

УДК 551.8:551.763.331

## ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ КОНЬЯК-МААСТРИХТСКОГО ВРЕМЕНИ ПОЗДНЕГО МЕЛА

© 1998 г. М. А. Жарков\*, И. О. Мурдмаа\*\*, Н. И. Филатова\*\*\*

\* Геологический институт РАН, 109017 Москва, Пыжевский пер. 7, Россия

\*\* Институт океанологии РАН, 117218 Москва, ул. Красикова, 23, Россия

\*\*\* Институт литосферы РАН, 109180 Москва, Старомонетный пер., 22., Россия

Поступила в редакцию 27.06.96 г., получена после доработки 10.04.97 г.

Составлены глобальные литолого-палеогеографические карты для коньякского, сантонского, кампанского и маастрихтского веков позднего мела. Рассмотрены основные черты палеогеографии континентального и океанического полушарий Земли и переходных зон между океанами и континентами на протяжении второй половины позднего мела. Континентальное полушарие характеризовалось противостоянием двух асимметричных секторов: северного, образованного Лавразийским континентом, и южного, состоящего из разрозненных гондванских континентов. В конце позднего мела субширотный океан Тетис, после оформления единого Атлантического океана, был разделен на две самостоятельные части – Карибскую на западе и позднемеловой Тетис на востоке. Океаническое полушарие занимал Тихий океан, центральная часть которого в позднем мелу была глубоководной пелагической областью, где постепенно расширялись и углублялись океанские котловины с абиссальными глубинами. Наиболее значительные глобальные палеогеографические преобразования происходили в периферийных зонах Тихого океана и Тетиса, а также обрамляющих континентах.

**Ключевые слова.** Палеогеография, коньяк, сантон, кампан, маастрихт.

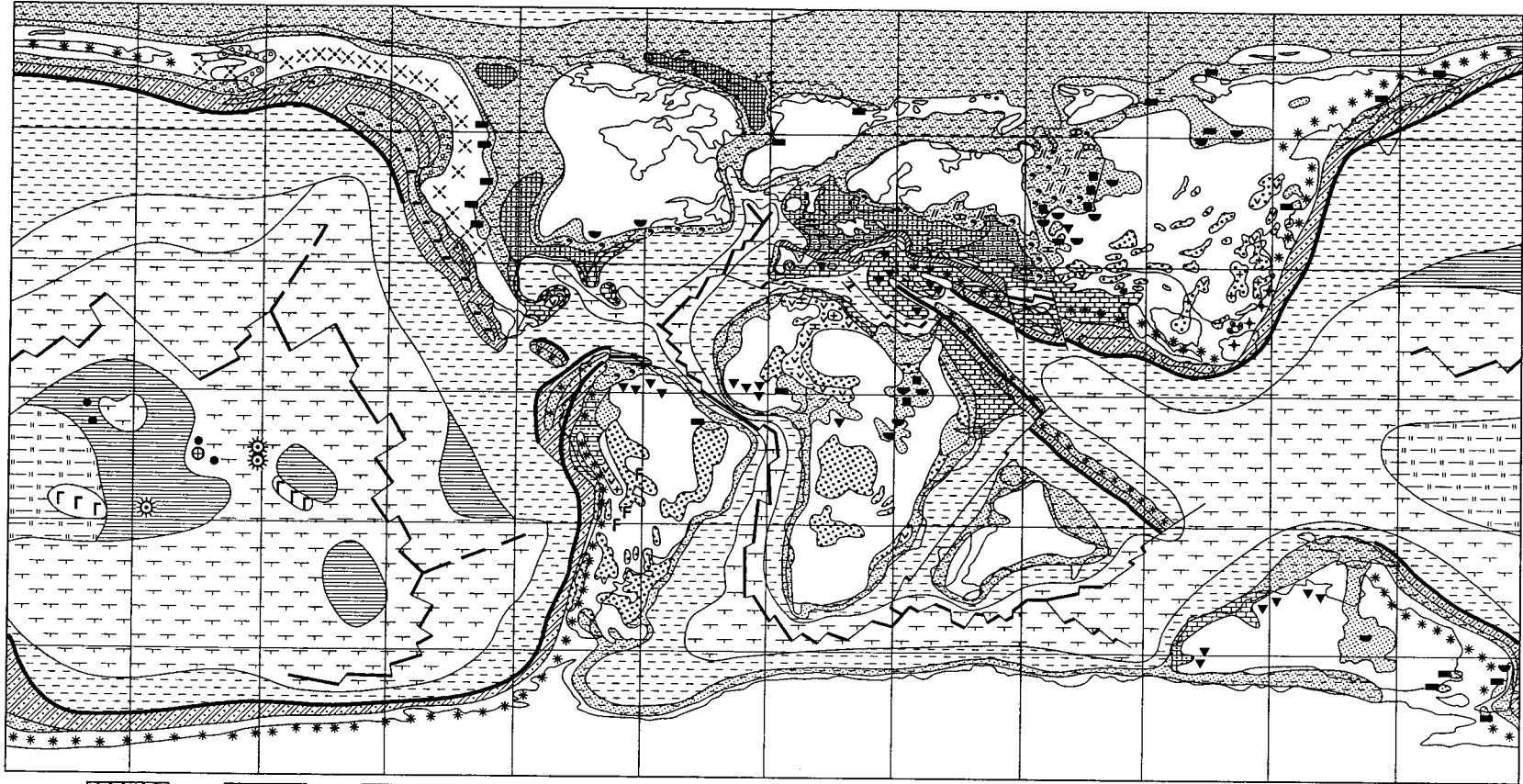
### ВВЕДЕНИЕ

Статья посвящена представлению впервые составленных глобальных литолого-палеогеографических карт коньякского, сантонского, кампанского и маастрихтского веков позднего мела (рис. 1–4). Она завершает краткую характеристику вековых глобальных карт мелового периода, которые составлялись с целью выяснения обстановок седиментации, палеогеографии и палеоклиматической зональности в эпоху теплого существования биосферы. В предыдущих публикациях Жарков и др., 1995, 1997) были описаны литолого-палеогеографические карты берриасского, валанжинского, готеривского, барремского, аптского, альбского, сеноманского и туронского веков мелового периода. Все карты, в том числе и представленные в настоящей статье, составлены по единой методике, принципы которой были изложены ранее (Жарков и др., 1995).

Главная особенность принятой методики заключается в использовании самостоятельной системы условных знаков для пяти преобладающих меловом периоде палеогеографических областей: 1) пелагических зон океанов, 2) подножий континентальных склонов, островных дуг и периферийных зон океанов, 3) шельфовых и эпиконтинентальных морей, 4) гумидных зон и областей на континентах, 5) аридных континентальных и прибрежных морских бассейнов.

