

УДК 551.86:563.12(470.26)

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ НОРВЕЖСКО-ГРЕНЛАНДСКОГО И СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ЕВРОПЕЙСКОГО МОРСКИХ БАССЕЙНОВ В ПАЛЕОГЕНЕ

© 2010 г. Г. С. Харин, Н. П. Лукашина

Атлантическое отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Калининград

e-mail: ioran@atlas.baltnet.ru

Поступила в редакцию 30.06.2008 г., после доработки 05.01.2009 г.

В статье обобщены опубликованные и оригинальные данные по литологии и фауне (в основном фораминифер) палеогеновых Норвежско-Гренландского и Северо-Западного Европейского морских бассейнов. Выявлена их палеогеографическая эволюция и характер развития связей с Северной Атлантикой, Мезотетисом и Северным Ледовитым океаном от момента зарождения до исчезновения. Показано, что в значительной мере палеогеографические условия рассматриваемых бассейнов седиментации зависят от тектонических движений литосферных плит. Большое влияние на палеообстановку и седиментогенез оказал вулканизм Исландского плюма. Реконструированы палеотектонические и климатические условия осадконакопления. Наличие бокситоносной материковой коры выветривания и другие данные свидетельствуют о тропическом влажном климате в раннем палеогене, который к концу позднего палеогена сменился умеренным влажным климатом. В морских бассейнах формировались терригенные осадки, в том числе и нефтегазоносные, в них присутствуют продукты размыва коры выветривания, россыпи тяжелых минералов, пирокластическая вулканов Исландского плюма, цеолитоносные, янтареносные, фосфоритоносные и глауконитовые горизонты, представляющие практический интерес.

Норвежско-Гренландский бассейн (НГБ) и Северо-Западный Европейский бассейны (СЕБ) являются наиболее интересными мобильными областями нашей планеты, которые в палеогене развивались под влиянием движений трех главных литосферных плит (Евразийской, Северо-Американской и Африканской) и трех океанов (Атлантического, Тетиса и Северного Ледовитого). В отдельные временные интервалы палеогена значительное влияние оказывал также Тихий океан. Большое значение в палеогеографии палеогена НГБ имел и имеет сейчас Исландский плюм, определивший другие названия данного региона – вулканическая трапповая провинция Туле, Британо-Арктическая и Северо-Атлантическая вулканическая провинции, оформившиеся в основном в доспрединовую стадию развития региона (рис. 1).

Плитовая тектоника (спрединг, горизонтальные и вертикальные движения) сказывались на размерах НГБ, который в палеогене начал превращаться в часть Северной Атлантики, одновременно оставаясь частью СЕБ. К концу позднего палеогена сократились внутриконтинентальные моря, занимавшие Датско-Польский авлакоген, Южную Прибалтику и Северо-Западную Беларусь. В позднем олигоцене от СЕБ сохранилось лишь Северное море, имевшее широкую связь с НГБ. С осушением Днепровско-Донецкой впадины исчез пролив, связывавший океаны Тетис, Атлантический и Американо-Евразийский. Исчезновение этого пролива, а также ряда проливов между Северной Атлантикой и Тихим океа-

ном сильно изменило перемещение водных и воздушных масс, что, в свою очередь, привело к заметным климатическим перестройкам в палеогене. Вместе с этим изменились фауны и флоры, типы седиментации и минеральных ресурсов рассматриваемых регионов.

Целью настоящей работы является восстановление палеогеографических условий НГБ и СЕБ на основе литологических и фаунистических данных.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА

Материалом для этой работы послужили данные советских и российских экспедиций НИС “Академик Курчатov”, “Михаил Ломоносов” и “Академик Мстислав Келдыш”, в которых участвовали авторы. Широко использовались данные глубоководного бурения проектов DSDP и ODP. (Участником 38-го рейса б/с “Гломар Челленджер” в НГБ был один из авторов – Г.С. Харин). Следует отметить, что глубоководное бурение сделало НГБ одним из наиболее изученных районов Мирового океана. Здесь, и в ближайших районах Северной Атлантики проведено 11 экспедиций б/с “Гломар Челленджер” и “Джойдес Резолюшн”, пробурено более 70 глубоководных скважин (рис. 1).

По СЕБ использованы материалы, предоставленные ООО “ЛУКОЙЛ-Калининградморнефть”, Калининградской гидрогеологической экспедицией и Балтийской морской инженерно-геологиче-

исковому бурению в Норвежском, Гренландском, Северном и Балтийском морях.

Временные интервалы палеорекопункций определялись длительностью эпохи по геохронологической шкале [20], принятой в первичных отчетах по глубоководному бурению в Северной Атлантике и НГБ (тома 12, 37, 38, 49, 81, 94, 104, 151, 152, 162). Палеогеографические реконструкции базируются в основном на стратиграфических схемах палеогена, представленных в указанных томах и на региональных схемах (рис. 2). Литологическая основа палеогена получена нами при изучении керн скважин, пробуренных в НГБ, на Балтике, в Калининградской области. Проведены дополнительные исследования литологии, минералогии, прослоев вулканического пепла и фауны фораминифер, использованные при корреляции районов Северной Атлантики, НГБ и СЕБ. Исследованы многочисленные публикации по названным вопросам.

В стратиграфии и корреляции палеогеновых отложений Северной Атлантики и прилегающих областей есть ряд неясных вопросов. К ним, в первую очередь, относятся: 1 — слабое палеонтологическое обоснование положения границ мел-палеоген, палеоген-неоген, палеоцен-эоцен, эоцен-олигоцен в некоторых районах; 2 — отсутствие в некоторых разрезах расчленения палеогена на ярусы; 3 — слишком большой временной диапазон некоторых региональных стратиграфических единиц НГБ и Северного моря и недостаточная их привязка к Международной стратиграфической шкале.

Указанные выше недостатки стратиграфического расчленения осадочного чехла дают возможность проводить корреляцию литологических комплексов в разных разрезах НГБ и СЕБ с точностью до подотдела. Более детальная корреляция осуществлялась по литологическим, геохимическим, минералогическим и другим признакам осадков. В частности, в палеогене НГБ большое коррелятивное значение имеют прослой пепла, которые хорошо диагностируются визуально по внешнему облику под микроскопом и по химическому составу.

Определенное значение для стратиграфического расчленения и корреляции осадочных толщ НГБ и СЕБ имеют палеогеновая кора выветривания и продукты ее переотложения, наличие цеолитоносных, фосфоритоносных, янтареносных горизонтов [17, 19, 26]. При палеорекопункциях НГБ и СЕБ в данной работе использованы критерии и методы, которые подробно освещены в монографии “Палеоокеанология Атлантического океана” [6].

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

Палеогеографическими реконструкциями охвачен временной интервал продолжительностью 35 млн. лет. Составлено шесть палеосхем от датского века раннего палеоцена до рюпеля раннего оли-

гоцена включительно. Схема корреляции отложений этого времени показана на рис. 2.

Палеоцен. Палеогеографическая обстановка палеоцена отражена двумя схемами: 1 — датский век, 2 — зеландский и танетский века. В датский век собственно Норвежско-Гренландского океанического бассейна не существовало. Между сближенными блоками Лавразии (Гренландией и Скандинавией) располагалось шельфовое море, проникавшее по системе глубинных разломов, рифтов и грабенов из Мирового океана в раскалывающийся континент Лавразию (рис. 3). Эти деструктивные структуры прослеживаются геофизическими методами на шельфах Норвегии, Гренландии, в Северном море в виде цепочек грабенов и в виде линеамента Тейсера-Торнквиста и Датско-Польского авлакогена на границе Западно- и Восточно-Европейской платформ.

