная, временами заливавшаяся морем;
- равнина денудационно-аккумулятивная;
- равнина возвышенная, денудационная;
- горы низкие.

К концу позднего валанжина акватория Западно-Сибирского моря уменьшилась и составила 2150 тыс. км² (см. таблицу). Существенно (до 340 тыс. км²) сократилась площадь **глубоководных областей**. К этому времени отчетливо проявилась область встречных клиноформ, идущих от Урала, которая в современных координатах простиралась полосой 200 км вдоль меридиана 70°. В глубоководной части бассейна по изобатам более 200 м обособились северная и южная впадины. Разделяющая их узкая (шириной до 50 км) седловина находилась в районе Медвежье-Нугинского наклонного мегавала. Как и в предшествующую эпоху, с юга и запада склон бассейна, который разделял мелководную и глубоководную области бассейна, был более пологим, чем с востока.

Строение **области мелкого моря с глубинами 100—200 м**, которая была расположена по периметру глубоководной части бассейна, сохранилось. Как и в начале валанжина, ширина этой зоны на юге и западе составляла порядка 30—50 км. Вдоль восточного борта ее ширина не превышала 10—20 км. На востоке бассейна произошло существенное смещение этой области мелкого моря в западном направлении — до 250 км. Рельеф дна области с юга, запада и севера остался, как и прежде, более пологим, чем с востока. Это было обусловлено продолжающимся интенсивным поступлением осадочного материала с Сибирской платформы и Алтае-Саянской складчатой области. Площадь области сократилась на 20 %, до 280 тыс. км².

Область мелкого моря глубиной 25—100 м, повторяя контуры предыдущей зоны, охватывала немногим большую территорию (300 тыс. км²). Аккумулятивный склон с востока стал еще более крутым по сравнению с предыдущим этапом развития бассейна. Ширина развития области моря глубиной 25—100 м в этой части бассейна уменьшилась в два раза, до 10 км. Пологие склоны по-прежнему сохранились на южной, западной и северной окраинах бассейна.

Мелководная область моря с глубинами менее 25 м, в пределах которой накапливались преимущественно песчано-алевритовые осадки, продвинулась в восточной части палеобассейна с востока на запад до 250 км. Эта область стала основной на территории Енисей-Хатангского регионального прогиба. Несмотря на значительные изменения ее контуров, площадь зоны (1230 тыс. км²) осталась примерно такой же, как и в раннем валанжине.

В результате продолжающейся регрессии в позднем валанжине произошло значительное увеличение площади **прибрежной равнины, временами заливавшейся морем**, в юго-восточной части бассейна. Это увеличение произошло за счет смещения северо-западной границы области до 400 км в глубь палеобассейна, в то время как юго-восточная граница сместилась всего до 200 км. Таким образом, ширина области распространения прибрежной равнины в юго-восточной части Западной Сибири увеличилась до 200—400 км, а ее площадь превысила 580 тыс. км².

В поздневаланжинское время образовавшаяся ранее в юго-восточной части Западной Сибири (Тегульдетская мегагемисинеклиза) **область с внутренними пресными в отдельные периоды водоемами**, значительно расширилась в западном и юго-западном направлениях. Ее площадь превысила 440 тыс. км².

Характер осадконакопления и распределение фациальных зон в позднем валанжине по сравнению с ранним практически не изменились. На востоке и юге произошло смещение фаций мелкого моря и прибрежных зон в глубь палеобассейна. В зоне распространения сортымской свиты берриас-нижнего валанжина (Сургутский и Уренгойско-Пурпейский районы) начали формироваться песчано-глинистые отложения усть-балыкской свиты.

В позднем валанжине **денудационная возвышенная равнина и низкие горы** остались в прежних границах и были распространены по периметру Западно-Сибирского бассейна. В конце раннего и начале позднего валанжина произошло усиление тектонической активности областей сноса. В это время активно воздымались южное, восточное и северо-восточное горные обрамления бассейна [Рудкевич, 1969].

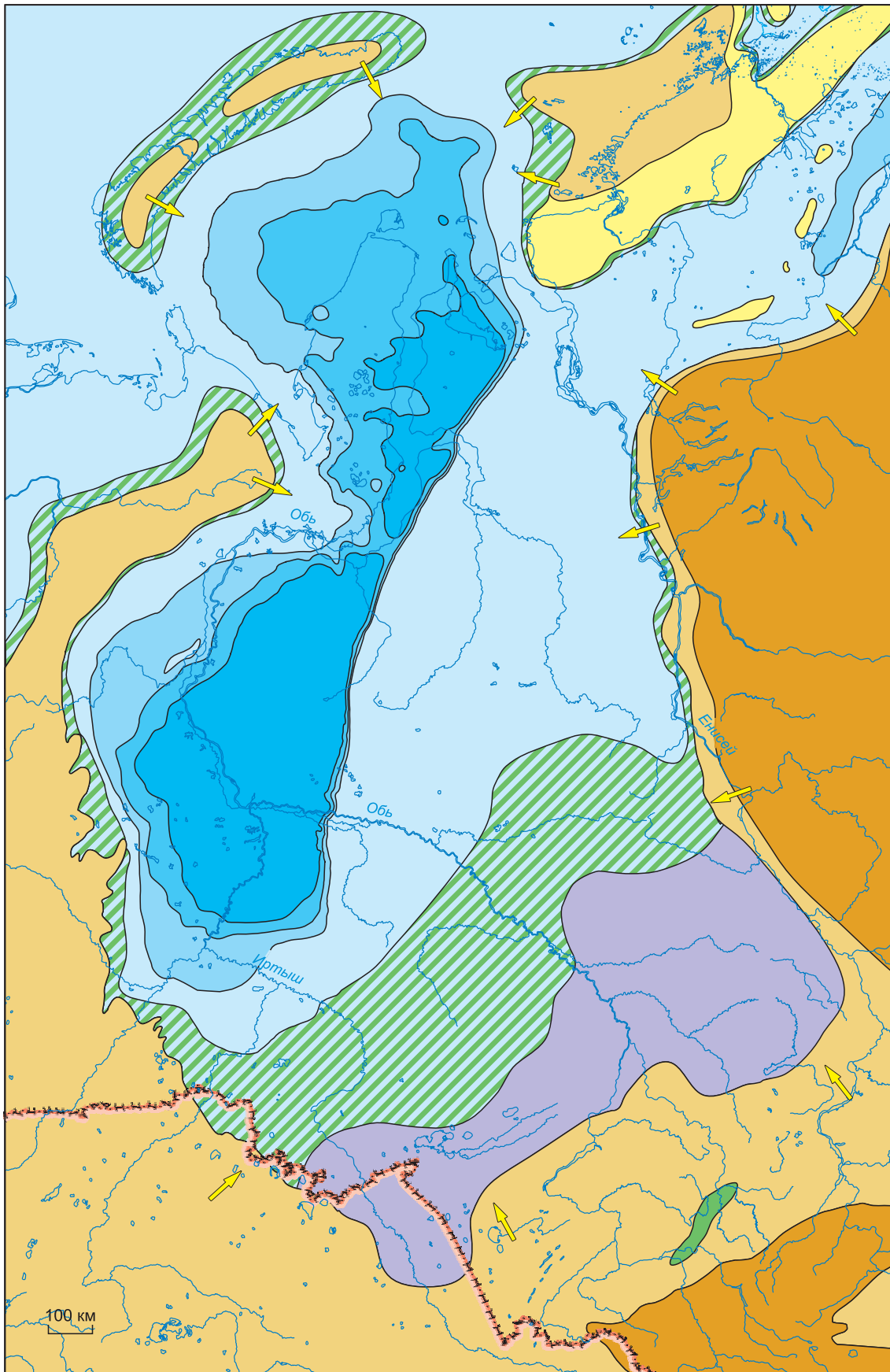


Рис. 6. Палеогеографическая схема Западной Сибири, поздний валанжин.

ГОТЕРИВ

В готеривский век большая часть Западной Сибири по-прежнему находилась в области умеренного и влажного климата [Саркисян, Процветалова, 1968], однако он был теплее, чем в валанжине [Ронкина, 1965; Казаринов и др., 1969] и на юге приближался к субтропическому [Конторович и др., 1975]. Граница климатических зон в готерив-барреме проходила примерно по отрезку современного широтного течения Оби [Гольберт и др., 1968]. Температура вод готеривского моря оставалась высокой, +16...+17 °С [Кириянова и др., 1979]. В готеривском веке в областях размыва начинают интенсифицироваться процессы химического выветривания [Конторович и др., 1971]. Море отступало, оставляя после себя опресненные водоемы [Колгина и др., 1961]. По сравнению с валанжинским веком отмечается опреснение Западно-Сибирского бассейна в целом [Рудкевич, 1969; Палеогеография СССР, 1975]. Вероятно, оно было связано с ухудшением сообщаемости бассейна с бореальными морями. Площадь акватории Западно-Сибирского моря в готеривское время сократилась до 1875 тыс. км² (см. таблицу).

К середине раннего готерива (пимское время) восточная береговая линия Западно-Сибирского бассейна в результате продолжающейся регрессии сместилась к западу еще на 50—100 км. Характерно, что все восточные границы зон морского осадконакопления северо- и северо-восточного простираения стали еще более прямолинейными и закономерно сместились к западу на 100—150 км. В это время на юго-западе и юго-востоке Западной Сибири образовались денудационно-аккумулятивные, а на севере — низменные аккумулятивные равнины.

Для готеривского века на территории Западно-Сибирской плиты выделены следующие палеогеографические области (рис. 7):

- глубокое море глубиной 200—400 м;
- мелкое море глубиной 100—200 м;
- мелкое море глубиной 25—100 м;
- мелкое море глубиной меньше 25 м;
- внутренние пресные, временами засолявшиеся водоемы;
- равнина прибрежная, временами заливавшаяся морем;
- равнина низменная аккумулятивная;
- равнина денудационно-аккумулятивная;
- равнина возвышенная, денудационная;
- горы низкие.

В готериве продолжили сокращаться **области глубокого моря глубиной 200—400 м** в южной и северной частях бассейна. К пимскому времени их суммарная площадь составила всего 245 тыс. км². В пределах глубокого моря формировались осадки подачимовской толщи ахской свиты, представляющие собой конденсированные глинистые отложения. У основания аккумулятивного палеосклона шло накопление песчано-алевритовых линз конусов выноса. На западе глубоководной области, расположенной в центральной части Западной Сибири, продолжали формироваться тонкоотмученные глины фроловской свиты.

Контуры **областей мелкого моря с глубинами от 200 до 25 м**, концентрически окаймлявшие глубоководные впадины в южных, северных и западных районах палеобассейна, изменились незначительно. На востоке произошло их смещение от 20 км (в Большехетской мегасинеклизе) до 150 км (в районе Верхнедемьянского мегавала). Как и прежде, западные, южные и северные борта впадин были более пологими, чем восточные. В пределах областей мелкого моря с глубинами от 200 до 25 м накапливались осадки верхней части аккумулятивного склона и прилегающих районов мелководного шельфа, которые представлены преимущественно глинистыми отложениями с линзами песчаников и алевритов ахской, черкашинской и усть-балыкской свит. Общая площадь этих областей сократилась примерно на 10 % и составила 520 тыс. км².