В результате, на картах удалось обособить континентальные и океанические области и зоны перехода между ними. Представилось также возможным выделить на континентах сушу, шельфовые и эпиконтинентальные моря, гумидные обстановки седиментации, а в океанах – центральные пелагические области, периферийные гемипелагические и островодужные зоны. Магматические и осадочно-вулканогенные комплексы разграничены по принадлежности либо к континентам, либо к океанам. В пределах континентов выделены магматические образования окраинно-континентальных и внутриконтинентальных обстановок, а в океанах – магматические комплексы срединно-океанических хребтов, внутриплитовых подводных гор, островов и плато, а также островных дуг.

В целом, составленные карты позволяют восстановить особенности векового размещения бассейнов карбонатного, терригенного, глауконитоносного, фосфатноносного, черносланцевого, эвапоритового, писчемелового осадконакопления, а также обстановок угленакопления, боксито- и каолинитообразования на континентах, в шельфовых и эпиконтальных морях. Они дают также возможность выяснить общую картину распределения гемипелагических, пелагических и бескислородных черносланцевых образований в океанах, а также магматических и осадочно-вулканогенных комплексов в океанах, на континентальных окраинах и континентах.




**Рис. 1.** Литолого-палеогеографическая карта коньякского века позднего мела. 1–5 – отложения аллювиально-пролювиальных равнин, межгорных впадин, озер, себх, лагун в аридных зонах: 1 – красноцветные конгломераты, гравелиты, песчаники, 2 – красноцветные и пестроцветные песчаники, алевролиты, глины, 3 – песчаники, алевролиты, глины с гипсом (ангидритом), 4 – гипсоносные карбонатные и терригенно-карбонатные, 5 – соленосные; 6 – 11 – отложения аллювиальных и озерно-болотных равнин, межгорных впадин, приморских равнин, временами заливавшихся морем, и лагун в гумидных зонах: 6 – сероцветные конгломераты, гравелиты, песчаники, 7 – сероцветные песчаники, алевролиты, глины, 8 – карбонатно-терригенные, 9 – терригенные угленосные (внутриконтинентальные), 10 – карбонатно-терригенные угленосные (приморские), 11 – терригенные красноцветные бескарбонатные; 12–23 – отложения шельфовых и эпиконтинентальных морей: 12 – конгломераты, песчаники, алевролиты, глины, 13 – песчаники, алевролиты, глины, 14 – глауконитоносные, 15 – фосфоритоносные, 16 – турбидиты склонов шельфа и тыловодужных прогибов, 17 – углеродсодержащие глинистые, глинисто-карбонатные, карбонатно-кремнистые (черные сланцы), 18 – алевролиты, глины, известняки, 19 – глинистые известняки, мергели, 20 – карбонатные мелководные (карбонатные платформы), 21 – рифы, 22 – писчий мел, 23 – опоки; 24 – суша; 25–29 – отложения подножий склонов континентов, островных дуг и периферийных зон океанов: 25 – турбидиты, 26 – терригенные на поднятиях периферийных зон океанов, 27 – известково-щелочные и толеитовые, а также терригенно-вулканогенные комплексы островных дуг, 28 – глубоководных желобов, 29 – гемипелагические глинистые, карбонатно-глинистые, карбонатные; 30–37 – отложения центральных областей океанов: 30 – пелагические глинистые и карбонатно-глинистые (красные глины), 31 – пелагические карбонатные и кремнисто-карбонатные, 32 – пелагические кремнистые, 33 – углеродсодержащие глинистые, карбонатно-глинистые, кремнисто-карбонатные, кремнистые (черные сланцы), 34 – внутриокеанические острова: карбонатные атоллы (а), вулканические – щелочные и бимодальные ассоциации (б), 35 – гайоты: обнаженные с фосфатными и железо-марганцевыми хардграундами (а), покрытые пелагическими карбонатными илами (б), 36 – щелочные и толеитовые базальты внутриплитные, 37 – толеитовые базальты срединно-океанических хребтов, 38 – известково-щелочные магматические породы окраинно-континентальных вулканоплутонических ассоциаций; 39 – внутриконтинентальные щелочные и толеитовые базальты и бимодальные ассоциации; 40 – угасающие вулканические пояса; 41 – дистальные, пеплы; 42 – угасающие плутонические пояса; 43 – гранитоиды в орогенических поясах; 44 – габброиды и базальтоиды в орогенических поясах; 45 – угленосность; 46 – бокситы; 47 – каолиновые глины; 48 – железные руды; 49 – границы литологических комплексов и палеогеографических областей.