Спрединг еще не проник в НГБ из Северной Атлантики. Он развивался от трансформного разлома Чарли-Гиббс на северо-запад от Срединно-Атлантического хребта, формируя океаническую литосферу Лабрадорского и Баффинового морей. В это время северо-западная часть Лавразии проходила над Исландским плюмом, что в значительной мере определило продвижение разломов, рифтов и спрединговой зоны на северо-восток, в сторону будущего океанического Норвежско-Гренландского бассейна. Имеющиеся данные [16, 18, 27, 33] указывают на то, что вулканизм Исландской горячей точки в раннем палеоцене проявлялся в Центрально-Восточной, Юго-Восточной и Западной Гренландии, а также на Британских и Фарерских островах, представляющих собой пока единую континентальную сушу, но уже подверженную расколу и отделению плато Хаттон, Рокколл и Британских островов от Гренландии.

Прогиб земной коры вдоль расколов — глубинных разломов заполнялся продуктами вулканизма Исландской горячей точки, центр которой находился в Центрально-Восточной Гренландии. В прогиб стекали потоки лав и пирокластике, сюда переносились осадки и здесь перебивались вулканические пеплы, образуя осадочно-вулканогенные толщи. Так, произошло зарождение и постепенное развитие вулканогенной толщи, выделяемой в составе трапповой формации палеогена НГБ под названием SDRS (Seaward — Dipping Reflector Sequence). Эта толща, будем называть ее “толщей наклонного рефлектора”, сформировалась в наземных условиях, на бортах и дне прогибающихся грабенов. Геофизическими методами она прослежена на западной и восточной окраинах Северной Атлантики и НГБ от Юго-Восточной Гренландии и плато Рокколл до центральной части Гренландского моря и Баренцевоморского континентального склона (см. рис. 1). Выявленная протяженность толщи до 2700 км, ширина от 100 до 600 км, мощность от 5—6 до 20 км. Наибольшая ширина и мощность наблюдается вдоль следа Исландского плюма на Гренландско-Исландском и

Международная стратиграфическая шкала				Стратиграфические схемы палеогена регионов							
Система	Отдел	Подотдел		Литва [24]	Калининградская область [5]	Северная Польша [29]	Северное море [22]	Сев.Атлантика Подлание Роколл [31]	Норвежско-Гренландский бассейн [34]		
		Ярус	Ярус								
ПАЛЕОГЕНОВАЯ	Палеоген	Верхний	Танетский	Литовская свита	Самбийская	Олжанская	Coscinodiscus spp.	G.linaperta group	Stilostomella spinulosa		
			Зеландский	Любовская свита	Любовская	T.tithven mugaui-R. rauera	G.linaperta group	Планктонные фораминиферы не встречены			
		Средний	Ипретский	Сумская	Заостровская	Subbotina patagonica	Coscinodiscus spp.			G.linaperta group	Ceratobulimina inflata
			Лютетский	Бучакская	Бучакская	Бучакский и каневский горизонты объединенные	Subbotina patagonica	G.linaperta group		Reticulophragmium amplexens	
		Средний	Баргонский	Приабонский	Алкская	Алкская	Алкская	Reticulophragmium amplexens			G.unicava primitiva G.index C.dissimilis
					Пруская	Пруская	Поморская	Globigerinatheka index		G.unicava primitiva G.index C.dissimilis	
	Эоцен	Верхний	Рюпельский	Харьковская	Пальвская	Верхнемо-синий	Чемпинская	Globigerinatheka index	Globigerinatheka index	Spirosigmoinella sp. Karrettiella subglobosa	
			Хаттский	Стародубская	Пальвская	Верхнемо-синий	Чемпинская	Globigerinatheka index	Globigerinatheka index		
		Верхний	Ярус	Берекский горизонт	Беларусь [13]	Свита	Свита	Свита	Свита		Свита

Рис. 2. Стратиграфические схемы и корреляция палеогеновых отложений Северо-Западного Европейского и Норвежско-Гренландского бассейнов. Штриховка обозначает перерывы в осадконакоплении, волнистая линия — размывы и стратиграфические несогласия.

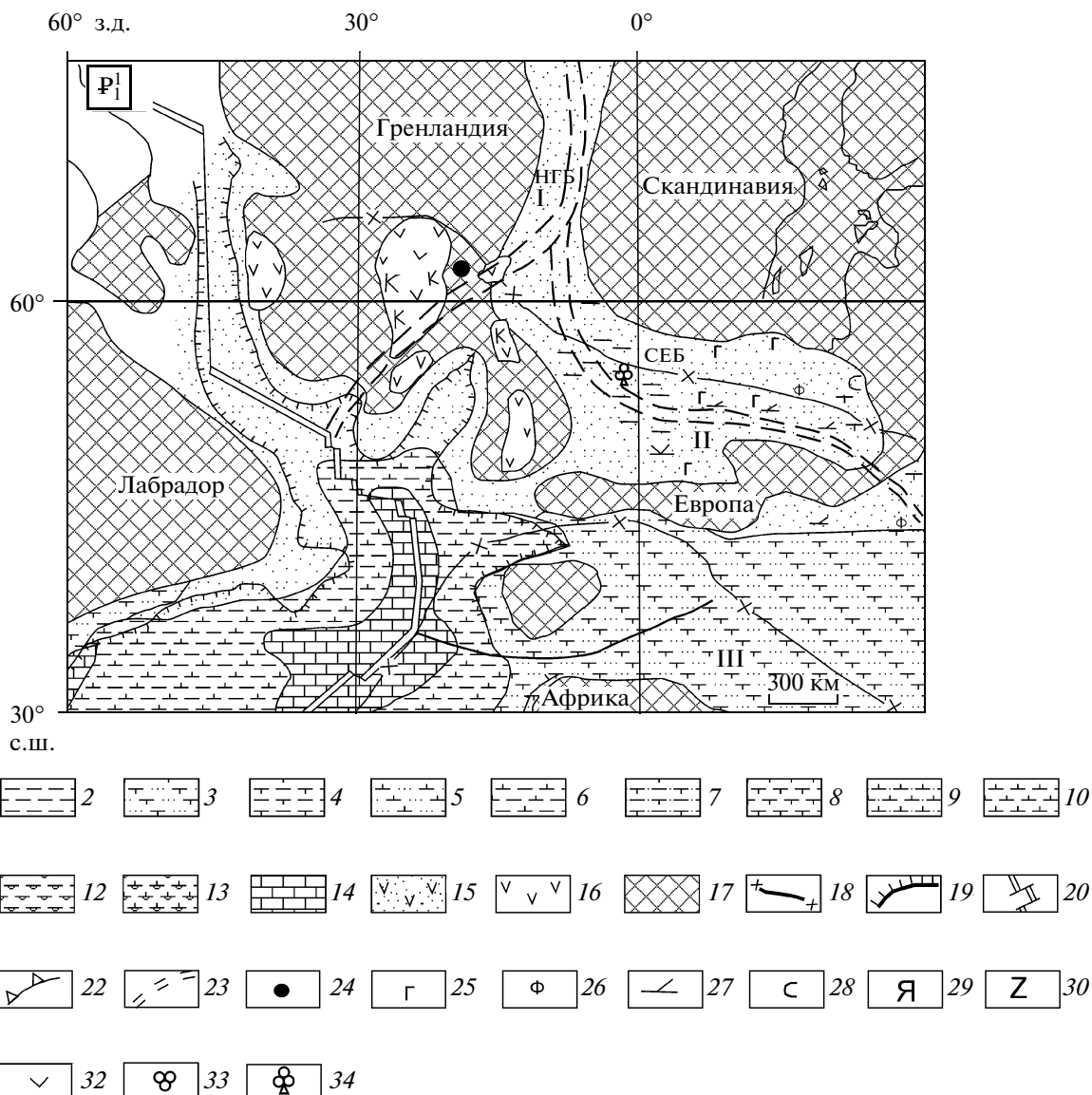


Рис. 3. Литолого-палеогеографическая схема раннего палеоцена.