Площадь **прибрежной части моря глубиной менее 25 м** в это время незначительно сократилась — до 1110 тыс. км². Сама область, как и в предыдущие отрезки времени, продвинулась к западу. В западной части Енисей-Хатангского прогиба эта обстановка стала доминирующей. В ее пределах шло накопление преимущественно песчаных осадков байкаловской и малохетской свит. В центральной части бассейна, в этой области мелкого моря, продолжалось формирование песчано-глинистых осадков тангаловской, ванденской и вартовской свит. Накопление в начале готерива на юге и востоке бассейна терригенных отложений ахской, усть-балыкской, заполярной, юрацкой и суходудинской свит сменилось к концу готерива накоплением более мелководных и песчаных образований черкашинской, танопчинской, сангопайской, ереямской и малохетской свит. В Приуральском районе накопление глинистых отложений с карбонатными конкрециями улансынкой свиты к концу готерива сменилось накоплением песчаных и алевритовых пластов северо-сосвинской свиты.

На юге и юго-востоке Западной Сибири площадь **прибрежной равнины, временами заливавшейся морем**, существенно увеличилась (до 840 тыс. км²) за счет сокращения акватории мелкого моря.

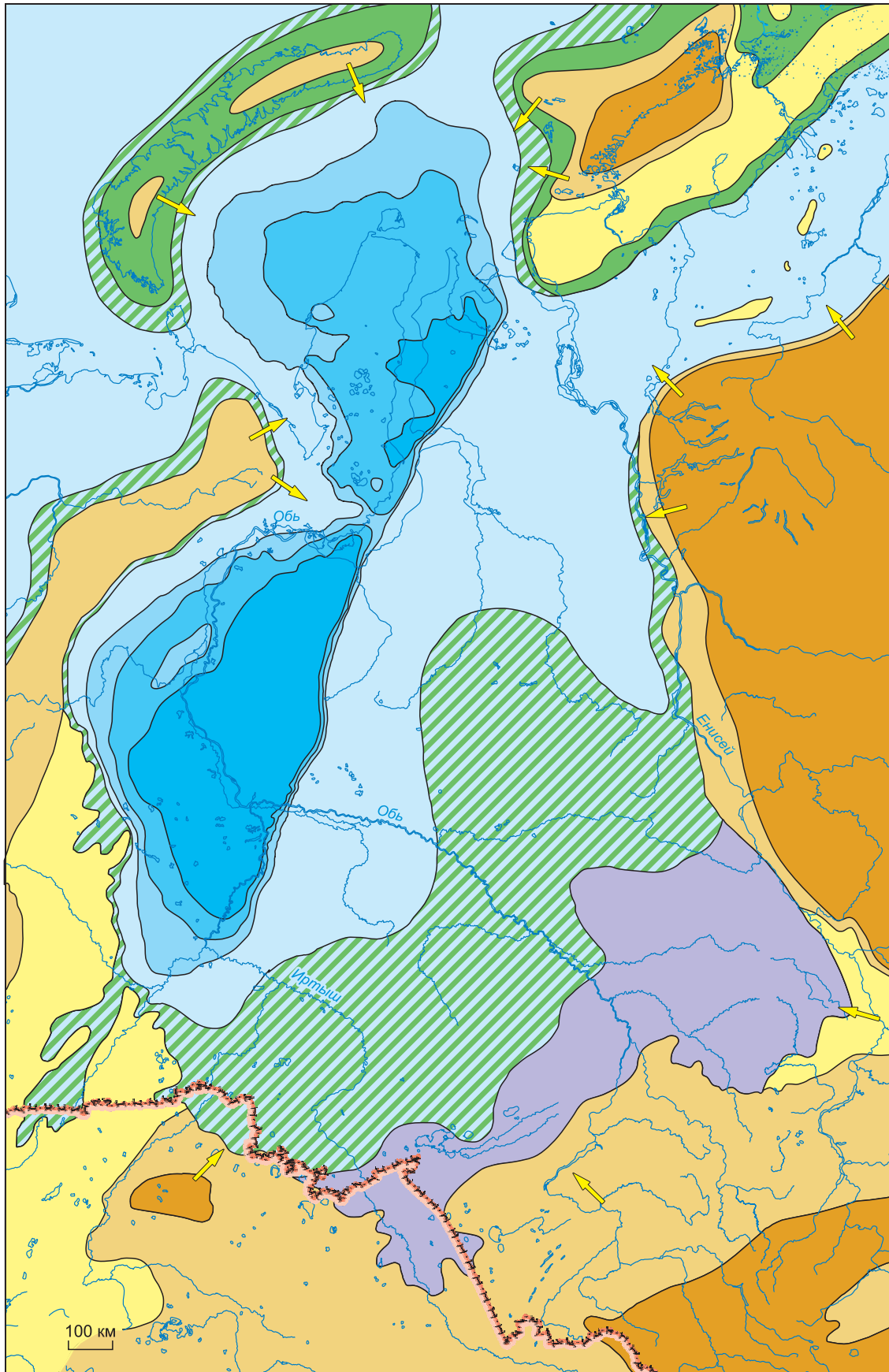


Рис. 7. Палеогеографическая схема Западной Сибири, готерив.

В пределах равнины шло накопление пестроцветных глин, известковистых песчаников и алевролитов киялинской свиты, а в Елогуйском районе — зеленоцветных глин с крупными пачками песчаников и алевролитов вартовской свиты.

Территория, занятая **пресными, временами засолявшимися водоемами**, в пределах которой откладывались пестроцветные глинистые осадки илекской и киялинской свит, сократилась по площади до 380 тыс. км².

В готеривское время на территории бассейна впервые в мелу в северной части бассейна вокруг Новоземельской и Таймырской островных зон начали формироваться **низменные аккумулятивные равнины**. Площадь низменных аккумулятивных равнин в готеривское время составила немногим более 90 тыс. км².

Как было отмечено выше, в готеривский век на юго-западе и юго-востоке Западной Сибири сформировались обширные области **денудационно-аккумулятивной равнины** за счет сокращения области денудационных возвышенных равнин. Их площади увеличились почти до 500 тыс. км². Кроме того, равнинная зона такого типа существовала на юге Таймырской суши.

По обрамлению Западно-Сибирского бассейна территория, занятая **денудационной возвышенной равниной**, оставалась в прежних с валанжином границах. В готеривский век произошло выравнивание и сглаживание рельефа южного и юго-восточного обрамления плиты. Северные обрамления бассейна (Таймыр, Новая Земля, Приполярный и Полярный Урал) наоборот испытывали активное воздымание [Рудкевич, 1969], в результате чего на Таймыре появилась область **низких гор**.

БАРРЕМ

В барремском веке закончился крупный юрско-неокомский трансгрессивно-регрессивный седиментационный цикл. Это был один из двух основных циклов, сформировавших осадочные чехлы молодых платформ Евразии, в том числе и Западно-Сибирской. В результате компенсированного заполнения бассейна осадками, море обмелело. На севере и в центральной части Западной Сибири обособились два полужамкнутых опресненных мелководно-морских водоема. В них во время кратковременных трансгрессий проникали морские воды. Несмотря на это, барремская фауна в отложениях отсутствует.

Климат в барреме на территории Западно-Сибирского бассейна установился влажный, теплый, субтропический [Конторович и др., 1975].

Для барремского века на территории Западно-Сибирской плиты выделены следующие палеогеографические области (рис. 8):

- мелкое море глубиной 25—100 м;
- мелкое море глубиной меньше 25 м;
- внутренние пресные, временами засолявшиеся водоемы;
- равнина прибрежная, временами заливавшаяся морем;
- равнина низменная аккумулятивная;
- равнина денудационно-аккумулятивная;
- равнина возвышенная, денудационная;
- горы низкие.

Как уже отмечалось выше, к концу баррема на территории Западно-Сибирской геосинеклизы обособились два изолированных бассейна. Первый из них площадью 240 тыс. км² располагался в наиболее погруженных частях Карской мегасинеклизы и Южно-Карской мегаседловины. Узкими проливами, которые отделяли Новую Землю от Урала и Таймыра, он был связан с бореальным морем. Второй, более крупный площадью 430 тыс. км² находился в западной части Западной Сибири. В центральных частях водоемов располагались **области мелкого моря глубиной более 25 м**, которые соответствовали приосевой зоне морского бассейна в финале регрессии. В этих областях бассейна шло накопление глинистых илов с прослоями алевролитов и глинистых известняков (фроловская свита на юге и средняя часть таноупчинской свиты на севере).

В западной части южного водоема в **прибрежной части моря (глубиной менее 25 м)** формировались песчано-алевроито-глинистые отложения верхов черкашинской свиты. На севере, западе и юге отлагались серые глины с прослоями сидеритизированных известняков, алевролиты и песчаники леушинской свиты. В северном водоеме в прибрежной части моря накапливались глины и песчаники средней части таноупчинской свиты.

Прибрежная равнина, периодически заливавшаяся морем, значительно сократилась по площади (до 590 тыс. км²) (см. таблицу). В центральной части Западной Сибири она шириной до 250 км обрамляла оставшийся морской бассейн. На севере эта зона практически полностью заняла территорию Гыданского полуострова, а также окаймляла низменные аллювиальные равнины, расположенные вокруг Урала, Новой Земли и к западу от Таймыра. В северных районах бассейна для этой зоны характерно

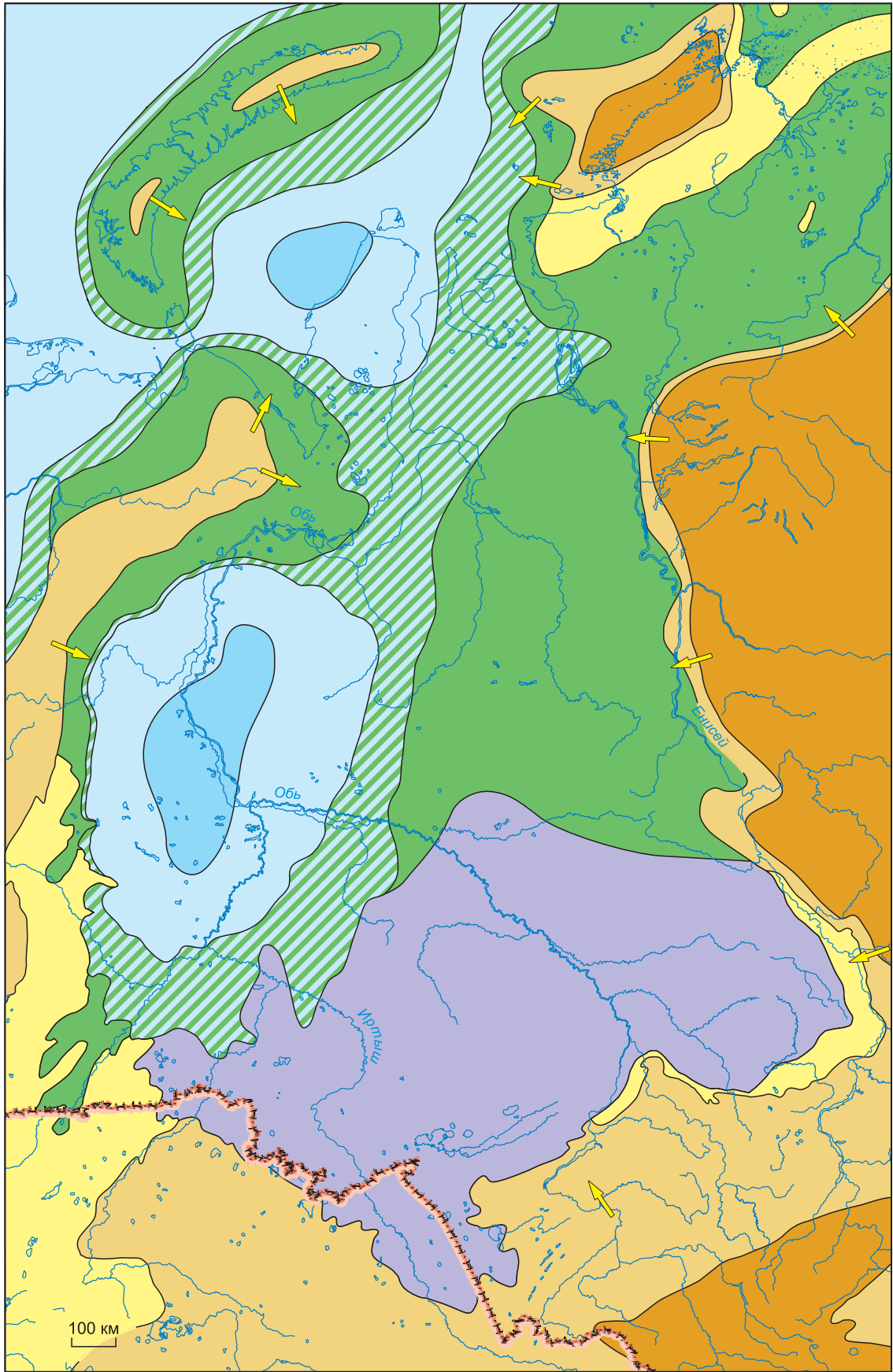


Рис. 8. Палеогеографическая схема Западной Сибири, баррем.