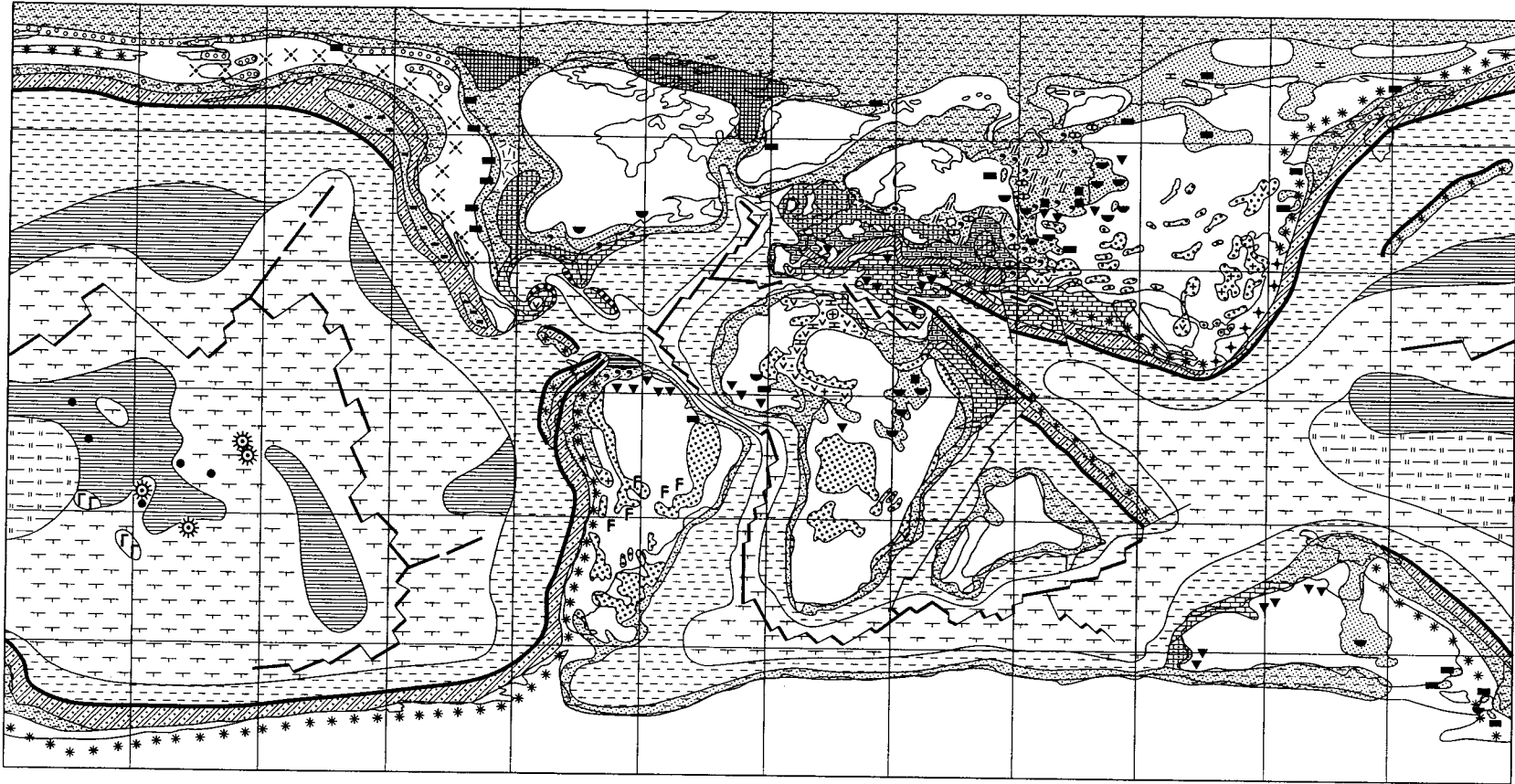


Рис. 2. Литолого-палеогеографическая карта сантонского века позднего мела. Усл. обозначения см. на рис. 1.

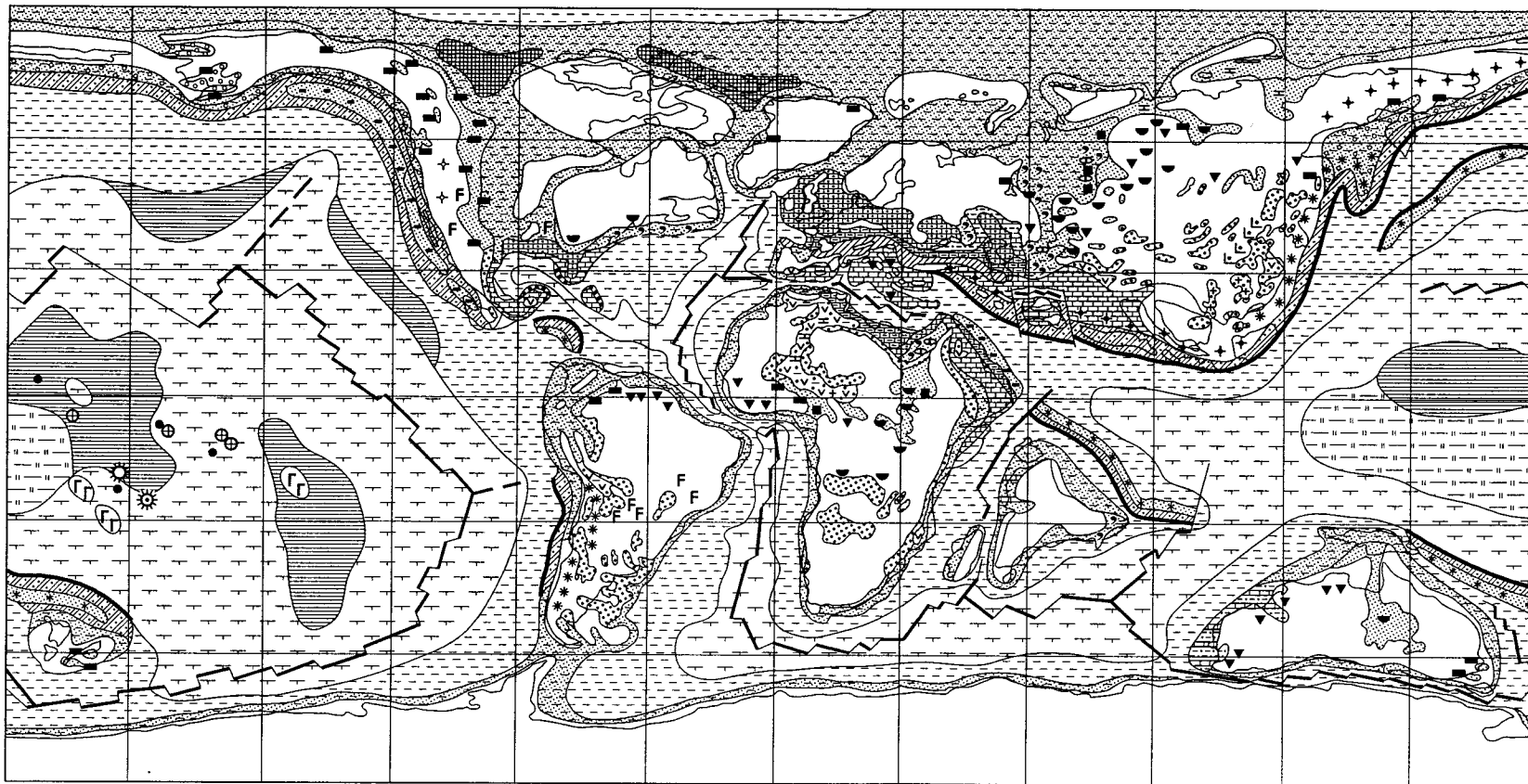


Рис. 3. Литолого-палеогеографическая карта кампанского века позднего мела. Усл. обозначения см. на рис. 1.