1–16 – морские и океанские донные отложения: 1 – терригенные (>50% терригенного материала, <10% CaCO_3) обломочные пески и крупные алевриты, 2 – терригенные илы, 3 – терригенные известковистые (10–30% CaCO_3) бентогенные обломочные пески и алевриты, 4 – терригенные известковистые (10–30% CaCO_3) бентогенные илы, 5 – терригенные известковистые планктоногенные обломочные пески и алевриты, 6 – терригенные известковистые планктоногенные илы, 7 – терригенные слабоизвестковистые (30–50% CaCO_3) бентогенные обломочные пески и алевриты, 8 – терригенные слабоизвестковистые (30–50% CaCO_3) бентогенные илы, 9 – терригенные слабоизвестковистые планктоногенные обломочные пески и алевриты, 10 – терригенные слабоизвестковистые планктоногенные илы, 11 – терригенные кремнистые (10–30% SiO_2 ам.) илы, 12 – терригенные слабокремневые (30–50% SiO_2 ам.) илы, 13 – терригенные известковистые и кремнистые (по 10–30% CaCO_3 и SiO_2 ам.) илы, 14 – биогенные известковые планктоногенные илы, 15 – осадки, содержащие 10–50% вулканического пепла; 16–24 – прочие обозначения: 16 – вулканогенные накопления, 17 – области размыва на континентах и микроконтинентах, 18 – климатические зоны и их границы (I – умеренного и умеренно-теплого влажного климата, II – субтропического и тропического влажного климата, III – тропического сухого климата), 19 – границы континентов, 20 – зоны спрединга, 21 – зоны скольжения плит, 22 – зоны субдукции, 23 – зоны глубинных разломов, 24 – проекция Исландского плюма; 25–34 – индикаторы палеогеографических обстановок: 25 – глауконит, 26 – фосфориты, 27 – прослой мергелей в терригенных осадках, 28 – спикулы кремнистых губок, 29 – обломки янтаря в осадках, 30 – цеолиты, 31 – красноцветная латеритная кора выветривания *in situ*, 32 – продукты перемыва латеритной коры выветривания в осадках, 33 – фораминиферы планктонные, 34 – фораминиферы агглютинирующие.

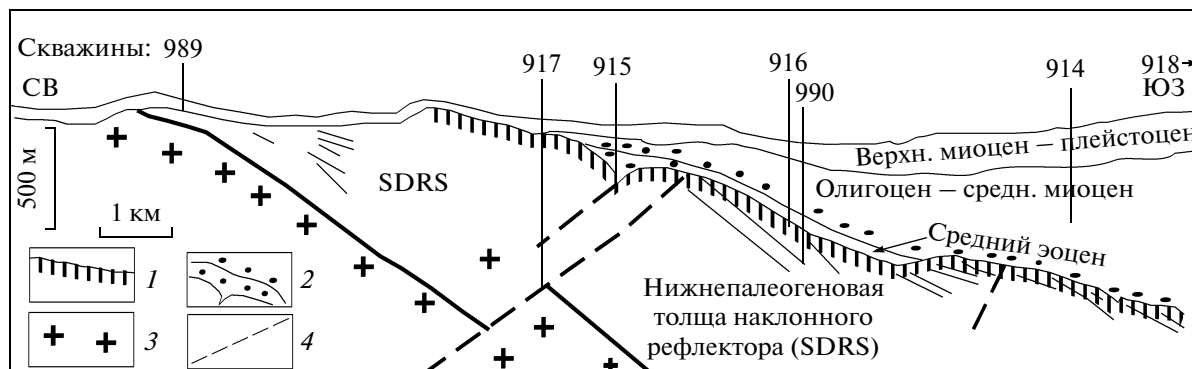


Рис. 4. Геологический разрез шельфа и подводного склона Юго-Восточной Гренландии по скважинам глубоководного бурения 989-918 (их положение см. рис. 1).

1 – остаточная кора выветривания, развитая на доспрединовых базальтах Исландского плюма верхней толщи наклонного рефлектора (SDRS); 2 – переотложенные продукты размыва коры выветривания, содержащие минералы свободного глинозема (гиббсита), каолинит, гетит, гематит; 3 – добазальтовый фундамент (гнейсы, осадочные породы); 4 – разломы. По [17, 26] с изменениями и дополнениями.

Фареро-Исландском порогах. Время ее формирования – 60–53 млн. лет назад, т.е. формирование происходило в основном в зеландское время. Однако первые признаки прогибания и грабенообразования, судя по возрасту ее древнейших вулканитов (до 66 млн. лет) и 27 магнитной хроны, появились в позднедатское время и были обусловлены совокупным влиянием спрединга Срединно-Атлантического хребта и Исландского плюма. Теплый влажный климат способствовал появлению на хорошо дренируемых склонах и возвышенностях химической коры выветривания латеритного типа. Наиболее полные профили коры выветривания сохранились на базальтах и вулканических туфах толщи наклонного рефлектора в прогибающихся и перекрывающихся осадками от размыва участках суши (рис. 4). Формирование коры выветривания началось в конце раннего палеоцена, но главная фаза латеритообразования, судя по данным определения абсолютного возраста выветриваемого субстрата (в основном базальтов), происходила в период 60–56 млн. лет назад, т.е. в позднем палеоцене и раннем эоцене [17]. В районах, не вовлеченных в погружение, таких, как отдельные участки (возможно островные) Фареро-Исландского порога, формирование коры выветривания продолжалось до среднего эоцена. Проявления латеритной бокситоносной и ожелезненной коры выветривания *in situ* сейчас известны на Фареро-Исландском пороге (скв. 336), плато Воринг (скв. 342, 642), шельфе и склоне Восточной Гренландии (скв. 915–917), возвышенности Роккол (скв. 117) и в Ирмингеровой котловине (скв. 918). Все они связаны с выветриванием вулканитов толщи наклонного рефлектора. Переотложенные продукты коры выветривания найдены в вышележащих морских отложениях в Лофотенской (скв. 345) и Ирмингеро-

вой (скв. 918) котловинах, на склоне Юго-Восточной Гренландии (скв. 915, 917, 990).

В коре выветривания и в перекрывающих ее терригенных осадках эоцена отмечается обилие каолинита (до 60%), наличие глиноземистого минерала гиббсита, высокий глиноземистый модуль ($Al_2O_3/SiO_2 = 0.8-1$) при содержании Al_2O_3 около 26–28%. Характерно, что в основании морской осадочной толщи с гиббситом и каолинитом залегает слой конгломератов с галькой выветрелых каолинизированных, ожелезненных и бокситизированных базальтов. В цементе конгломератов и вышележащих гиббситоносных песчаников встречен наннопланктон, а также пыльца и споры тропических растений эоценового возраста [26]. Указанные выше данные свидетельствуют о том, что Ю–В Гренландия, плато Хаттон и возвышенность Роккол находились в зоне субтропического и тропического климата, способствующего развитию латеритной коры выветривания Таитянского типа на вулканогенных породах [17, 27]. Следует отметить, что к близкому выводу о климате пришел М.А. Ахметьев [2], также поместив эти районы в зону влажных субтропиков, по данным состава наземной флоры.