накопление песчаников, алевролитов и глин с растительным детритом и пропластками углей средней части танопчинской свиты. В центральных районах накапливались преимущественно песчаные отложения средней части верхней подсвиты тангаловской свиты и верхней подсвиты сангопайской свиты. На юге бассейна шло накопление пестроцветных глин верхов карбанской свиты с прослоями песчаников и алевролитов.

Для барремского века характерно развитие обширных **низменных аккумулятивных равнин**. Их образование происходило в зонах перехода прибрежных равнин к возвышенным. Наиболее развиты такие ландшафты были в северо-восточных и восточных районах Западной Сибири. Аккумулятивные равнины сформировались так же, как было отмечено выше, вдоль Уральской денудационной возвышенности, вокруг островов Новой Земли и Таймыра. На юго-востоке такая обстановка осадконакопления, граничащая с областью денудационно-аккумулятивных равнин, появилась и в районе долины Палеоиртыша. Площадь низменных, аккумулятивных равнин в барреме достигала 1160 тыс. км².

В центральных районах Западно-Сибирского бассейна формировались полимиктовые песчаники ереямской свиты с подчиненными прослоями алевроитовых глин. На северо-востоке накапливались каолинизированные песчаники малохетской свиты с редкими прослоями глин, алевролитов и углей. Вдоль Урала шло накопление песков и алевроитов низов северо-сосвинской свиты с прослоями торфа.

Территория распространения области **внутренних пресных, в отдельные отрезки времени засолявшихся водоемов** в барреме изменила свои контуры. Ее площадь увеличилась почти в два раза (до 890 тыс. км²), охватив в северо-западном направлении территорию Верхневасюганской антеклизы. Для этой области характерно накопление пестроцветных глин киялинской и илекской свит с прослоями известковистых песчаников и алевролитов.

В то же время площадь **денудационно-аккумулятивной равнины** уменьшилась на юго-западе. Произошло это за счет формирования аккумулятивных и прибрежных равнин. На юго-востоке Западной Сибири денудационно-аккумулятивная равнина в виде узкой полосы выполняла переходную зону между возвышенной равниной и областью, занятой внутренними, временами засолявшимися водоемами. Общая площадь денудационно-аккумулятивных равнин в барреме составила 440 тыс. км².

По обрамлению Западно-Сибирского бассейна территория, занятая **денудационной возвышенной равниной и низкими горами**, оставалась в прежних с готеривом границах. Продолжалось воздымание северного борта геосинеклизы. Вместе с Таймыром и Новой Землей происходило также воздымание Приполярного и Полярного Урала и, в частности, Щучинского выступа [Рудкевич, 1969].

АПТ

Ранний апт

Раннеаптской трансгрессией начался новый, апт-неогеновый трансгрессивно-регрессивный седиментационный цикл, равноценный по рангу предыдущему, юрско-неокомскому. В это время формировались региональные кошайский и алымский глинистые флюидоупоры в центральной части бассейна и одновозрастной им нейтинский на севере. Трансгрессия привела к существенному расширению (до 1060 тыс. км²) (см. таблицу) области опресненного мелководно-морского бассейна. Следует заметить, что достоверно аптская фауна отсутствует и отложения, относимые к апту, выделяются в разрезах скважин по палинологическим данным и «положению в разрезе».

В раннем апте на территории Западной Сибири был влажный и теплый до субтропического климат [Конторович и др., 1975]. На общее увлажнение климата в апт-альбе указывает возобновление процессов торфонакопления. На юго-западе, юге и юго-востоке климат был более сухим, о чем свидетельствует накопление пестроцветов и красноцветов. Основные источники сноса (Енисейский кряж, Туруханский выступ Сибирской платформы, Алтай, Саяны) по-прежнему оставались на востоке и юго-востоке.

Для раннеаптского времени на территории Западно-Сибирской плиты выделены следующие палеогеографические области (рис. 9):

- мелкое море глубиной 25—100 м;
- мелкое море глубиной меньше 25 м;
- равнина прибрежная, временами заливавшаяся морем;
- равнина низменная аккумулятивная;
- равнина денудационно-аккумулятивная;
- равнина возвышенная, денудационная;
- горы низкие.

Морской бассейн в раннеаптское время простирался от северных районов Зауральской и до южно-го окончания Красноленинской мегамоноклиз. На западе его граница практически совпадала с границей плиты. На востоке она продвинулась до района Александровского свода. Как и в барремский век, в ран-

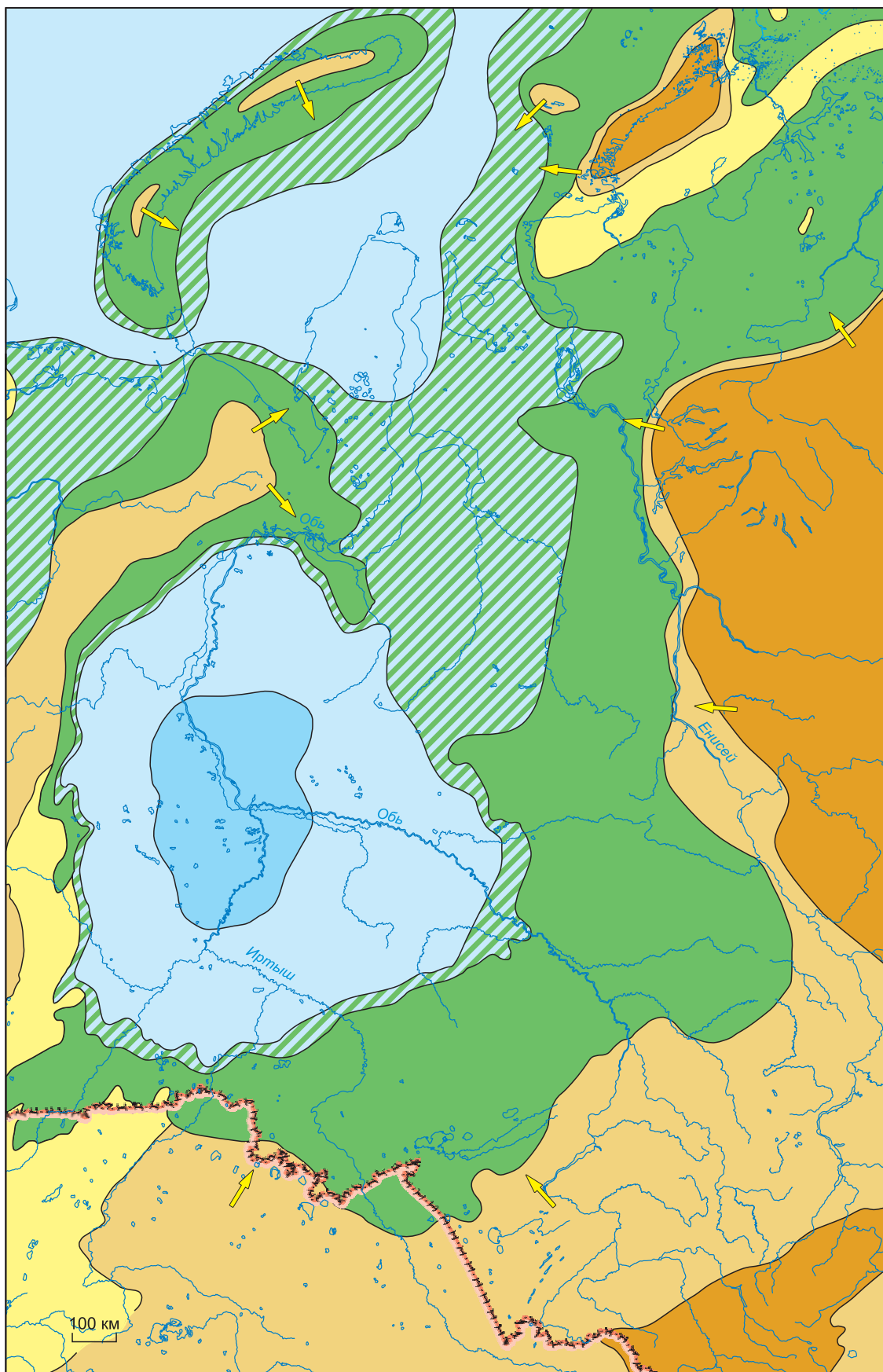


Рис. 9. Палеогеографическая схема Западной Сибири, ранний апт.

нем апте существовали две изолированные области мелкого моря. Первая — на севере (район Карского моря и севера п-ова Ямал), которая узкими проливами соединялась с бореальным морем. Вторая охватывала центральную и западную части бассейна. В отдельные периоды трансгрессий эти водоемы объединялись в один крупный, по площади превышающий 1700 тыс. км².

Наиболее глубокая **область бассейна (от 25 до 100 м)** в раннеаптское время располагалась в районе Красноленинской мегамоноклизы и Мансийской синеклизы и имела изометричную форму. Ее площадь составляла около 160 тыс. км². В восточной части этой области формировались темно-серые и серые глинистые отложения алымской свиты, содержащие единичные остатки фораминифер, радиолярий, а также остатки водорослей, по которым иногда развит пирит. Встречаются прослой углеродистых глин. В ее западной части шло накопление глин фроловской свиты, которое к концу раннего апта сменилось накоплением тонкоотмученных глин с редкими прослоями алевролитов и известняков кошайской свиты. К этому уровню приурочен региональный отражающий сейсмический горизонт М.

От центральных районов бассейна к периферийным (особенно восточным и северным) наблюдается закономерное увеличение роли песчаников в отложениях. В мелководно-морских условиях формировался нормальный фациальный ряд осадков, начинавшийся вблизи палеоберега преимущественно песками и заканчивающийся песчано-глинистыми и глинистыми осадками. На севере в **мелководно-морских обстановках с глубинами моря менее 25 м** в это время формировались песчано-глинистые отложения таноупчинской свиты. В южном водоеме на востоке отлагались глинистые и песчаные осадки алымской, а на западе — леушинской и кошайской свит. Вдоль Урала шло накопление песков и алевролитов (северо-сосвинская свита). Общая площадь этой зоны мелкого моря достигла в раннем апте почти 900 тыс. км².