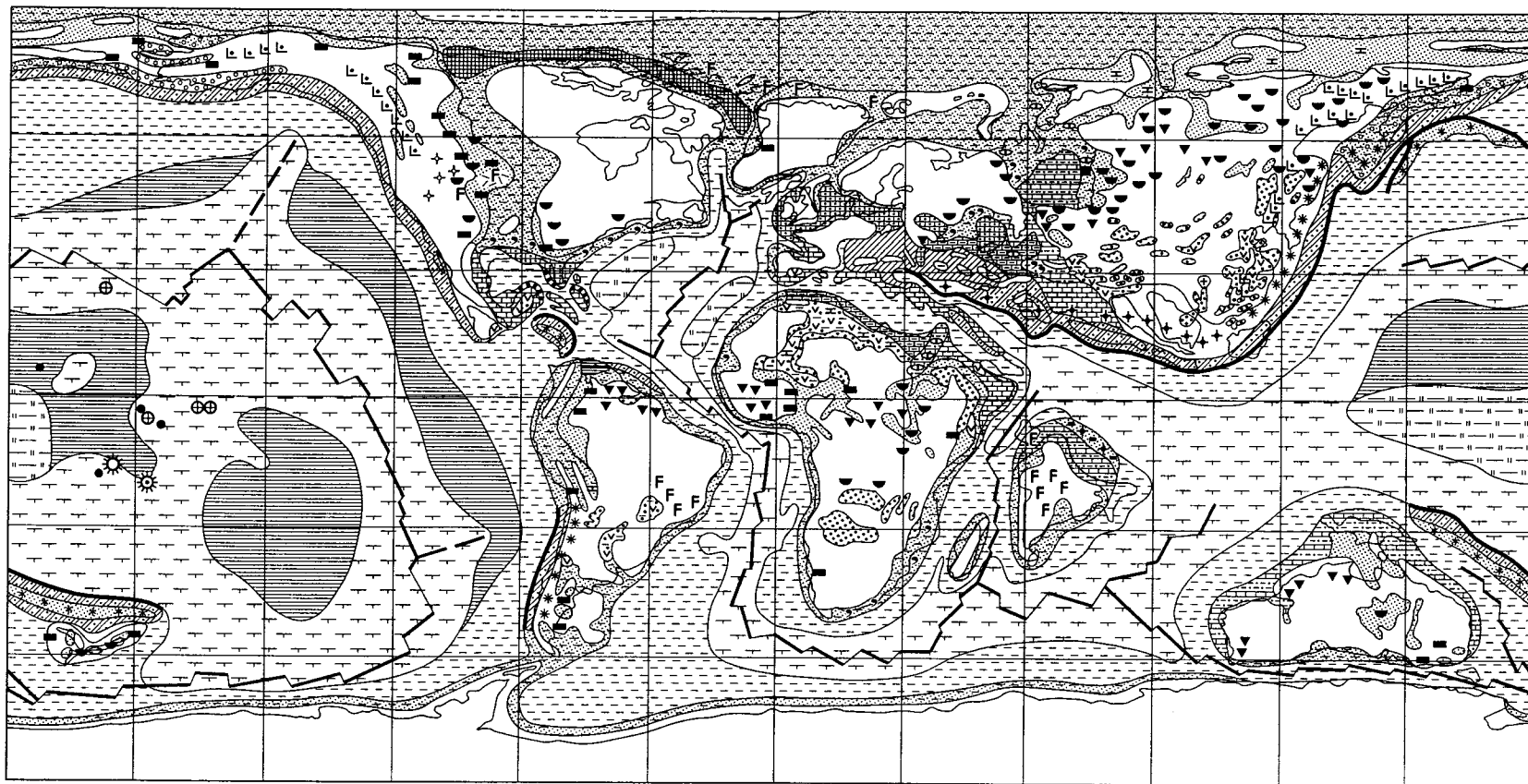


Рис. 4. Литолого-палеогеографическая карта маастрихтского века позднего мела. Усл. обозначения см. на рис. 1.

Как уже отмечалось в предыдущих публикациях, рассмотрим палеогеографические и палеоклиматические особенности размещения всех выделенных на картах обстановок седиментации и вулканизма для отдельных эпох, в том числе и для эпохи второй половины позднего мела, в одной статье невозможно. Приходится поэтому обращать внимание на некоторые главные аспекты, имеющие принципиальное значение при анализе палеогеографии мелового периода. В настоящей статье будут рассмотрены только две проблемы:

1) основные черты глобальной палеогеографии второй половины позднего мела;

2) основные закономерности размещения палеогеографических обстановок в зонах перехода континент–океан.

Список литературы к настоящей статье содержит только дополнительные и новые работы. Вся же остальная литература, использованная при составлении литолого-палеогеографических карт, на которую также делаются ссылки, приведена в предыдущих статьях (Жарков и др., 1995; 1997).

## ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ ВТОРОЙ ПОЛОВИНЫ ПОЗДНЕГО МЕЛА

Вторая половина позднего мела была переходной эпохой от мезозойской к кайнозойской глобальной палеогеографической организации на Земле. В это время продолжало сохраняться противостояние между океаническим полушарием, занятым Тихим океаном, и континентальным полушарием, охватывающим все континентальные плиты: Лавразию, Южную Америку, Африку, Индостан и Восточную Гондвану, в состав которой в начальные этапы второй половины позднего мела входили Антарктида, Австралия и Новая Зеландия. Глобальная палеотектоническая и палеогеографическая асимметрия Земли определяла своеобразие многих палеогеографических преобразований, которые происходили в океаническом и континентальном полушариях на протяжении второй половины позднемеловой эпохи.

Континентальное полушарие характеризовалось мозаичным расположением континентов, разделенных акваториями океанов субширотного и субмеридионального простираения. Здесь, в свою очередь, сохранялась типичная для мелового периода палеогеографическая асимметрия, выраженная противостоянием громадного Лавразийского континента, расположенного главным образом, в средних и высоких широтах северного полушария, с одной стороны, и разрозненных гондванских континентов: Южной Америки, Африки, Индостана и Восточной Гондваны преимущественно в южном полушарии, с другой. Разделяющим элементом между этими асимметричными палеогеографическими секторами служил океан Тетис, простираю-

щийся в субширотном направлении вблизи северного тропического и субтропического пояса. Главенствующие процессы заложения и раскрытия новых океанов и связанные с ними процессы распада и перемещения континентальных блоков продолжали тяготеть к южному полушарию.

На всем протяжении второй половины позднемеловой эпохи в южном полушарии происходило прогрессирующее расширение Южной Атлантики и Южного океана (Зоненшайн, Кузьмин, 1992; Зоненшайн и др., 1984, 1990; Крашенинников, Басов, 1985; Хаин, Балуховский, 1993; Barron, 1987; Barron et al., 1981; Emery, Uchupi, 1984; Golonka et al., 1995; Rabinowitz, La Brecque, 1979; Sager, Scotese, 1989; Sclater et al., 1977; Scotese, 1991; Scotese et al., 1988; Ziegler et al., 1982). Ширина Южно-Атлантического океана в крайних южных районах увеличилась почти на 2000 км (от 3500 км в коньякском веке до более чем 5500 км в маастрихтском), а в северных районах приблизительно на 1200 км, достигнув в маастрихтском веке около 2500 км. Одновременное расширение Северной Атлантики привело к усилению все более свободных связей между Южной и Северной Атлантикой и к формированию единого субмеридионального Атлантического океана. Южный океан простирался вблизи 60° ю.ш. от Южно-Американского континента на западе до Австралийского на востоке, занимая пространство между Антарктидой, Африкой и Индостаном. Его ширина колебалась от 2000–2500 км до 3000–3500 км. В центральной своей части Южный океан соединялся глубоководным Мозамбик-Сомалийским проливом с Восточным Тетисом, а на востоке – свободно открывался в Гималайско-Индонезийский Тетис и Тихий океан.