В начале палеоцена над котловиной Роккол находилось неглубокое море, которое было продолжением эпиконтинентальных морей Северо-Западной Европы. Там была распространена типично бореальная фауна планктонных и бентосных фораминифер [20]. Тип фауны свидетельствует о поступлении холодных вод, скорее всего из Американского океана. Комплекс фораминифер, среди которых встречались эльфидиумы, показывает, что с позднего палеоцена до эоцена плато Роккол (скважины 403, 404) представляло собой мелководное море с условиями, меняющимися от морских до солонатоводных. Южная окраина плато в это

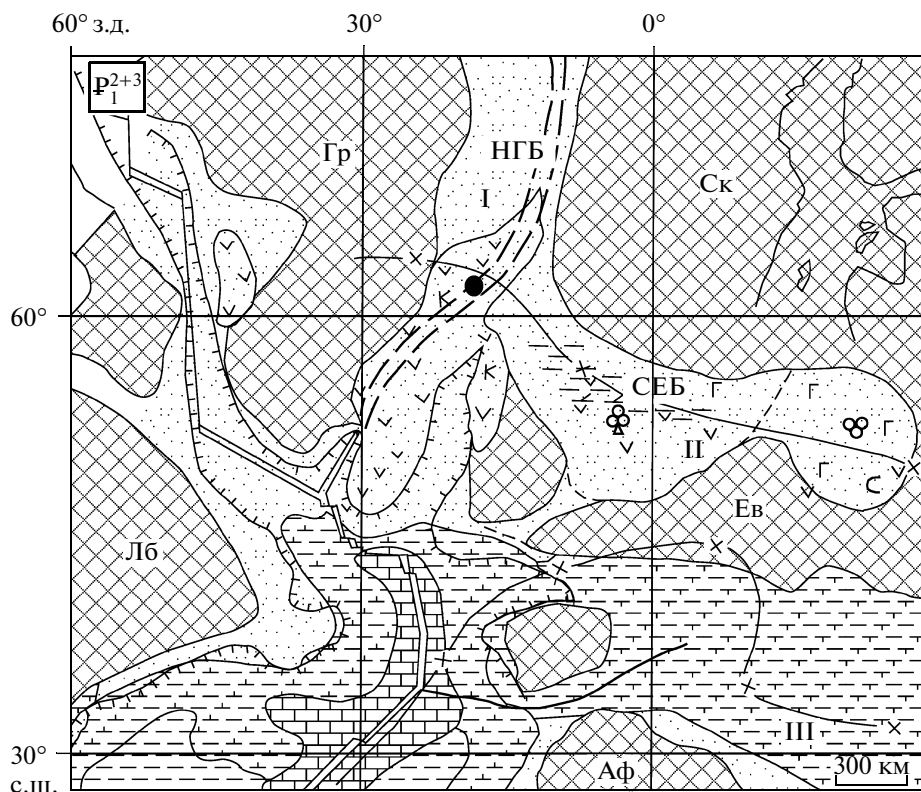


Рис. 5. Литолого-палеогеографическая схема позднего палеоцена. Коротким пунктиром показаны области регрессии моря. Остальные усл. обозначения см. на рис. 3.

время имела глубины от 1000 (скв. 405) до 1800 м (скв. 406) [20, 31].

В конце раннего палеоцена океанический спрединг из Центральной Атлантики проник к северу от разлома Чарли-Гиббс, в результате чего возник срединный хребт Рейкьянес. Продолжала удлиняться активная зона Лабрадорского хребта. За счет спрединга этих хребтов постепенно увеличивалась акватория Северной Атлантики и рождалась новая земная кора. В конце позднего палеоцена – начале раннего эоцена началось формирование хребтов Эгир, Колбенсей, Мона и Книповича, закладывается океанический Норвежско-Гренландский бассейн (рис. 5, 6). В это же время большую вулканическую активность проявил Исландский плюм, над которым в палеогене проходила рассматриваемая область литосферы.

Распад Лавразии привел к обширным связям Северной Атлантики с Тетисом и Тихим океаном. Поступление теплых водных и воздушных водных масс и влажный субтропический и тропический климат способствовали формированию латеритной коры выветривания не только на массивах доспрединговых плюмовых базальтов. Кора выветривания формировалась и по другим породам. Об этом свидетельствуют продукты ее перемыва и переотложения в палеогеновых циркон-

ильменитовых россыпях, формировавшихся на западе Русской платформы, в Днепровско-Донецкой впадине и других бассейнах [9].

Центральный грабен Северного моря, заполнявшийся в палеогене морскими, в основном терригенными осадками большой мощности (до 3–4 км), имевшими признаки глубоководности (турбидиты, оползни), был связующим звеном между раскрывающимся НГБ и СЕБ. Некомпенсированное осадконакоплением прогибание происходило и в других грабенах Северного моря и Норвежского и Гренландского шельфа НГБ. Осадки этих грабенов стали вмещателями крупных залежей нефти и газа.

В раннем палеогене морские условия на севере Европейского континента ограничивались Южной Прибалтикой и Датско-Польским авлакогеном, сообщавшимся с Северным морем и Американо-Азиатским океаном. На смену терригенно-карбонатным отложениям позднего мела с многочисленной и разнообразной фауной планктонных и бентосных фораминифер пришли нижнепалеоценовые, преимущественно глауконитовые терригенные осадки (пески и алевриты). В южной части Датского бассейна из семнадцати видов бентосных фораминифер сохранились, и даже стали более обильными, лишь два – *Cibicidoides succendes* и *Osangularia lens* [35]. В Южной Прибалтике в нижнепалеоценовых отложениях