Прибрежная равнина, периодически заливавшаяся морем, окаймляла морские водоемы по периферии. Вокруг центрального водоема ее ширина достигала 50—100 км, а вокруг северного — до 200 км. Основное поле развития этой области (Уренгойско-Пурпейский район, южный Ямал, Гыдан) располагалось между этими водоемами. Через него воды приполярных морей периодически проникали в центральный опресненный морской бассейн. В этой области чередовались морские глинистые отложения с континентальными песчано-глинистыми, обогащенными растительным детритом верхов тангаловской и ереямской и низов таноупчинской и покурской свит. В период максимальной трансгрессии в раннем апте на крайнем севере (территории современных полуостровов Ямал и Гыданский) сформировались глины нейтинской пачки, которые являются возрастными аналогами глинистой кошайской пачки (финала трансгрессии) внутреннего морского бассейна. Площадь этой палеогеографической области достигала в раннеаптское время 670 тыс. км².

Низменная аккумулятивная равнина занимала в раннем апте огромную территорию (1530 тыс. км²). Обширные площади распространения находились на юго-востоке и востоке Западно-Сибирской плиты, а также на территории Енисей-Хатангского прогиба. Небольшой полосой она была распространена также вдоль Урала, северо-западного побережья Таймыра и вокруг островов Новой Земли. В зоне континентального осадконакопления на юге формировались пестроцветные образования киялинской и илекской свит, которые в северном направлении сменялись зеленоцветными и сероцветными отложениями вартовской свиты и далее на север сероцветными каолинизированными песчаниками с прослоями алевролитов, глин и конгломератов малохетской свиты. Характерны многочисленные растительные остатки и редкие линзы углей. Осадки формировались в многочисленных озерах и болотах, в руслах и дельтах рек, в лагунно-прибрежных обстановках [Казаринов и др., 1969]. Подобные обстановки в некоторых областях, как будет показано ниже, сохранялись вплоть до альба и сеномана.

Денудационно-аккумулятивная равнина примыкала к бассейну на юго-западе в районе Тюменской мегамоноклизы. В ее пределах происходило формирование слабокарбонатных и пестроцветных плохо отсортированных каолинистых глин и красноцветных песчано-глинистых отложений.

По обрамлению Западно-Сибирского бассейна территория, занятая **денудационной возвышенной равниной и низкими горами**, оставалась практически в прежних с барремом границах.

Поздний апт

В аптский и альбский века в областях сноса усилилась интенсивность эрозионных процессов и стало преобладать физическое выветривание [Казаринов и др., 1969]. В позднем апте началась регрессия морского бассейна. В это время зародилась новая речная сеть Западно-Сибирской палеоравнины [Объяснительная записка..., 1976]. Приближение суши и усиление тектонической активности в областях сноса — главные причины накопления на большей части территории Западно-Сибирского бассейна грубообломочных, преимущественно песчаных и песчано-алевролитовых отложений. В результате регрессии произошло резкое обмеление морского бассейна. Его площадь сократилась до 900 тыс. км² (см. таблицу) за счет восточных районов, хотя на юге он несколько расширился. Северная и западные гра-

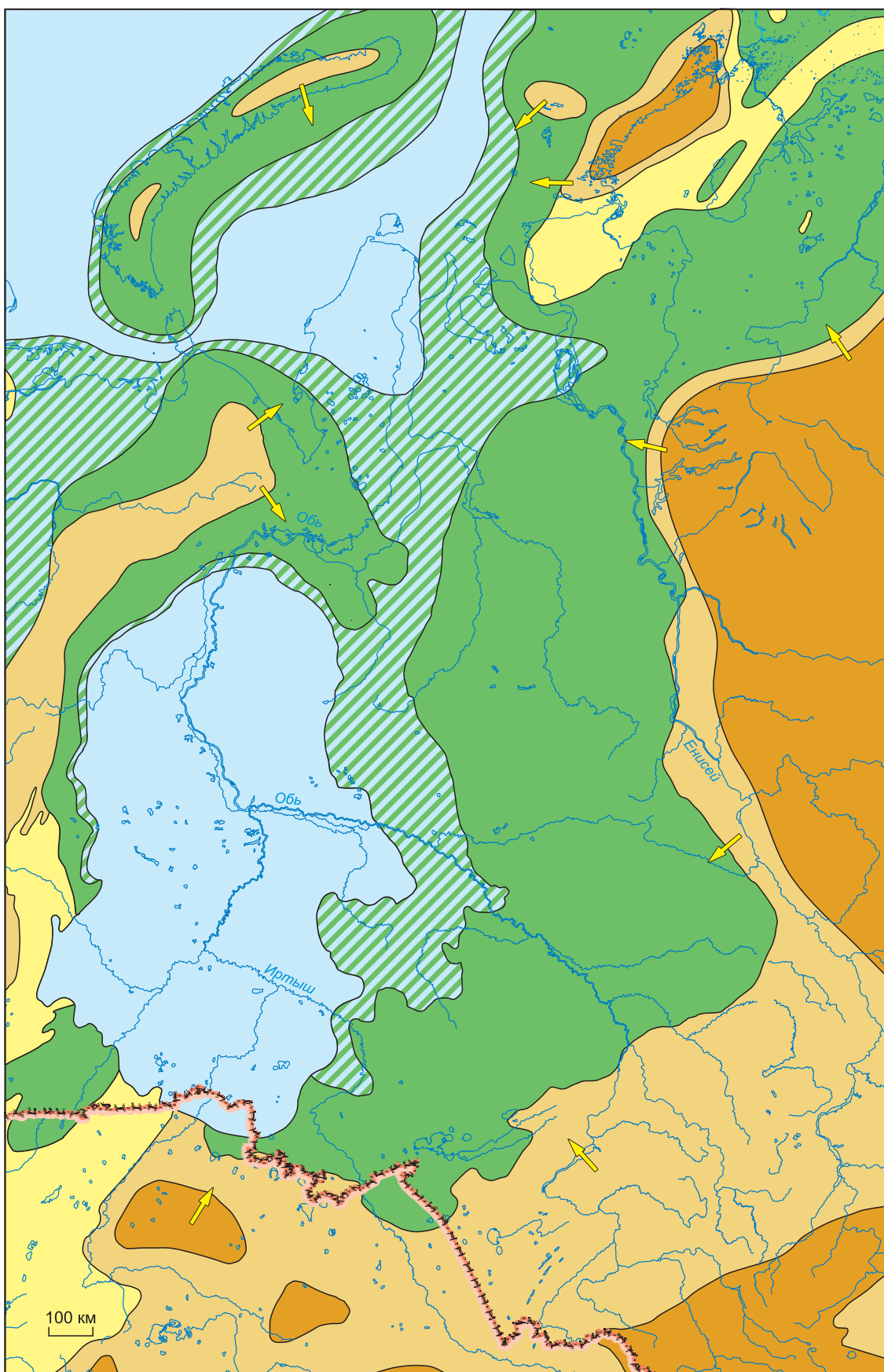


Рис. 10. Палеогеографическая схема Западной Сибири, поздний апт.

ницы бассейна остались практически неизменными. Практически в прежних границах море сохранилось и на севере бассейна (рис. 10). Узкими проливами позднеаптское Западно-Сибирское море соединялось с бореальными морями. В результате почти полной изоляции от Мирового океана и большого притока речных вод центральный водоем был сильно опреснен. Неустойчивый солевой режим стал, вероятно, одним из главных факторов бедности органического мира [Объяснительная записка..., 1976].

На территории Западно-Сибирской плиты для позднего апта выделены следующие палеогеографические области:

- мелкое море глубиной меньше 25 м;
- равнина прибрежная, временами заливавшаяся морем;
- равнина низменная аккумулятивная;
- равнина денудационно-аккумулятивная;
- равнина возвышенная, денудационная;
- горы низкие.

В центральном **морском мелководном бассейне глубиной менее 20 м**, протянувшимся с запада на восток от Урала до Нижневартовского свода и на юг до Северного Казахстана, накапливались песчаные и алевритовые осадки викуловской свиты. На севере в мелководной части моря отлагались песчаные, алевритовые и глинистые отложения верхней подсвиты танопчинской свиты. Общая площадь мелководно-морских обстановок в позднеаптское время, как отмечалось выше, превышала немногим 900 тыс. км².

Зона **прибрежных равнин, временами заливавшаяся морем**, в северных районах Западной Сибири сократилась до 550 тыс. км² за счет увеличения территории низменных аккумулятивных равнин. В центральных районах она стала несколько шире в результате обмеления морского палеобассейна. В ее пределах продолжали накапливаться отложения викуловской, покурской и танопчинской свит.

Низменная аккумулятивная равнина с разнообразными аллювиальными, озерно-аллювиальными и озерно-болотными ландшафтами в позднем апте занимала огромную территорию, более чем в 1700 тыс. км². На востоке она простиралась с севера на юг на 2,5 тыс. км при ширине до 500 км. В этой части бассейна шло накопление континентальных отложений покурской (на востоке) и яковлевской (на северо-востоке) свит. В Чулымо-Енисейском районе (на юго-востоке) накапливались песчаные отложения пировской свиты, а в Киялино-Кулундинском (на юге) — пестроцветные глины с прослоями песков леньковской свиты.

На западе низменная аккумулятивная равнина простиралась полосой до 100 км вдоль Урала, расширяясь в районе Щучинского выступа. В пределах Среднего и Южного Зауралья происходило формирование пестроцветных и серых глинистых отложений синарской свиты. Вдоль Полярного Урала формировались песчано-глинистые отложения верхов северо-сосьвинской свиты.

Как и в раннеаптское время, низменные аккумулятивные равнины существовали вокруг островов Новой Земли и к западу от Таймырской суши.

На юго-западе Западной Сибири, в районе складчатых сооружений Южного Урала и Северного Казахстана и на юге Таймыра, продолжали существовать **денудационно-аккумулятивные равнины**. Территория, занятая **денудационной возвышенной равниной и низкими горами**, оставалась практически в прежних с ранним аптом границах.

АЛЬБ

Раннеальбская трансгрессия, следовавшая за позднеаптской регрессией, сопровождалась существенным погружением западных и северных районов Западной Сибири. Область морского осадконакопления в результате обширной региональной трансгрессии значительно увеличилась (до 1520 тыс. км²) (см. таблицу). Глубины палеоморя возросли. В это время сформировались в центральной части бассейна ханты-мансийский и на севере яронгский региональные глинистые флюидоупоры.

В раннесреднеальбское время в морском бассейне существовал богатый и разнообразный видовой состав фораминифер. Наличие в разрезе остатков аммонитов, морских звезд, ежей и двустворок указывает на нормальную соленость вод морского бассейна с умеренно-теплыми водами [Захаров и др., 2000]. В результате погружения западных и частично северо-восточных районов равнины произошло проникновение бореальных морских вод с севера. Мелководная опресненная обстановка сменилась условиями нормального открытого морского водоема [Конторович и др., 1975]. В южной мелководной части бассейна воды были более опресненными.