В кампанском веке произошло отделение Австралии от Антарктиды в результате проникновения на юго-восток и восток оси спрединга, создавшего еще один глубоководный проход, который соединил Тихий и Южный океаны (Veevers, 1984; Patriat, Segoufin, 1988; Scotese et al., 1987, 1988; Scotese, 1991). К этому же времени приурочено отделение Новой Зеландии от Австралии, а также Мадагаскара от Индостана.

Если в южном секторе континентального полушария происходило дробление континентов, заложение и раскрытие глубоководных океанических акваторий, то в северном секторе на территории Лавразии в это же время продолжались радиальные погружения, вдоль которых формировались эпиконтинентальные моря субмеридионального или близкого к нему направления, разделившие Лавразийский континент на ряд изолированных блоков суши. На западе на всем протяжении второй половины позднемеловой эпохи сохранялся Западный Внутренний морской бассейн, соединявший Карибскую зону Тетиса с Американо-Индонезийским океаном; он отделял горную сушу

Скалистых гор, протягивающуюся вдоль западной периферии Северо-Американской окраины Лавразии, от Канадской низменности. В центральных районах Лавразии между Канадской суши и Гренландией, а также между Гренландией и Балтией продолжали существовать Лабрадор-Баффинов и Норвежский морские проливы, связывающие Северную Атлантику с Амеразийским океаном. В восточных районах Лавразийского континента всегда располагалось далеко вдающееся в сушу Западно-Сибирское море, которое на юге через Тургайский пролив периодически соединялось с эпиконтинентальными морями, связанными с Тетисом. На востоке Лавразии находилась громадная область суши – Ангариды, восточные и южные окраины которой были охвачены горными системами, а северные и западные – низменными равнинами. В течение от коньяков до маастрихтского веков огромные пространства северных и южных районов Лавразии, наряду с отмеченными субмеридиональными морскими проливами, продолжали охватываться обширными эпиконтинентальными морями. Южные окраины занимали связанные друг с другом Североморское, Польско-Литовское, Центрально-Европейское, Восточно-Европейское, Прикаспийское, Туранское и Афгано-Пакистанское моря, а вдоль северной окраины протягивались Свердрупское, Северо-Гренландское, Баренцевское, Карское и другие шельфовые и эпиконтинентальные моря. Лавразийский континент всегда более чем на 40% покрывался морями. Этим он существенно отличался в палеогеографическом отношении от всех южных континентов гондванской группы, значительная часть которых почти постоянно являлась сушей. Только на севере Африки периодически существовал Транс-Сахарский пролив, в какой-то мере сходный с аналогичными морскими проливами Лавразии. Однако Транс-Сахарский пролив находился в тропической и приэкваториальной зонах и здесь, наряду с морскими обстановками, нередко возникали обстановки эвапоритовой седиментации. В целом, как видно, и во второй половине позднего мела сохранялась прежняя, характерная еще и для середины мелового периода особенность континентального полушария, связанная с асимметричным размещением эпиконтинентальных и шельфовых морей в Лавразии, с одной стороны, и на южных континентах, с другой.

Позднемеловой Тетис, согласно последним палеогеографическим реконструкциям (Philip et al., 1993 a, b; Camoin et al., 1993 a, b), подразделяется на пять главных областей с запада на восток: 1) Карибскую, расположенную между двумя открытыми океанами – Тихим на западе и Атлантическим Тетисом на востоке; 2) Атлантическую, которая представляла собой симметричный океан со срединноокеаническим хребтом; 3) Средиземномор-

скую, состоящую из мозаичной системы мелководных карбонатных платформ, разделенных глубокими бассейнами, нередко с океанической корой; 4) Восточный Тетис, охватывающий акваторию океана, расположенную между Евразией и Аравийской окраиной Африканского континента; 5) Гималайско-Индонезийский Тетис, который простирался между Азиатской Лавразией на севере и Индостаном и Австралией на юге. Вместе с тем, следует иметь в виду, что во второй половине позднего мела и, особенно, начиная с кампанского века, произошло ряд важных палеогеографических преобразований, которые привели к принципиальным изменениям в конфигурации и протяженности мелового Тетиса. Связаны они были с формированием Атлантики, как единого океана субмеридионального простирания. Северная Атлантика в это время по всем своим палеотектоническим и палеогеографическим параметрам объединилась с Южно-Атлантическим океаном в одну глобальную океаническую акваторию. Ширина Северной Атлантики достигла 5000 км и она представляла собой океанографический глубоководный барьер, изолировавший Карибскую область от Средиземноморской (Klitgord, Schouten, 1986; Camoin et al., 1993 b). Именно поэтому Северная Атлантика в конце позднего мела уже могла не являться составным элементом Тетиса, а была структурой Атлантического океана, разделившей меловой широтный Тетис на две изолированные и самостоятельные неравные части: западную – Карибскую и восточную, охватывающую Средиземноморский, Восточный и Гималайско-Индонезийский Тетис. Только эту восточную часть, начиная с конца второй половины позднего мела следует, по-видимому, считать собственно Тетисом.

Несмотря на такое разграничение Тетиса, в конце позднемеловой эпохи продолжали существовать более или менее свободные связи на востоке и западе с Тихим океаном, которые способствовали циркумглобальным западным течениям в тропических широтах северного полушария (Luyendyck et al., 1972; Gordon, 1973; Berggren, Hollister, 1974; Camoin, 1993). Предполагается также достаточно широкое развитие в Северной Атлантике, в Средиземноморском и Восточном Тетисе круговых поверхностных течений по часовой стрелке (Barron, Peterson, 1989; Tucholke, Mc Coy, 1986). Следует отметить возможность свободного поступления теплых пассатных течений из Тихого океана в Южный океан, как через широкий пролив между Индостаном и Австралией, так и через Мозамбик-Сомалийский пролив, а оттуда в Южную Атлантику. Что же касается поверхностных морских течений в Амеразийский океан, то они предполагаются через Лабрадор-Баффинов и, возможно Норвежский проливы (Berggren, Olson, 1986; Gradstein et al., 1990).

Тихий океан, охватывающий океаническое полушарие Земли, представлял собой во второй

половине позднего мела обширный глубоководный океанический бассейн, свободно сообщавшийся через широкий проход с Тетисом и Южным океаном на западе, и имеющий ограниченную связь с Карибской областью и Атлантикой на востоке. Через весь Тихий океан на тропических широтах проходило субширотное круговое западное течение. Предполагается существование, по обе стороны от него, обширных антициклонических круговоротов.