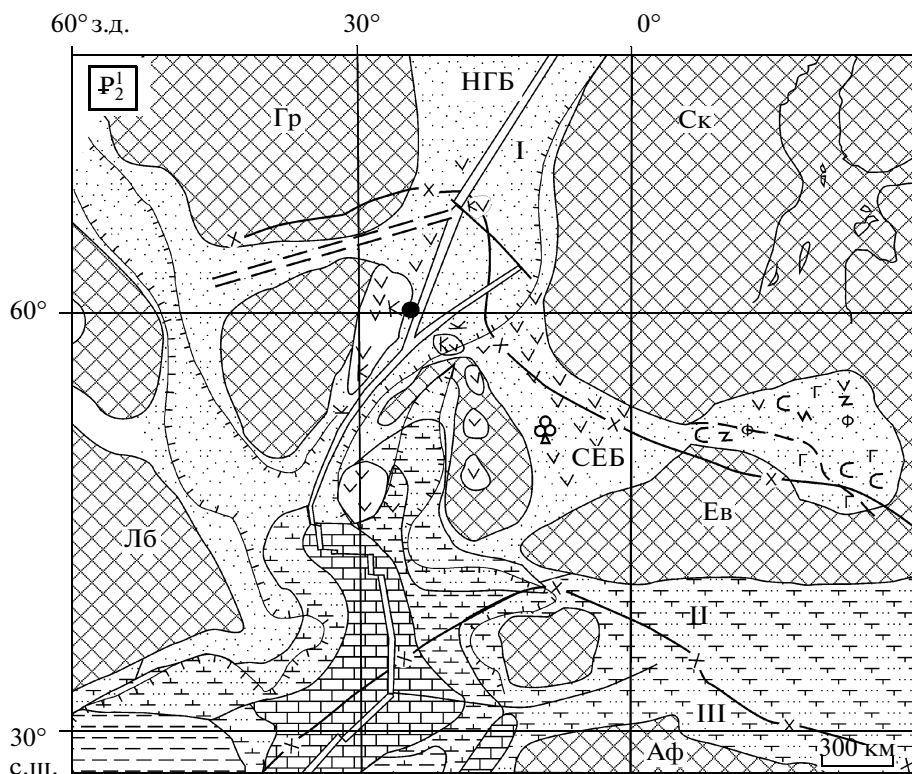


Рис. 6. Литолого-палеогеографическая схема раннего эоцена. Коротким пунктиром показаны области регрессии моря в конце раннего эоцена. Остальные усл. обозначения см. на рис. 3, 5.

найжены только редкие примитивные агглютинирующие бентосные фораминиферы и остатки кремнистых организмов. Для нижнего палеоцена характерно частое окремнение осадков, связанное с преобразованием кремнистых остатков, в основном спикул губок. Их присутствие, вероятно, определялось поступлением холодных глубинных вод из Американо-Северного бассейна.

В конце позднего палеоцена море затопило почти всю Северо-Западную Европу. Даже в Южной Прибалтике преобладали условия открытого моря, о чем говорит присутствие планктонных фораминифер (*Heterohelix pumilia* (*Subbotina*)) и разнообразных бентосных видов (*Buliminella parvula* Brotzen, *Pseudoungerina cuneata* (Brotzen), цибидидесы, гироидины и др.) фораминифер. Их видовое разнообразие достигало 20, а концентрация — 400000 экз./1 г осадка. Морская трансгрессия была очень интенсивной, но кратковременной.

В самом конце позднего палеоцена, в танетское время, тектонические движения, вызванные, видимо, поддвигом земной коры океана Тетис под Западно-Европейскую и Восточно-Европейскую платформы [7], привели к частичной инверсии Датско-Польского авлакогена и к сокращению площади СЕБ. На значительной части Западной и Восточной Европы в конце палеоцена установились континентальные условия за ис-

ключением Нидерландов, Дании и СЗ Германии. В Южной Прибалтике находился опресненный небольшой бассейн, слабосвязанный с Северным морем. В отложениях танетского яруса позднего палеоцена отмечаются черные алевроитистые глины, лишенные микрофауны, свидетельствующие о застойных аноксидных условиях.

В верхнепалеоценовых-нижнеэоценовых отложениях Северного моря, а также прилегающей суши (в осадках формаций Болдер и Селе, соответствующих зоне *Coscinodiscus* spp.) (см. рис. 2) было выделено до 200 прослоев вулканического пепла [22, 30]. В средне-верхнепалеоценовых отложениях Калининградской области и Балтийского моря, соответствующих зеландскому и танетскому ярусам, отслежены цеолитоносные горизонты алевролитов мощностью до 10 и более метров. Цеолиты представлены клиноптиолитом и образовались, очевидно, при диагенезе вулканического пепла, реликты которого сохранились. Источником пепла, скорее всего, служили вулканы, связанные с Исландским плюмом.

В терригенных осадках палеоцена отмечаются обильные аутигенные и аллотигенные глаукониты и горизонты желваковых фосфоритов.

Эоцен. Палеогеографическая обстановка эоцена показана на трех схемах, соответствующих

ипрскому веку, лютетскому и бартонскому векам и приабонскому веку.

В эоцене НГБ активно расширялся, скорость спрединга здесь превышала 2 см/год за счет действия спрединговых центров хребтов Эгир, а затем и Колбейнсей. Движение литосферных плит над Исландским плюмом и активный вулканизм продолжали формировать Гренландско-Фарерский порог. В среднем эоцене началось погружение восточной части этого порога. На некоторых участках, которые все еще возвышались над уровнем моря, происходило выветривание и формирование латеритной коры (рис. 5). Один из таких островных участков с красноцветной железистой корой выветривания мощностью до 20 м, развитой на плюмовых базальтах и вулканических пеплах, выявлен глубоководной скважиной 336 на Фареро-Исландском пороге [27].

Океаническая часть НГБ с новообразовавшейся океанической литосферой и морской пролив, расположенный на континентальной коре Скандинавии, объединились и представляли единый бассейн. Плато Воринг по Ян-Майенскому разлому и рифту хребта Мона откололось от Гренландии и стало уходить от нее при спрединге активной зоны этого хребта. На острове-плато Воринг, поверхность которого была сложена лавами и пирокластикой плюмовых базальтов толщи наклонного рефлектора, сформировалась кора выветривания. Реликты ее обнаружены скважиной 342. Наиболее древние раннеэоценовые терригенные отложения НГБ содержат кремнистые и карбонатные микрофоссилии, представленные диатомовыми водорослями, радиоляриями и кокколитами. Фауна и флора свидетельствуют о существовании связи между НГБ и Американо-Атлантическим океаном.

Североморский бассейн, как и НГБ, находился в зоне вулканических пеплопадов вулканов Исландского плюма. Пеплопады оказывали заметное влияние на терригенное осадконакопление, которое преобладало в этих бассейнах. Биогеогенная седиментация в Северном море в позднем палеоцене — раннем эоцене проявлялась в основном в виде прослоев терригенных осадков, обогащенных крупными коксинодискуссами и айлютинирующими бентосными фораминиферами. В раннем эоцене (зона *Subbotina patagonica*) проявились планктонные фораминиферы — глобигериниды, редкие акаринины и др., что свидетельствует об установлении там эпиплатформальных условий осадконакопления. В Калининградской области в отложениях ипрского яруса среди редких кремнистых бентосных фораминифер были найдены редкие планктонные фораминиферы *Globigerinella micra*. Вероятно, мелководный раннеэоценовый бассейн на территории Южной Прибалтики имел связь с Северным морем и был похож на современную Южную Балтику [10].

В конце раннего-среднего эоцена начал раскрываться НГБ и там поселились однообразные агглютинирующие бентосные фораминиферы [34]. Ана-

логичная фауна была распространена в разновозрастных отложениях Северного моря (зоны *Reticulophragmium amplexans* и *Globigerinatheka index*) [22]. В среднем эоцене началось погружение Фареро-Исландского порога, и между Северной Атлантикой и НГБ начался поверхностный водообмен [11], который не отразился на фауне СЕБ. Так, в осадках западной части СЕБ встречаются теплолюбивые нуммулиты, что говорит о связи его через Английский канал со средиземными морями Аквитании и Северной Испании [36].

В раннем эоцене НГБ и СЕБ были связаны между собой, но не существовало водообмена СЕБ с океаном Тетис, т.к. восточная часть Датско-Польского авлакогена и северная часть Днепровско-Донецкой впадины находились выше уровня моря, по всей вероятности из-за продолжающейся субдукции тетической коры под Европу. В среднем эоцене этот водообмен установился, а в позднем — расширился.