В альбе, как и в апте, на территории Западно-Сибирского бассейна климат оставался теплым и влажным. Для этого времени на карте выделены следующие палеогеографические области (рис. 11):

- мелкое море глубиной 25—100 м;
- мелкое море глубиной меньше 25 м;

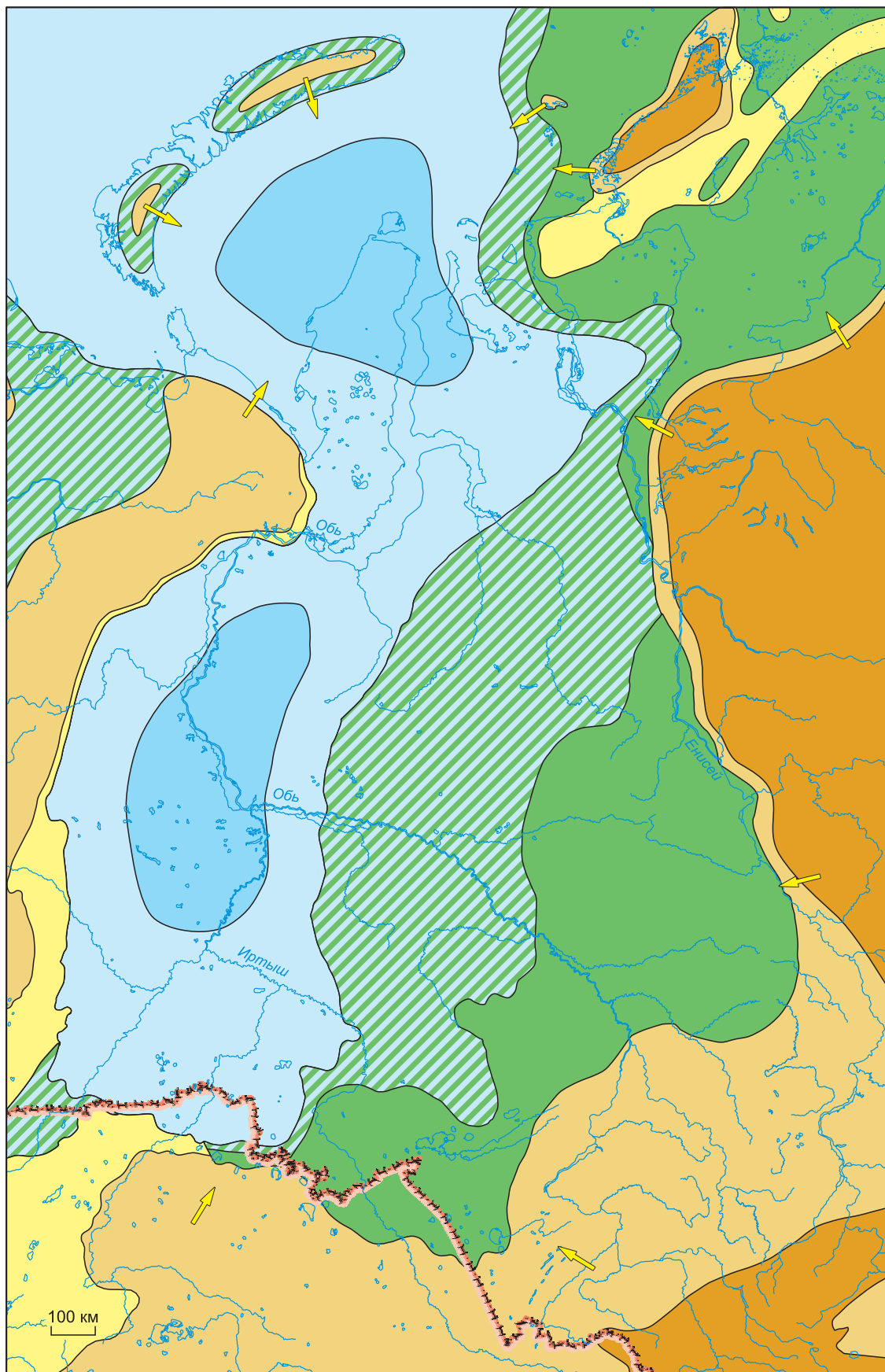


Рис. 11. Палеогеографическая схема Западной Сибири, ранний—средний альб.

- равнина прибрежная, временами заливавшаяся морем;
- равнина низменная аккумулятивная;
- равнина денудационно-аккумулятивная;
- равнина возвышенная, денудационная;
- горы низкие.

В альбе глубина Западно-Сибирского моря в центральной его части увеличилась до 100 м. Все остальные ландшафты остались такими же, какими они были в позднем апте. Акватория **мелкого моря глубиной 25—100 м** располагалась в районах Красноленинской мегамоноклизы, Карской мегасинеклизы и Южно-Карской мегаседловины и занимала площадь более 410 тыс. км². В наиболее глубоких частях бассейна отлагались серые и темно-серые тонкоотмученные глинистые илы ханты-мансийской и яронгской свит, содержащие многочисленную фауну аммонитов, пелеципод и фораминифер. Отмечаются прослой глинистых известняков, сидеритов. Диагенез осадков происходил в восстановительных условиях, о чем свидетельствует обогащенность пород пиритом [Гурова, Казаринов, 1962].

Акватории **мелкого моря с глубинами менее 25 м** в раннем и среднем альбе увеличились и достигли 1110 тыс. км². В этой части морского бассейна также отлагались глинистые отложения ханты-мансийской и яронгской свит. К периферии бассейна в осадках возрастала роль песчаного материала.

В восточном и северо-восточном направлениях морские осадки постепенно замещались континентальными. По сравнению с аптом площадь **прибрежной равнины, временами заливавшейся морем**, значительно увеличилась и достигла почти 790 тыс. км². **Низменная аккумулятивная равнина** сохранилась преимущественно на юго-востоке Западной Сибири, а также в Енисей-Хатангском прогибе и в районе Таймыра. Ее площадь составила около 950 тыс. км². В этих ландшафтах, как и в позднем апте, продолжали накапливаться осадки покурской, яковлевской, леньковской и пировской свит.

В районе Южного Урала, Северного Казахстана и на юге Таймыра по-прежнему сохранялись **денудационно-аккумулятивные равнины**. Узкая полоска денудационно-аккумулятивной равнины образовалась также вдоль Полярного Урала. Территория, занятая **денудационной возвышенной равниной и низкими горами**, оставалась практически в прежних с поздним аптом границах.

СЕНОМАН

В позднем альбе началась очередная регрессия, которая сопровождалась обмелением моря и его опреснением. Бассейн с нормальной соленостью продолжал существовать в районе Карского моря [Конторович и др., 1975]. Сенومان — время завершения этой региональной регрессии. В связи с новыми энергичными тектоническими подвижками рельеф в обрамлении Западно-Сибирской плиты стал более расчлененным. В сеноманском веке на большей ее части установился умеренно-теплый и влажный климат [Ясаманов, 1976], хотя отмечается некоторое похолодание, начавшееся в позднем альбе. Однако в пределах области седиментации плиты физико-географическая обстановка еще сохраняла все основные особенности предшествовавшей эпохи. Для этого времени на территории Западно-Сибирской плиты выделены следующие палеогеографические области (рис. 12):

- мелкое море глубиной меньше 25 м;
- равнина прибрежная, временами заливавшаяся морем;
- равнина низменная аккумулятивная;
- равнина денудационно-аккумулятивная;
- равнина возвышенная, денудационная;
- горы низкие.

Регрессия привела к обмелению бассейна и сокращению его площади до 1290 тыс. км² (см. таблицу). Вновь исчезли области мелкого моря с глубиной 25—100 м. Вдоль Палеоурала появились палеогеографические области аккумулятивных и прибрежных равнин, временами заливавшихся морем. На южных и юго-восточных границах Западно-Сибирской плиты образовалась узкая полоса (шириной до 50 км) **денудационно-аккумулятивной равнины**. Пролив в районе Обской губы соединял мелководное эпиконтинентальное море в центральной части бассейна с океаном. В **опресненном мелководном бассейне глубиной менее 25 м** шло накопление главным образом песчано-алевритовых осадков уватской и марресалинской свит, а вдоль побережий отлагались преимущественно песчаные осадки. Осадочные толщи **прибрежной равнины, временами заливавшейся морем**, площадь которой в сеномане достигла 1130 тыс. км², представлены комплексом морских и континентальных лагунных фаций покурской и долганской свит. Для осадков **низменной аккумулятивной равнины**, в пределах которой накапливались глинисто-песчаные и песчаные осадки леньковской, маковской, симоновской и кийской свит, характерны обугленные растительные остатки, корни деревьев, маломощные пласты бурых углей — палеоторфяники, мелкие зерна янтаря и конкреции сидеритов. Ее площадь в сеноманский век составила почти 1100 тыс. км².

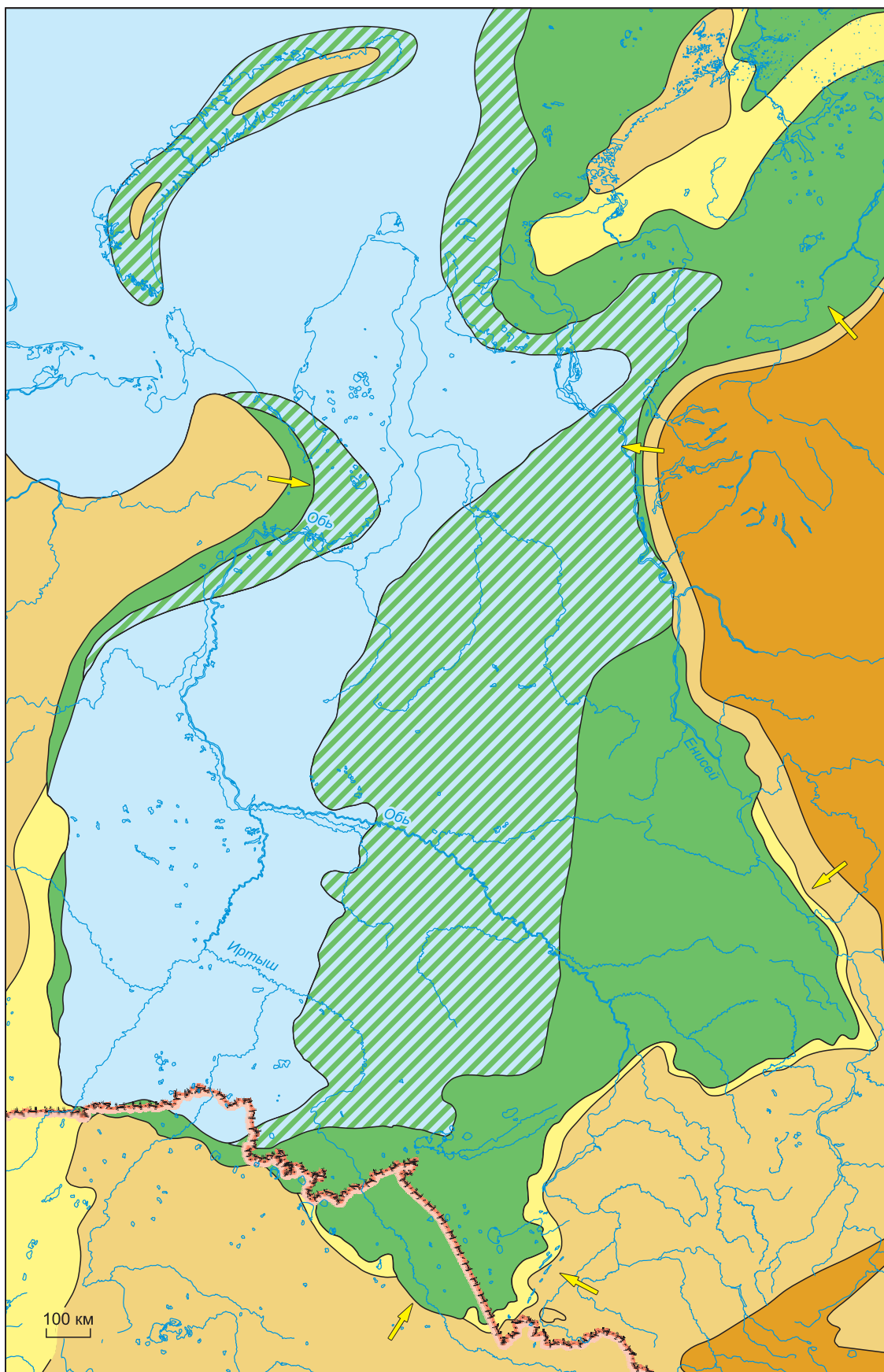


Рис. 12. Палеогеографическая схема Западной Сибири, сеноман.