Преобладающую центральную часть ложа Тихого океана к этому времени заняла Тихоокеанская плита, постепенно расширяющаяся в ходе спрединга. Граничающие с ней плиты Кула (на севере), Фараллон (на востоке) и Феникс (на юго-востоке) сокращались в результате субдукции. Согласно реконструкциям (Scotese et al., 1988; Кононов, 1989; Пушаровский, Меланхолина, 1992), уточненным для настоящей работы М.В. Кононовым, субширотная ветвь спредингового хребта между Тихоокеанской плитой и плитой Кула смещалась в северном направлении от  $10^{\circ}$ – $20^{\circ}$  с.ш. в коньяке до  $25^{\circ}$ – $35^{\circ}$  с.ш. в маастрихте. Субмеридиональная ветвь хребта мигрировала на восток, приближаясь в конце мела к положению современного Восточно-Тихоокеанского поднятия. Соответственно мигрировали в ходе спрединга и фиксированные на Тихоокеанской плите внутриплитовые морфоструктуры (подводные горы и возвышенности, глубоководные котловины), вместе с развивающимися на них фаціальными комплексами. Одновременно происходило изостатическое погружение литосферной плиты и находящихся на ней морфоструктур дна.

В течение всего рассматриваемого интервала времени центральная часть Тихого океана (включая всю Тихоокеанскую плиту) была занята обширной глубоководной пелагической областью, характеризовавшейся крайне малым поступлением терригенного материала с континентов, низкой биологической продуктивностью поверхностных вод и хорошей аэрацией придонных вод. В таких условиях медленно накапливались красноцветные (окисленные) пелагические осадки: известковые (нанофораминиферовые илы) – на подводных возвышенностях, гипсометрически выше критической глубины карбонатакопления (КГК); кремнистые (радиоляриевые) и глинистые (пелагические красные глины) – на абиссальных глубинах ниже КГК (Мурдмаа, 1987). Гипсометрическое положение КГК, т.е. фаціальной границы между карбонатными и бескарбонатными пелагическими осадками, наиболее высокое в середине мелового периода, несколько понижалось к его концу. Соответственно, карбонатные осадки распространялись на большие глубины.

На Тихоокеанской плите, и, вероятно, на соседних океанских плитах, с коньяка до маастрих-

та постепенно расширялись и углублялись океанские котловины с абиссальными глубинами (ниже КГК), достигавшими 4–5 км, что нашло отражение в расширении ареалов распространения бескарбонатных глинистых и кремнисто-глинистых осадков. Наряду с ранее существовавшей Центральной котловиной, появилась Южная, на дне которой развивалось поле красноцветных пелагических глин – индикаторов низкой биопродуктивности (“океанских пустынь”). В Центральной котловине, постепенно смещающейся на север, были развиты два абиссальных фаціальных комплекса: пелагических глин и глинисто-радиоляриевых осадков. По имеющимся отрывочным данным, кремнистые осадки тяготели к юго-западной приэкваториальной части котловины, где к маастрихтскому веку сформировался субширотный пояс кремненакопления, возможно связанный с системой вышеупомянутого циркумтропического течения.

На срединно-океанских хребтах на внутриплитовых возвышенностях (выше КГК) накапливались пелагические карбонатные осадки.

Продолжалась миграция на север подводных гор Мид-Пацифик, которые во второй половине позднего мела достигли экваториальной зоны и погрузились на глубину до нескольких сотен метров, превратившись в гайоты. На вершинах гайотов, омываемых придонными течениями, существовали условия неотложения, или крайне ограниченного накопления пелагических осадков (сильно конденсированные разрезы); формировались фосфатные и железо-марганцевые хардграунды (Murdmaa et al., 1995). На возвышенности Дарвина, к юго-востоку от гор Мид-Пацифик, продолжалась вулканическая деятельность и формировались новые подводные горы нынешнего архипелага Маршалловых островов.

#### ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК В ЗОНАХ ПЕРЕХОДА КОНТИНЕНТ–ОКЕАН

В конце позднего мела, в интервале 88–65 млн. лет, характер палеогеографических обстановок (и соответствующих литологических комплексов) зоны перехода континент–океан определялся, в первую очередь, взаимоотношением океанических и континентальных плит. Так, относительно медленное увеличение во времени ширины Атлантического океана (Зоненшайн, Кузьмин, 1992) способствовало тектонически спокойному и стабильному режиму на континентальном его обрамлении с формированием по его периферии сравнительно узкой полосы мелководных терригенных отложений, сменяющихся в сторону океана гемипелагическими глинистыми и карбонатно-глинистыми комплексами. В противополож-

ность этому, в пределах Тихого океана и Тетиса происходило сближение океанических плит с обрамляющими континентами, что предопределило совсем иные ландшафты в зоне перехода континент–океан.

Большой сложностью обладала зона сочленения континентов с Тихим океаном. Северо-восточная периферическая его область во второй половине позднего мела характеризовалась сочетанием субдукции океанических плит под Северо-Американский континент со сдвиговыми перемещениями (Csejtei et al., 1982; Monger et al., 1982; Coney, 1987; Frazier, Schwimmer, 1987; Plafker et al., 1989; Wallace et al., 1989; Haugerud et al., 1991; Livaccari, 1991; Undershultz, Erdmer, 1991; Ingram, Hutton, 1994). В коньяк-сантонское время в периферической зоне океана протягивался ряд узких подводных гряд с относительно мелководным терригенным осадконакоплением (рис. 1, 2). Они представляли собой террейны, наиболее обширным из которых был террейн Талкитна. Эти гряды с континентальной и океанической стороны были ограничены прогибами с турбидитовым осадконакоплением. Прогиб, расположенный к востоку, обычно рассматривается в качестве краевого по отношению к Северо-Американскому континенту. В горах Врангелия и Талкитна мощность коньяк-кампанского флиша составляет 1000 м (Plafker et al., 1989). Аналогичный флиш известен и южнее, на западе Калифорнии (Хаин, Балуховский, 1993). Последующие сдвиговые перемещения вызвали миграцию к северу террейна Талкитна и соответствующей гряды (рис. 1–3). В кампане произошло приращение последней к западному краю Северной Америки, что вызвало появление близ края континента мощных (800–2000 м) алевролитно-песчаниковых с конгломератами угленосных отложений.