Характер осадконакопления в течение среднего эоцена мало отличался от раннеэоценового (рис. 7). По мере расширения и углубления НГБ постепенно стала преобладать глубоководная терригенная седиментация. В отложениях Норвежского и Гренландского морей осаждались преимущественно гемипелагические серые и темно-серые илы. На шельфах и континентальных окраинах шло накопление песков и алевролитов, нередко вулканогенных и с прослоями вулканических пеплов и туффов.

Наиболее существенное изменение в седиментогенезе произошло в конце позднего эоцена. Похолодание климата вызвало увеличение площадей биогеогенного кремнистого осадконакопления в НГБ (особенно в Норвежском море) и в восточной части Северной Атлантики (рис. 8).

Седиментогенез в Северном море, в Датско-Польской впадине и Южной Прибалтике мало изменился, здесь шло терригенное осадконакопление.

В Беларуси морские бассейны, разделенные Полесской седловиной, существовали на западе и на юго-востоке [13]. Первый из них был связан с СЕБ, а второй являлся северной окраиной Днепровско-Донецкого бассейна — частью Восточно-Европейского бассейна, имеющего связь с океаном Тетис. В конце среднего эоцена начался новый подъем уровня Мирового океана [37]. Примерно в это же время произошло опускание Мазурско-Белорусского поднятия и Полесской седловины. В результате этого вдоль юго-западной и западной окраины Восточно-Европейской платформы сформировался широкий пролив, который связал СЕБ, Северную Атлантику и НГБ с морями Мезотетиса. Он протянулся от Северного моря через Данию, Южную Балтику, Северо-Восточную Польшу, Калининградскую область, Литву, Беларусь и Украину [32].

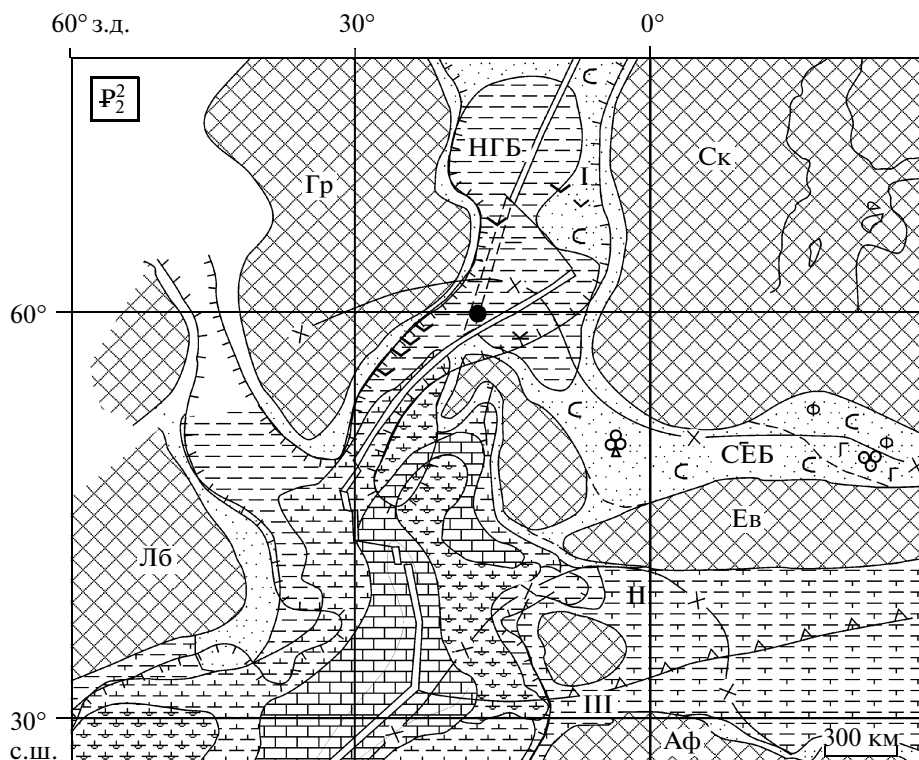


Рис. 7. Литолого-палеогеографическая схема среднего эоцена. Коротким пунктиром показаны области регрессии моря в начале среднего эоцена. Остальные усл. обозначения см. на рис. 3, 5.

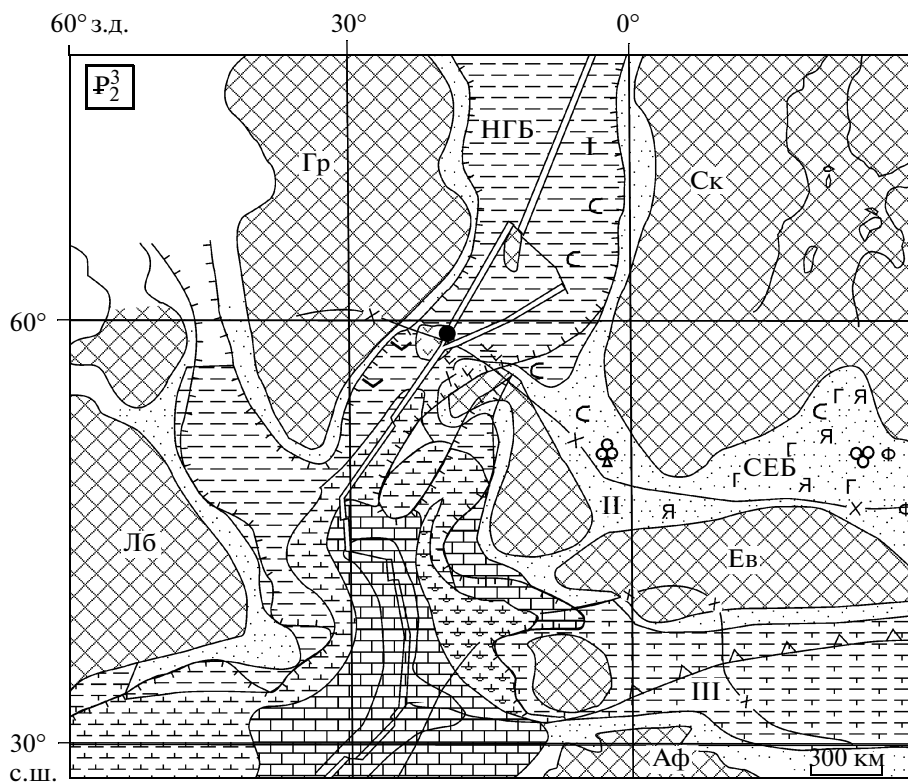


Рис. 8. Литолого-палеогеографическая схема позднего эоцена. Остальные усл. обозначения см. на рис. 3, 5.

тинентальными обстановками. Связь с Северной Атлантикой и морями Мезотетиса была утеряна, видимо, в конце раннего—начале позднего олигоцена.

В НГБ продолжался рост океанической коры за счет спрединга хребтов Эгир, Кольбенсей, Мона, Книповича. Однако к концу раннего олигоцена спрединг хребта Эгир прекратился и НГБ приобрел современные очертания. Здесь оформились глубоководные океанические котловины (Норвежская, Лофотенская, Гренландская, Бореальная), в которых продолжалось накопление терригенных мелкозернистых осадков под определяющим влиянием сноса обломочного материала с континентов. Нередко в осадках этих котловин, по данным глубоководного бурения, отмечаются турбидитность и оползни, свидетельствующие о глубоководности котловин. На Исландском плато на осадконакопление влиял, но в меньшей мере, чем в эоцене, эруптивный вулканогенный материал базальтоидного состава Исландского плюма. Аналогичный по составу пепловый вулканогенный материал отмечен и в терригенных осадках Северного моря. На границе эоцена и олигоцена “теплая” биосфера окончательно сменилась на “холодную” [2]. Исландские пороги погрузились под уровень моря, и началось формирование североатлантической донной воды. В раннем олигоцене в НГБ и Северном море по-прежнему доминировали агглютинирующие бентосные фораминиферы, но стали появляться и секретизирующие [22, 34]. Плато Рокколл обособилось и опустилось на глубины верхней батиали, о чем говорит появление глубоководных бентосных фораминифер – *Oridorsalis ecuadorensis*, *Epistominella pulchella*, *Gyroidinoides complanata*, *Nuttalides truempyi* и др. [31].