ТУРОН

Ранний турон

С конца сеномана [Захаров и др., 1989, 1991, 2003] в крайних частях Западной Сибири фиксируется следующая региональная трансгрессия. С раннего турона начинается формирование очередного регионального флюидоупора — глин кузнецовской свиты. Западно-Сибирский бассейн, как и в сеномане, по-прежнему располагался в зоне субтропического влажного климата. Однако на юго-востоке бассейна отмечается более сухой климат [Конторович и др., 1975]. В областях сноса интенсивно протекали процессы выветривания. Началась довольно продолжительная эпоха относительного тектонического покоя и выравнивания рельефа, сопряженная с финальными фазами крупной (планетарной) верхнемеловой трансгрессии, завершившейся в маастрихте. Почти на всей территории плиты установился режим морской седиментации. Море с нормальной соленостью простиралось от Урала на западе до Енисея на востоке и почти до Казахстанской складчатой зоны на юге. В туроне морские заливы в районе Тургая расширились и временами превращались в проливы, соединявшие Западно-Сибирское и Копетдагское моря [Палеогеография СССР, 1975].

Площадь акватории Западно-Сибирского моря увеличилась до 2740 тыс. км² (см. таблицу). Толщины отложений турона на большей части территории Западно-Сибирской равнины составляют 40—80 м.

Среди палеогеографических обстановок вновь появляется **область мелкого моря с глубинами 25—100 м** (рис. 13), занимающая обширную территорию свыше 1600 тыс. км². Накапливаются преимущественно глинистые осадки с незначительной примесью песчано-алевритового материала и глауконитом (в базальных слоях). В осадках присутствуют фораминиферы, пелелиподы, гастроподы. Все это указывает на относительно глубоководные условия седиментации и нормальную соленость вод. В центральных частях бассейна формировались пропластки известняка. В **мелководно-морских условиях с глубинами до 25 м** формировались плохо отсортированные песчано-алевритовые илы с многочисленными растительными остатками, ходами илоедов и включениями янтаря. **Области прибрежно-морской равнины, временами заливавшейся морем**, сохранились на востоке и севере бассейна. Их площадь сократилась по сравнению с сеноманом более чем в четыре раза и составила всего 260 тыс. км².

Аккумулятивный континентальный ландшафт, который сохранялся на юго-востоке бассейна и на западе Енисей-Хатангского прогиба, представлял собой **озерно-аллювиальную, местами заболоченную равнину**. Косо- и горизонтально-слоистые пески с включениями грубообломочного материала и обилием растительных остатков формировались в речных долинах и временных потоках, а более тонкозернистые осадки — в мелководных опресненных бассейнах типа озер, болот и т.д. [Казаринов и др., 1969].

В толще континентальных отложений восточной части бассейна отмечено присутствие прослоев красноцветных, малиново-бурых и кирпично-красных комковатых глин, связанных с образованием коры выветривания [Казанский, 1963].

Средний—поздний турон

К концу турона произошло потепление климата. В западных, южных и юго-восточных районах бассейна климат был субтропическим [Конторович и др., 1975].

В среднем туроне Западно-Сибирское море было существенно более мелким, чем в начале века. Площадь морского бассейна при этом незначительно сократилась и составляла почти 2600 тыс. км² (см. таблицу). **Область мелкого моря глубиной от 25 до 100 м** сократилась примерно на треть. В пределах морского бассейна продолжали формироваться глинистые илы (глины кузнецовской свиты). В **прибрежной части моря** произошло смещение песчаных фаций в глубь бассейна. Песчаные пласты, сформированные на этом этапе вдоль восточной окраины бассейна, выделяют в газалинскую пачку.

Контуры остальных палеогеографических областей в среднепозднетуронское время были унаследованы с раннего турона и практически не изменились (рис. 14).

КАМПАН

Климат кампанского века оставался теплым и влажным, хотя имело место некоторое похолодание, и происходило накопление кремнистых илов [Синицын, 1962; Конторович и др., 1975].

В позднеантон-кампанское время произошло углубление бассейна (рис. 15). В кампанском веке продолжали господствовать мелководно-морские обстановки с нормальной соленостью вод, о чем свидетельствует литологический состав пород, остатки радиолярий, фораминифер, диатомовых водорослей, фауны, наличие глауконита. **Акватория мелкого моря глубиной 25—100 м** составляла почти 1500 тыс. км² (см. таблицу). На территории Енисей-Хатангского прогиба образовался залив. В цент-

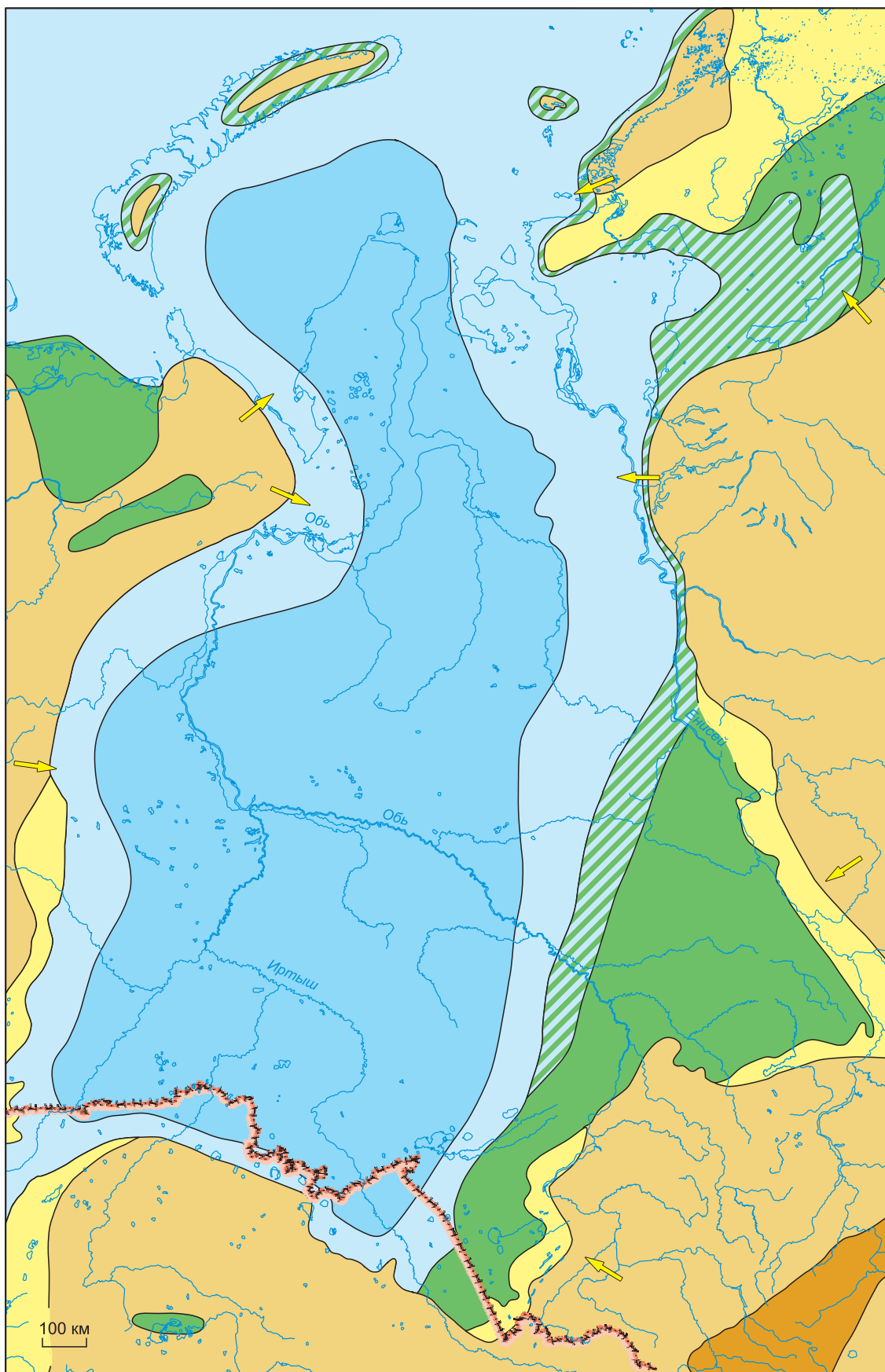


Рис. 13. Палеогеографическая схема Западной Сибири, ранний турон.

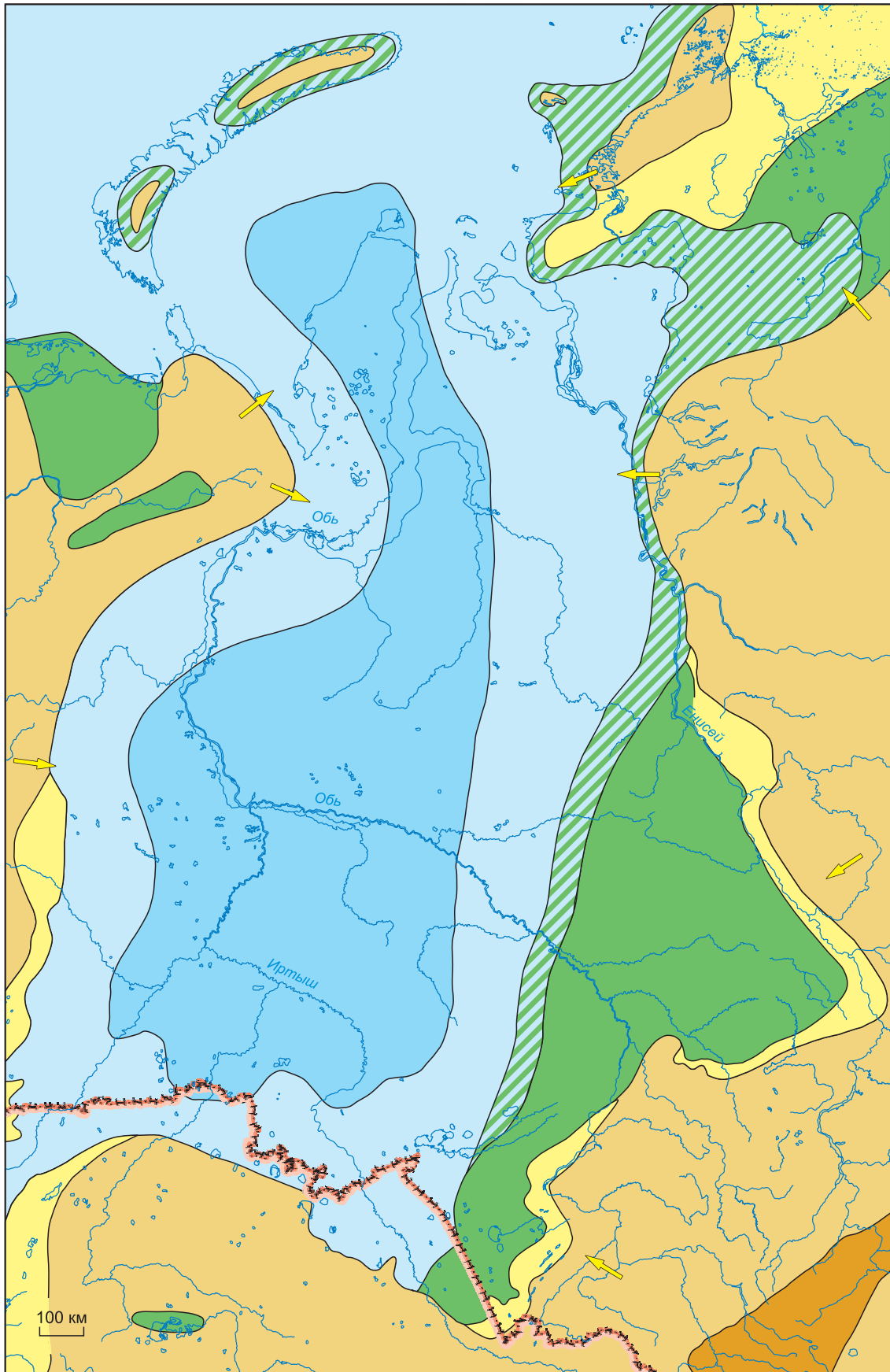


Рис. 14. Палеогеографическая схема Западной Сибири, средний—поздний турон.