Западный край Северо-Американского континента во второй половине позднего мела характеризовался перманентным воздыманием с формированием горной системы Кордильер. Два главных фактора предопределили оформление горной системы: подъем края континента, а также интенсивные горизонтальные перемещения горных масс в восточном направлении (ларамийский орогенез). Эти перемещения обусловили, во-первых, покровно-надвиговое строение горного сооружения, а во-вторых, асимметричный характер размещения полосы континентальных и прибрежных бассейнов, протягивающихся вдоль восточного подножия Кордильер. Горообразовательный процесс наиболее интенсивным был в кампанском и маастрихтском веках, что нашло отражение в осадках синорогенных бассейнов, с востока примыкавших к Кордильерам (Coney, 1987). Область континентального осадконакопления, располагавшаяся между Кордильерами и Западным Внутренним морским проливом, имела сложное стро-

ение (Dickinson et al., 1988). В ее пределах в горах Рокки выделяются три зоны. Западная зона, непосредственно примыкавшая к Кордильерам, включала, так называемые, бассейны подпруживания, характеризовавшиеся наиболее мощным и длительным осадконакоплением. Более восточная зона состояла из чередующихся гряд и бассейнов. Третья, наиболее восточная зона включала периферические бассейны. Во второй половине позднего мела на Аляске в пределах Кордильер, вдоль сдвигов возникли небольшие, но многочисленные бассейны континентального осадконакопления (Fisher et al., 1982). Слагающие их мощные поздне меловые терригенные отложения характеризовались значительной угленосностью, роль которой особенно возросла на рубеже мела и палеогена (рис. 4).

Поскольку от туронского века к кампанскому роль субдукции резко уменьшалась, а сдвиговые перемещения становились доминирующими, менялся и характер магматических образований на западе Северной Америки. На альб-сеноманском этапе, как было показано ранее (Жарков и др., 1995; Филатова, 1996), в этом регионе развивался латеральный ряд структур, типичный для активной континентальной окраины: маркирующий зону субдукции глубоководный желоб, преддуговой прогиб с турбидитовым осадконакоплением и окраинноконтинентальный плутонический пояс. Во второй половине позднего мела происходило затухание этого пояса (рис. 1, 2); функционировал он, судя по дискретности датировок магматические пород (Evenchick, 1991), пульсационно, на фоне непрерывного подъема края континента и перемещения масс горных пород по надвигам на восток и по сдвигам вдоль границы континент–океан.

Формирование в кампане–маастрихте орогенного пояса ларамид и (соответствующей горной системы Кордильер) привело к смене характера магматизма и к появлению мусковитовых гранитоидов на территории Калифорнии (Karlstrom et al., 1993). В ходе дальнейшего развития ларамийского орогенеза, в зонах сдвигов произошли излияния базальтов (рис. 4) (Dickinson et al., 1988; Plafker et al., 1989).

В юго-восточной периферической области Тихого океана и на западе Южной Америки в поздне меловое время выделялись три сегмента (северный, центральный и южный), имевших определенные различия в истории развития (Herve et al., 1987 и др.).

Наибольшей спецификой обладал северный, Венесуэльско-Эквадорский сегмент, где в позднем мелу реконструируется синхронное формирование периокеанического островодужного и окраинноконтинентального вулканических поясов (McCourt et al., 1984; Megard, 1987; Aguirre et al., 1992; Van Thournout et al., 1993; Desmet, 1994 и др.). В ла-

рабийскую орогению, начавшуюся здесь еще в кампане и продолжавшуюся до раннего палеогена включительно (Megard, 1987), произошло шарьирование островодужного пояса на континент. Это привело к наращиванию северо-западной окраины Южно-Американского континента с формированием покровно-надвигового ларамийского орогенического пояса, который был представлен мощным горным сооружением Анд. Перед его фронтальным восточным краем возник синорогенный бассейн с мощным терригенным осадконакоплением. На кампан-маастрихтском этапе северо-западный периферический край Южно-Американского континента был вовлечен в морское осадконакопление (рис. 3, 4) без сколь угодно существенного проявления вулканизма.

Центральный сегмент запада Южной Америки характеризовался развитием Арауканского окраинноконтинентального вулканического пояса (Ломизе, 1983), формирование которого началось после перуанской (австрийской) орогении. Накапливавшиеся в континентальных условиях вулканы этого пояса в центральном сегменте достигают 4000–6000 м, уменьшаясь к северу до 1000 и менее метров. В целом от раннего мезозоя к позднему установлено смещение на восток оси окраинноконтинентального вулканического пояса (Coira et al., 1982; Herve et al., 1987; James, 1971), что обычно объясняется выполаживанием во времени зоны субдукции. К западу от центрального сегмента пояса Анд располагалась зона поднятий Берегового хребта, а также преддуговой прогиб с терригенно-вулканогенными отложениями. К востоку от вулканического пояса протягивалась зона поднятий, к которой восточнее примыкала субмеридиональная цепочка тыловодужных бассейнов с континентальным осадконакоплением и вулканитами. В эту цепочку входят Субандийские и Андийские бассейны Боливии и Перу, а также бассейны Чако-Параненсе и Салта Аргентины (Grier et al., 1991).

Окраинноконтинентальный вулканический пояс центрального сегмента развивался весь поздний мел. В коньякском и сантонском веках он имел продолжение в пределы южного сегмента Южной Америки и далее по краю Антарктиды. В южном сегменте, восточнее вулканического пояса, располагалась горная цепь, к которой с востока примыкал Магелланов краевой бассейн. Эта возникшая в позднем альбе зональность южного сегмента запада Южной Америки просуществовала до кампана. Ларамийская орогения привела к подъему края континента, затуханию вулканического пояса, а также к перемещению к востоку Магелланова бассейна (Wilson, 1991).

В целом, в позднем мелу на западном краю Южной Америки, в тылу вулканического пояса, развивались бассейны двух типов: 1) генетически

связанные с мигрирующими на восток горными цепями и характеризующиеся преимущественно терригенным осадконакоплением; 2) тыловодужные (по отношению к вулканическому поясу) рифтогенной природы с щелочным и бимодальным магматизмом. Бассейны первого типа распространены повсеместно по всему западному краю Южной Америки, тогда как рифтогенные бассейны весьма локальны и в позднем мелу были характерны в основном для центрального сегмента Южно-Американского континента.