В рюпельский век СЕБ по-прежнему занимал обширные районы Западно-Европейской и Восточно-Европейской платформ. Но связь по проливу через Беларусь и Украину с океаном Тетис стала сокращаться (рис. 8). В раннем олигоцене еще существовал водообмен между НГБ, СЕБ и океаном Тетис, и на территории Северо-Восточной Польши, Южной Прибалтики, Беларуси и Северной Украины седиментация носила черты открытого моря. Нормальные морские шельфовые условия в начале олигоцена существовали в южной части Североморского бассейна. Так комплекс бентосных фораминифер из нижнего рюпеля Северо-Восточной Бельгии содержит разнообразные стекловидные, фарфоровидные и агглютинирующие таксоны, а также относительно обильные планктонные фораминиферы [21]. В терригенных осадках рюпельского яруса Калининградской области встречаются зубы акул, наннопланктон и редкие бореальные планктонные фораминиферы.

Перемещение водных масс вдоль пролива хорошо фиксируется разнесом обломков янтаря, кото-

рые из размываемых осадков лагунных дельт Самбийского полуострова Калининградской области перемещались как в северо-западном направлении, так и в юго-восточном. Самбийский янтарь – сукцинит с характерными включениями находят в верхнеэоценовых-нижнеолигоценых отложениях Британии, Северной Германии, Северной Польши, Беларуси и Украины [19]. В этих отложениях много глауконита, встречаются горизонты желваковых фосфоритов, что может свидетельствовать как о поступлении глубинных океанических водных масс, так и речных стоков, обогащенных фосфатами размываемых континентальных кор выветривания [15, 28].

В связи с формированием ледников в Антарктиде уровень Мирового океана в середине олигоцена стал понижаться. Это привело к тому, что площади платформенных и шельфовых морей стали постепенно сокращаться, а в позднем олигоцене—раннем миоцене море стало покидать восточную часть СЕБ. Верхнерюпельский комплекс фораминифер из северо-восточной части Бельгии свидетельствует о постепенном обмелении бассейна Северного моря и установлении более изолированных от океана условий [21]. Лагунные отложения отмечаются и в Рейнских грабенах.

Однако в хаттонское время, в южной части Североморского бассейна вновь установились морские условия и неожиданно появились тропические и субтропические виды бентосных фораминифер, среди которых доминировала *Asterigerina guerichi guerichi* (Franke) (более 70% в комплексе). В Северо-Западной Германии в это же время отмечены “крупные” фораминиферы из рода *Myogipsina* [21].

В миоцене на территории Южной Прибалтики существовала бессточная озерная равнина [24]. Гумидный климат, развитие болотных фаций и обильная растительность, способствовали накоплению здесь бурых углей, особенно распространенных в раннем и среднем миоцене.

ВЫВОДЫ

Проведенные обобщения данных по литологии, фауне, флоре, выполненные на геодинамической основе позволяют сделать следующие основные выводы.

1. Развитие палеогеографической обстановки в Норвежско-Гренландском и Северо-Западном Европейском морских бассейнах на протяжении от раннего палеоцена до раннего олигоцена палеогенового периода в основном находились под влиянием движений трех главных литосферных плит (Евразийской, Североамериканской и Африканской).

2. Значительное влияние на климат, характер седиментогенеза и образование минеральных ресурсов оказывала существовавшая здесь с поздне-

го мезозоя до раннего олигоцена система проливов и морей, связывавших океаны Тетис, Амеразийский, Тихий и развивающуюся Северную Атлантику и Ледовитый океан.

3. В раннем палеогене рассматриваемые бассейны представляли собой эпиконтинентальные моря, расположенные на северо-западе Лавразии, куда под влиянием Исландского плюма и спрединга Срединно-Атлантических хребтов проникали глубинные разломы, рифты, авлакогены, грабены, в которых сформировались мощные вулканогенные и осадочные толщи, в том числе и нефтегазоносные.

4. Под влиянием тропического и субтропического климата здесь в позднем палеогене и раннем эоцене образовалась латеритная бокситоносная кора выветривания. Особенно благоприятным субстратом для нее служила вулканогенная толща наклонного рефлектора (SDRS) на склонах прогибов Норвежско-Гренландского бассейна.

5. Проникновение спрединга из Северной Атлантики в Норвежско-Гренландский эпиконтинентальный морской бассейн разъединило вулканогенную толщу и образования латеритной коры выветривания и растащило их при спрединге на разные стороны расширяющегося бассейна.

6. Формирование океанической коры и океанский седиментогенез начались в Норвежско-Гренландском бассейне в раннем эоцене. Здесь, а также в Северо-Западном Европейском морском бассейне в основном шло накопление терригенных осадков со значительной примесью пирокластического материала вулканов Исландского плюма и продуктов размыва и переотложения коры выветривания. За счет преобразования пирокластического и терригенного материала образуются мощные толщи цеолитоносных и глауконитовых осадков палеогенового возраста.

7. Водообмен между Амеразийским океаном, океаном Тетис и Северной Атлантикой, приток глубинной воды и привнос продуктов коры выветривания обусловили формирование в НГБ и СЕБ глауконито-шамозитовых осадков, фосфатообразование, накопление желваковых фосфоритов и титаноцирконовых россыпей палеогена. В конце позднего эоцена-раннего олигоцена произошла “вспышка” янтареобразования в юго-восточной части Балтийского моря и Калининградской области, связанная с похолоданием и усилением циркуляции водных и воздушных масс над морским проливом и Северо-Западным Европейским бассейном, что в свою очередь обусловило массовые лесоповалы в “янтарных” лесах Скандинавии, Северной и Центральной Балтики.

8. В позднем олигоцене море постепенно покидает Северо-Западный Европейский бассейн, восточная часть которого в позднехаттское время превращается в систему лагун и озер, а в раннем миоцене здесь стали накапливаться буроугольные отложения.