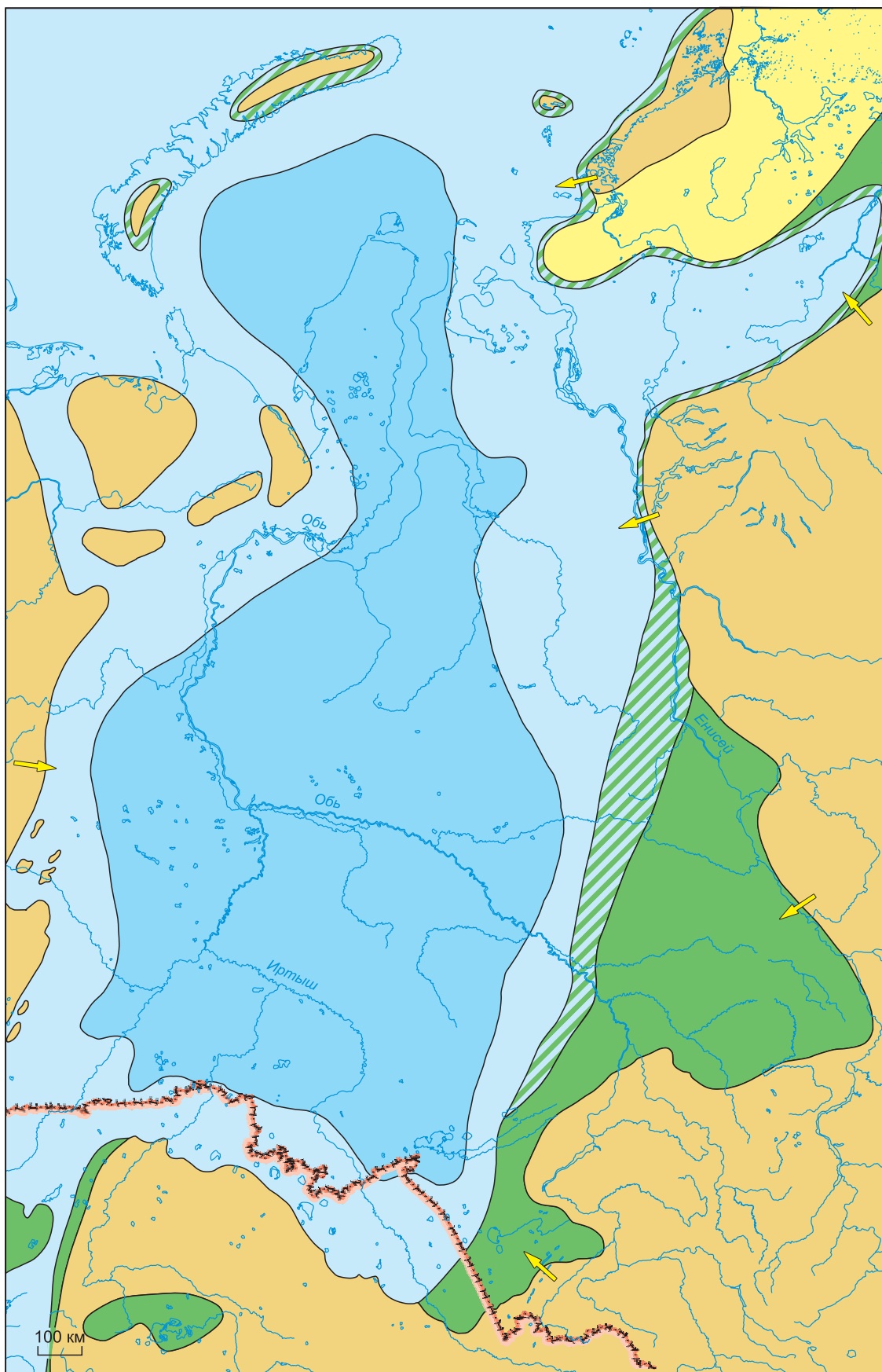


Рис. 15. Палеогеографическая схема Западной Сибири, кампан.

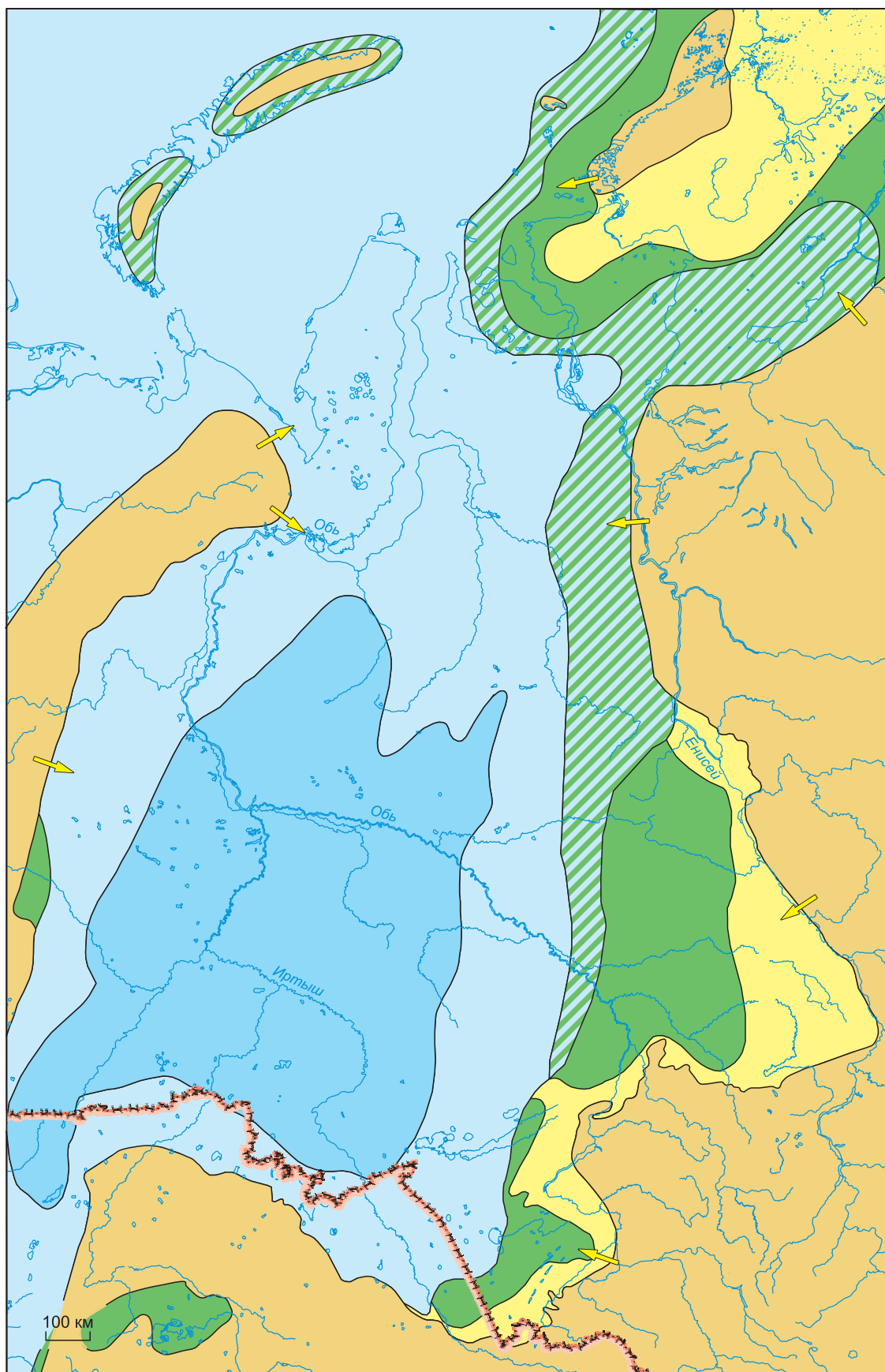


Рис. 16. Палеогеографическая схема Западной Сибири, поздний кампан, маастрихт, дат.

ральных областях бассейна накапливались серые и зеленовато-серые слабоалевритистые глинистые илы (верхнеберезовская подсвита). Восточнее, в **мелководно-морской области глубиной менее 25 м**, площадь которой составила в кампанский век 1430 тыс. км², отлагались глинистые алевриты и алевритистые глинистые илы верхнечасельской подсвиты, а также глинистые илы с прослоями алевритов и песков (славгородская свита). Вдоль северо-восточной границы палеобассейна шло накопление отложений салпадинской свиты, представляющих собой обогащенные оолитами и бобовинами лептохлоритовых железных руд глины, а также алевриты со стяжениями фосфатов и сидерита.

Ландшафт **прибрежной равнины, временами заливавшейся морем**, в кампане существовал в основном на юго-востоке бассейна. В ее пределах накапливались пески костровской свиты с прослоями алевритов и глин. Узкие области прибрежной равнины существовали также на востоке бассейна, вокруг Таймырской суши, и на севере окаймляли острова Новой Земли. Площадь прибрежной равнины, временами заливавшейся морем, составила всего 165 тыс. км².

Аккумулятивный континентальный ландшафт на юго-востоке Западной Сибири остался примерно в тех же границах, что и в туронском веке. Площадь зоны сократилась почти до 450 тыс. км². В пределах зоны в Кулундино-Чулымском районе накапливались пески, алевриты и глины сымской свиты.

Областями сноса на востоке по-прежнему оставалась Среднесибирская суша. На западе северная часть Палеоурала оказалась частично под водой, превратившись в архипелаг островов.

МАСТРИХТ

В маастрихте на территории Западной Сибири сохранялся теплый, субтропический климат. Отмечается пышный расцвет известковистой фауны [Конторович и др., 1975]. В это время произошла регрессия моря, которая сопровождалась обмелением бассейна, расширением области прибрежных равнин, в которые периодически ингрессировал морской бассейн. Вокруг Таймырской островной суши существовала аккумулятивная равнина (рис. 16).

Большую часть Западно-Сибирского бассейна занимал неглубокий морской бассейн. Акватории, на которых море имело глубину до 25 м, имели площадь более 1600 тыс. км² (см. таблицу). **Мелкое море глубиной от 25 до 100 м** сохранилось в центральной части бассейна. Площадь этой части акватории составляла 830 тыс. км². В этих областях накапливались серые, прослоями известковистые и алевритистые глинистые илы (ганькинская свита). Содержание известковых пород увеличивалось к центральным частям бассейна. На северо-востоке глинистые илы сменялись песчаными и алевритистыми с прослоями глин (танамская свита). На юго-востоке формировались преимущественно песчаные отложения костровской и сымской свит.

Области **денудационной возвышенной равнины** на востоке остались практически в прежних границах. Северная часть Урала испытала воздымание, и его контуры приобрели прежний докампанский облик. В областях сноса отмечалось ослабление процессов химического выветривания [Казаринов и др., 1969].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В течение мелового периода сформировались главные резервуары, в которых аккумуляровались углеводородные флюиды в Западно-Сибирском нефтегазоносном бассейне. Информация о палеогеографии мела и строении резервуаров нефти и газа в меловом комплексе в сочетании с информацией о нефтегазопроизводящих свитах юры, в первую очередь баженовской свите, распределении в них рассеянного органического вещества и его генетических типах, уровне катагенетической преобразованности, а также о мел-кайнозойской пликативной и дизъюнктивной тектонике является базой для выделения нефтегазовых систем в осадочном чехле Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна, районирования его территории по перспективам нефтегазоносности, количественной оценки перспектив нефтегазоносности.

ЛИТЕРАТУРА

Бочкарев В.С., Федоров Ю.Н. Палеобатиметрия Западно-Сибирского бассейна на конец времени накопления баженовской свиты // Строение и нефтегазоносность баженинов Западной Сибири. Тюмень, 1985, с. 35—41 (Тр. ЗапСибНИГНИ).

Брадучан Ю.В., Гольберт А.В., Гурари Ф.Г., Захаров В.А., Булынникова С.П., Климова И.Г., Месежников М.С., Вячкилева Н.П., Козлова Г.Э., Лебедев А.И., Нальняева Т.И., Турбина А.С. Баженовский горизонт Западной Сибири (стратиграфия, палеогеография, экосистема, нефтеносность) / Ред. В.С. Вышемирский. Новосибирск, Наука, 1986, 217 с.

Булынникова С.П., Гольберт А.В., Климова И.Г., Конторович А.Э., Полякова И.Д., Решетникова М.А., Турбина А.С. Палеобиофации нефтегазоносных волжских и неокомских отложений Западно-Сибирской плиты / Под ред. А.В. Гольберта, А.Э. Конторовича. М., Недра, 1978, 87 с. (Тр. СНИИГГиМСа, вып. 248).

Гольберт А.В., Маркова Л.Г., Полякова И.Д., Сакс В.Н., Тесленко Ю.В. Палеоландшафты Западной Сибири в юре, мелу и палеогене. М., Наука, 1968, 152 с.

Гурари Ф.Г. Доманикиты и их нефтегазоносность // Советская геология, 1981, № 11, с. 3—12.

Гурари Ф.Г. Строение и условия образования клиноформ неокомских отложений Западно-Сибирской плиты (история становления представлений). Новосибирск, СНИИГГиМС, 2003, 140 с.

Гурова Т.И., Казаринов В.П. Литология и палеогеография Западно-Сибирской низменности в связи с нефтегазоносностью. М., Гостоптехиздат, 1962, 296 с.

Зарипов О.Г., Ушатинский И.Н., Бабицын П.К. Литолого-геохимические показатели нефтеносности пород баженовской свиты. Тюмень, 1976, с. 64—68 (Тр. ЗапСибНИГНИ, вып. 110).

Захаров В.А., Сакс В.Н. Баженовское (волжско-берриасское) море Западной Сибири // Палеобиогеография и биостратиграфия юры и мела Сибири. М., Недра, 1983, с. 5—32.

Захаров В.А., Бейзель А.Л., Похилайнен В.П. Открытие морского сеномана на севере Сибири // Геология и геофизика, 1989 (6), с. 10—13.

Захаров В.А., Бейзель А.Л., Лебедева Н.К., Хоментовский О.В. Свидетельства эвстатике Мирового океана в верхнем мелу на севере Сибири // Геология и геофизика, 1991 (8), с. 8—14.

Захаров В.А., Маринов В.А., Агалаков С.Е. Альбский ярус Западной Сибири // Геология и геофизика, 2000, т. 41 (6), с. 769—791.

Захаров В.А., Лебедева Н.К., Маринов В.А. Биотические и абиотические события в позднем мелу Арктической биогеографической области // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (11), с. 1093—1103.

Казанский Ю.П. Меловые и палеогеновые осадочные формации Среднего Приобья. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1963, 354 с. (Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 18).

Казаринов В.П. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. М., Гостоптехиздат, 1958, 324 с.

Казаринов В.П., Бгатов В.И., Гурова Т.И., Казанский Ю.П., Будников В.И., Акульшина Е.П., Ван А.В., Герасимов Е.К., Герасимова Л.М., Дивина Т.А., Конторович А.Э., Косолюбов Н.И., Лизалек Н.А., Матухин Р.Г., Матухина В.Г., Пероззо Г.Н., Родин Р.С., Шматко А.В. Выветривание и литогенез. М., Недра, 1969, 456 с.

Карогодин Ю.Н., Ершов С.В., Сафонов В.С., Ефремов И.Ф., Манугян П., Овердал Ф., Валасек Д., Потапов А.М., Кобышев А.И., Кузнецов В.И., Разяпов Р.К. Приобская нефтеносная зона Западной Сибири: системно-литмологический аспект. Новосибирск, Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГТМ СО РАН, 1996, 252 с.

Карогодин Ю.Н., Казаненков В.А., Рыльков С.А., Ершов С.В. Северное Приобье Западной Сибири. Геология и нефтегазоносность неокома (системно-литмологический подход). Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2000, 200 с.

Киприянова Ф.В., Белоусова Н.А., Богомякова Е.Д., Рылькова Г.Е. Батиметрия раннеготеривского морского бассейна Западной Сибири // Проблемы нефти и газа Тюмени. Тюмень, 1979, с. 12—14 (Тр. ЗапСибНИГНИ, вып. 43).

Колгина Л.П., Орьев Л.Г., Рабиханукаева Е.С., Черников О.А. Литология и закономерности размещения пород-коллекторов в отложениях юры и нижнего мела Западно-Сибирской низменности. М., Изд-во АН СССР, 1961, 128 с.

Конторович А.Э. Геохимические методы количественного прогноза нефтегазоносности. М., Недра, 1976, 249 с. (Тр. СНИИГГиМСа, вып. 229).

Конторович А.Э., Берман Е.Л., Богородская Л.И., Винокур Б.Г., Колганова М.М., Липницкая Л.Ф., Мельникова В.М., Стасова О.Ф., Фомичев А.С. Геохимия юрских и нижнемеловых отложений Западно-Сибирской низменности. М., Недра, 1971, 251 с. (Тр. СНИИГГиМСа, Сер. Нефтяная геология, вып. 36).

Конторович А.Э., Полякова И.Д., Стасова О.Ф., Трушков П.А., Бабина Н.М., Богородская Л.И., Данилова В.П., Зуева Т.В., Колганова М.М., Липницкая Л.Ф., Мельникова В.М., Фомичев А.С. Органическая геохимия мезозойских нефтегазоносных отложений Сибири. М., Недра, 1974, 189 с. (Тр. СНИИГГиМСа, Сер. Нефтяная геология, вып. 164).

Конторович А.Э., Нестеров И.И., Салманов Ф.К., Сурков В.С., Трофимук А.А., Эрвье Ю.Г. Геология нефти и газа Западной Сибири. М., Недра, 1975, 680 с.

Конторович А.Э., Конторович В.А., Рыжкова С.В., Шурыгин Б.Н., Вакуленко Л.Г., Гайдебурова Е.А., Данилова В.П., Казаненков В.А., Ким Н.С., Костырева Е.А., Москвин В.И., Ян П.А. Палеогеография Западно-Сибирского осадочного бассейна в юрском периоде // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (8), с. 972—1012.

Конторович В.А., Беляев С.Ю., Конторович А.Э., Красавчиков В.О., Конторович А.А., Супруненко О.И. Тектоническое строение и история развития Западно-Сибирской геосинеклизы в мезозое и кайнозое // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (11—12), с. 1832—1845.

Курчиков А.Р., Бородкин В.Н. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности ачимовской толщи севера Западной Сибири. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2010, 138 с.

Курчиков А.Р., Бородкин В.Н., Храмцова А.В. Условия формирования и атлас текстур ачимовского клиноформного комплекса Западной Сибири. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2010, 129 с.

Мазур В.М. Условия образования баженновской свиты // Нефтегазоносность баженновской свиты Западной Сибири. М., Недра, 1980, с. 183—196.

Наумов А.Л. К методике реконструкции рельефа дна Западно-Сибирского раннемелового бассейна // Геология и геофизика, 1977 (10), с. 38—47.

Нежданов А.А., Пономарев В.А., Туренков Н.А., Горбунов С.А. Геология и нефтегазоносность ачимовской толщи Западной Сибири. М., Изд-во Академии горных наук, 2000, 245 с.

Палеогеография СССР. Объяснительная записка к Атласу литолого-палеогеографических карт. Т. 3. Триасовый, юрский и меловой периоды / Ред. А.П. Виноградов. М., Недра, 1975, 200 с.

Объяснительная записка к Атласу литолого-палеогеографических карт юрского и мелового периодов Западно-Сибирской равнины в м-бе 1:5000000 / Ред. И.И. Нестеров. Тюмень, 1976, с. 12—41 (Тр. ЗапСибНИГНИ, вып. 93).

Плуман И.И. Ураноносность черных битуминозных аргиллитов верхней юры Западно-Сибирской плиты // Геохимия, 1971, № 11, с. 1362—1368.

Ровнина Л.В., Родионова М.К., Садовникова Т.Н., Мазур В.М., Жильцова Н.Н. Комплексные исследования стратиграфии юры и нижнего мела Западной Сибири. М., Недра, 1978, 138 с.

Ронкина З.З. Вещественный состав и условия формирования юрских и меловых отложений севера Центральной Сибири. Л., Недра, 1965, 164 с. (Тр. НИИГА, т. 146).

Рудкевич М.Я. Тектоника Западно-Сибирской плиты и ее районирование по перспективам нефтегазоносности. М., Недра, 1969, 280 с. (Тр. ЗапСибНИГНИ, вып. 14).

Сакс В.Н., Ронкина З.З. О развитии рельефа Сибири на протяжении мезозойской эры // Геология и геофизика, 1960 (1), с. 58—73.

Саркисян С.Г., Прощеталова Т.Н. Палеогеография Западно-Сибирской низменности в раннемеловую эпоху. М., Наука, 1968, 81 с.

Синицын В.М. Палеогеография Азии. М., Л., Изд-во АН СССР, 1962, 268 с.

Трушкова Л.Я., Игошкин В.П., Хафизов Ф.З. Клиноформы неокома — уникальный тип нефтегазоносных резервуаров Западной Сибири. СПб., ВНИГРИ, 2011, 125 с.

Умова Л.А., Цаур Г.И., Шатров В.П. Палеогеография Восточного склона Урала и Зауралья в меловое и палеоценовое время. Свердловск, Изд-во УФАН СССР, 1968, 84 с.

Ушатинский И.Н. Литология и перспективы нефтегазоносности юрско-неокомских битуминозных отложений Западной Сибири // Советская геология, 1981, № 2, с. 11—22.

Ясаманов Н.А. Климаты и ландшафты мезозоя и кайнозоя Западной и Средней Сибири (палеогеографические факторы бокситонакопления). М., Недра, 1976, 142 с.

Ясович Г.С., Поплавская М.Д. К стратиграфии битуминозных отложений верхней юры и неокома Западно-Сибирской равнины // Материалы по геологии нефтегазоносных районов западной Сибири. Тюмень, 1975, с. 28—57 (Тр. ЗапСибНИГНИ, вып. 102).

*Поступила в редакцию
14 ноября 2013 г.*