Работа частично поддержана РФФИ (проект 06-05-64159).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас палеогеографических карт. Шельфы Евразии в мезозое и кайнозое // Робертсон Групп. Гвидедд. М.: ГИН РАН, 1990. Карты 11–13.
2. Ахметьев М.А. Климат Земного шара в палеогене и эоцене по данным палеоботаники // Климат в эпохи крупных биосферных перестроек. М.: Наука, 2004. С. 10–43.
3. Ахметьев М.А., Беньямовский В.Н. Стратиграфическая схема морского палеогена Юга Европейской России // Бюлл. МОИП. Отд. геол., 2003. Т. 78. Вып. 5. С. 40–51.
4. Блажчишин А.И. Палеогеография и эволюция позднечетвертичного осадконакопления в Балтийском море. Калининград: Янтарный сказ, 1998. 160 с.
5. Загородных В.А., Довбня А.В., Жамойда В.А. Стратиграфия Калининградского региона. Калининград: Департамент прир. ресурсов России по Северо-Западному региону, 2001. 226 с.
6. Емельянов Е.М., Тримонис Э.С., Харин Г.С. Палеоокеанология Атлантического океана. Л.: Недра, 1989. 247 с.
7. История океана Тетис. М.: Институт океанологии АН СССР, 1987. 155 с.
8. Кукуев Е.И., Батольяни К.Я. Зубы акул в окаменелостях побережья Земландского полуострова // Комплексное изучение бассейна Атлантического океана. Калининград: Изд. РГУ им. И. Канта, 2006. С. 86–91.
9. Лукашев В.К., Кузнецов В.А., Матрунчик Л.И. Литохимические фации кайнозоя запада Русской платформы // Минск: Наука и техника, 1974. 264 с.
10. Лукашина Н.П. Планктонные фораминиферы в Балтийском море // Океанология. 1997. Т. 37. № 1. С. 97–99.
11. Лукашина Н.П. Палеоокеанология Северной Атлантики в палеогене по бентосным фораминиферам // Океанология. 2004. Т. 44. № 1. С. 145–153.
12. Лукашина Н.П. Палеоокеанология Северной Атлантики в позднем мезозое и кайнозое и возникновение современной термогалинной океанской циркуляции по данным изучения фораминифер. М.: Научный мир. 2008. 287 с.
13. Махнач А.С., Гарецкий Р.Г., Матвеева А.В. и др. (ред.). Геология Беларуси. Глава 7. Стратиграфия и литология кайнозоя. Палеогеновая система. Минск: Ин-т геологических наук АН Беларуси, 2001. С. 301–311.
14. Стратиграфическая схема палеогеновых отложений Украины. Киев: Наукова думка, 1987. 116 с.
15. Сеньковский Ю.Н., Глушко В.В., Сеньковский А.Ю. Фосфориты Западной Украины // Киев: Наукова думка, 1989. 132 с.
16. Харин Г.С. Импульсы магматизма Исландского плюма // Петрология. 2000. № 2. С. 115–130.
17. Харин Г.С. Латеритная кора выветривания на до-спрединговых базальтах Северо-Западной Атлан-

- тики и Норвежско-Гренландского бассейна // Докл. РАН. 2004. Т. 398. № 3. С. 366–370.
18. Харин Г.С., Емельянов Е.М. Геология Атлантики в Исландском регионе. М.: ВИНТИ, 1987. 226 с.
 19. Харин Г.С., Лукашина Н.П. Условия образования янтареносных отложений и вопросы корреляции прусской свиты // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2002. Т. 10. № 2. С. 93–99.
 20. Berggren W.A. Cenozoic biostratigraphy and paleobiogeography of the North Atlantic // Initial Reports of the DSDP. 1972. V. 12. P. 965–1002.
 21. De Man E., Van Simaëys S. Late Oligocene Warming Event in the southern North Sea Basin: benthic foraminifera as paleotemperature proxies // Netherlands Journal of Geosciences/Geologie en Mijnbouw. 2004. V. 83 (3). P. 227–239.
 22. Gradstein F.M., Kaminski M.A., Berggren W.A. Cenozoic foraminiferal biostratigraphy of the Central North Sea // Abh. Geol. B.-A. Wien. 1988. B. 41. S. 97–108.
 23. Gradstein F.M., Ogg J.G. Geologic Time Scale 2004 – why, how, and where next // Lethaja. 2004. V. 37. P. 175–181.
 24. Grigelis A. Lithostratigraphic subdivision of the Cretaceous and Paleogene in Lithuania // Geologija. Vilnius, 1996. № 20. P. 45–55.
 25. Grigelis A. Paleogene subdivision and Oligocene-Miocene bordering units in the South Baltic Area (Northern Parathetis) // The 31st International Geological Congress. Rio de Janeiro, 2000. P. 1179.
 26. Holmes M.A. Alteration of uppermost lavas and volcanics recoder during Leg 152 to the East Greenland margin // Preceeding of the ODP. Sci. Res. 1998. V. 152. P. 115–128.
 27. Kharin G.S. The petrology of magmatic rocks, DSDP Leg 38 // Initial Reports of the DSDP. 1976. V. 38. P. 685–715.
 28. Kharin G.S. Cretaceous-Paleogene phosphorites of Southern Baltic as indicators of water exchange between the Northern Atlantic and Tethys // Uppsala. Sw. Geol. Undersok, 1997. P. 87–90.
 29. Malinowska L., Piwocki M. (red.) Budowa geologiczna Polski // Atlas skamienialosci przewodnich i charakterystycznych. T. III. Paleogen. Warszawa, 1996. 483 p.
 30. Morton A.C., Knox R.W. O'B. Geochemistry of Late Paleocene and Early Eocene tepras from the North Sea Basin // J. Geol. Soc. London, 1990. V. 147. P. 425–437.
 31. Murray J.W. Cenozoic biostratigraphy and paleoecology of sites 403 to 406 based on the foraminifera // Initial Reports of the DSDP. 1979. V. 48. P. 415–430.
 32. Pozaryska K. Upper Eocene foraminifera of East Poland and their palaeogeographical meaning // Acta Palaeontologica Polonica. Warszawa, 1977. V. 22. № 1. P. 3–54.
 33. Saunders A.D., Larsen H.S., Fitton J.G. Magmatic development of South-East Greenland Margin and evolution of the Island Plume: geochemical constraints from Leg 152 // Proceeding of the ODP. Sci. Res. 1998. V. 152. P. 479–502.
 34. Schrader H.-J., Bjorklund R., Manum S. et al. Cenozoic biostratigraphy, physical stratigraphy and paleoceanography in the Norwegian-Greenland Sea // Initial Reports of the DSDP. 1976. V. 38. P. 1197–1212.
 35. Surlyk F., Hakansson E. Maastrichtian and Danian strata in the southeastern part of the Danish Basin. Geol. Inst. of Copenhagen. 1998. P. 29–57.
 36. The Northwest European Tertiary Basin // Geologische Jahrbuch. Hannover, 1988. 441 p.
 37. Vail P.R., Hardenbol J. Sea-level changes during the Tertiary. Oceanus. 1979. V. 22. P. 71–79.
 38. Ziegler P.A. Evolution of Sedimentary basins in Northwest Europe // Petroleum Geology of the continental Shelf of Northwest Europe. Eds. Illing L.V., Hobson G.D. Inst. of Petroleum, 1981. P. 3–39.

The Paleogeography of the Norwegian-Greenland and North-West European Sea Basins in the Paleogene

G. S. Kharin, N. P. Lukashina

In the article the published and original data of the lithology and fauna of the paleogene Norwegian-Greenland and North-West European Sea Basins are generalized. The evolution of theirs and character of the development and the connections with Northern Atlantic, Tethys and Arctic ocean are traced. It shows that largely paleogeographical conditions of these sedimentary sea basins depended from the movements of the lithospheric plates. Large influence on the paleogeographical environment and sedimentation has rendered volcanism of the Iceland Plume.

Are reconstructed the paleotectonic and climatic conditions of the sedimentation. The presence of the bauxite paleosol and other data testify to a tropical damp climate in Early Paleogene, which by the end Late Paleogene was replaced by a moderate damp climate. In the sea basins formed the terrigenous deposits, including oil-gas contenting. At them there are the products of the paleosol erosion the sea placers of heavy minerals, pyroclastic of the Iceland Plume volcanos, zeolitic, amber bearing, phosphatic and glaucanitic horizons representing practical interest.