На северо-западной и западной периферии Тихого океана по краю Азиатского континента на протяжении второй половины позднего мела протягивалась цепочка действующих вулканов, составлявших в совокупности протяженный окраинноконтинентальный вулканический пояс, который распадался на ряд несколько разновременно функционировавших сегментов: Охотско-Чукотский, Сихотэ-Алинский, Катазиатский. Последний сегмент (Atlas..., 1985) включал как вулканы приморской части Китая, так и аналогичные образования юга Кореи и севера Японии, ныне разобщенные Японским морем (Филатова, 1990; Chang, 1995). Окраинноконтинентальный вулканический пояс сопровождался глубоководным желобом (рис. 1–3). Внутренний, прилежащий к континенту склон желоба имел зональное строение. Непосредственно вдоль континента протягивалась широкая полоса мелководного моря, изобилующего островами и островными грядами. В начальные этапы второй половины позднего мела здесь накапливались флишоидные толщи, которые позднее сменились грубообломочными олистохромо-молассовыми комплексами (Зинкевич, 1981; Филатова, 1995, 1996). Далее в сторону океана, на глубоководном склоне желоба накапливались мощные турбидиты. К ним относятся толщи верхнего мела запада о. Сахалин (Рождественский, 1987; Зоненшайн и др., 1990), а также отложения зон Симанто и Хидака Японии (Taira, 1985; Kimura et al., 1990). В периокеанической области располагался ансамбль островных вулканических дуг и окраинных морей (Богданов, Филатова, 1988; Зоненшайн и др., 1990; Соколов, 1992), одним из сегментов которого была Ирунейская островная дуга. Во времени этот ансамбль перемещался в сторону континента и примкнул к нему в маастрихтском веке (Митрофанов, 1977; Алексеев, 1979; Богданов и др., 1982; Филатова, 1988; Богданов, Тильман, 1992; Парфенов и др., 1993). Фрагменты этих островных дуг в виде тектонических покровов известны на п-ве Камчатка и на востоке о-ва Сахалин (Пушаровский, Меланхолина, 1992; Пушаровский и др., 1983 и др.), а также на востоке о-ва Хоккайдо (Taira, 1985; Kimura, Kensaku, 1986; Maruyama, Seno, 1986 и др.).

Это событие произошло на этапе ларамийского орогенеза, который в целом характеризовался

подъемом края Азиатского континента (Зинкевич, 1981; Руженцев и др., 1982 и др.) и формированием здесь отдельных впадин с угленосными молассами. Этот орогенез повлек за собой затухание некоторых сегментов окраинноконтинентального вулканического пояса (например, Охотско-Чукотского), тогда как другие его сегменты продолжали развиваться вплоть до начала палеогена.

На этапе 85–74 млн. лет реорганизация океанических плит в северо-западной и западной периферических частях Тихого океана отмечается многими (Kimura et al., 1985; Maruyama, Seno, 1986; Jolivet et al., 1988; Зоненшайн и др., 1990; Хаин, Балуховский, 1993; Парфенов и др., 1993; Okada, Sakai, 1993 и др.). Территория Охотского моря в кампанском и маастрихтском веках (рис. 3, 4) представляла поднятую область мелководного моря и надводных гряд, по южному краю которой протягивался вулканический пояс (Maruyama, Seno, 1986). На окраине континента этот временной интервал характеризовался возникновением впадин типа бассейнов "pull-apart", в которых накапливались угленосные терригенные отложения. Такие впадины, нередко имеющие форму полуграбенов, давно известны в Китае, а в последние годы обнаружены и в Японии (Okada, Sakai, 1993). Движения по разломам, к которым приурочены эти бассейны, привели также к формированию цепочек сравнительно небольших, но многочисленных базальтовых плато (Филатова, 1988).

Что касается юго-западной периферической области Тихого океана, то значительные события здесь пришлось на конец позднего мела. Если в коньякское и сантонское время на Австралийско-Антарктической окраине формировался вулканический пояс (Howell, 1980), то в кампане началось раскрытие океанического бассейна между Австралией и Антарктидой, а также развитие Тасманова моря, ограниченного со стороны Тихого океана островной вулканической дугой (рис. 3, 4) (Veevers, 1984; Scotese et al., 1988).

В Тетическом регионе в позднем мелу происходит принципиальное изменение в движении плит (Dercourt et al., 1985, 1993; Зоненшайн и др., 1987): Евразия и Африко-Аравия вместо южного дрейфа начали двигаться на север. Происходит раскрытие Бискайского залива, а также отделение Апулии от Африки. Осуществлялась также южнонаправленная субдукция океанической плиты бассейнов Восточных Карпат и Балкан, сопровождавшаяся формированием вулканического пояса. Позднемеловая субдукция океанической коры под Евразию вызвала формирование мощного Южноевразийского вулканического пояса по северному обрамлению Тетиса (Казьмин и др., 1987). Западное его окончание установлено в болгарском Среднегорье. Восточнее пояс расположен в Западных Понтидах и в кулисообразно смещенном на юг сегмен-

те Эскишехир с началом вулканизма в туроне (Sengor, Yilmaz, 1981). В Закавказском сегменте вулканического пояса мощный (2000–3000 м) разрез вулкаников принадлежит интервалу конец альба–ранний кампан, тогда как кампан-маастрихтские вулканиды весьма ограничены в распространении. В целом, в Понтийском и Закавказском сегментах пояса установлены два этапа вулканизма: альб-раннекампанский и позднекампан-маастрихтский. Главный объем вулкаников накопился на первом этапе. Они относятся к известково-щелочной, реже толеитовой магматическим сериям (Лордкипанидзе, 1980). На втором этапе изливались базальты субщелочного состава (Казьмин и др., 1987); это позволяет высказать предположение о том, что их формирование непосредственно не связано с зоной субдукции и происходило после отмирания последней при ларамийском орогенезе.

Восточное продолжение позднемелового пояса находится в северо-западном Эльбурсе. Далее на восток известково-щелочные вулканиды пояса известны в виде тектонических фрагментов в офиолитовой зоне Мекрана, расположенной между впадинами Джаз-Мурман на севере и зоной Баджан-Дуркан на юге. Еще восточнее вулканиды мелового возраста развиты в Афганистане.

В начале коньякского века в южной части Тетиса возникла Кипрская энсиматическая островная дуга (Dercourt et al., 1985; Книппер, 1985; Зоненшайн и др., 1987). Восточнее в интервале 90–75 млн. лет на Индийской плите формировалась внутриокеаническая островная дуга Кохистан (Bard, 1983) или Драс (Dietrich et al., 1983), к югу от которой располагался глубоководный желоб (рис. 1, 2). В пределах дуги шло излияние толеитов (Dietrich et al., 1983), а в преддуговом прогибе накапливались вулканогеннотерригенные комплексы (Robertson, Degnan, 1994).

В самом конце мела и на рубеже мела–палеогена регион Тетиса испытал интенсивный тектогенез (синхронный в целом ларамийскому), в ходе которого произошло закрытие южной ветви Восточного Тетиса и коллизия Африки с Евразией (Dercourt, 1985, 1993; Зоненшайн и др., 1987; Книппер, Шараськин, 1995). Осадочное выполнение Альпийского и Карпатско-Панонского бассейнов были дислоцированы. Прекратился позднемеловой субдукционный вулканизм в Карпатах. В конце позднего мела (около 80 млн. лет) окраина Афро-Аравии была затянута в зону субдукции Кипрской дуги и офиолитовые покровы были обдуцированы на край этого континента. Островная дуга Кохистан в кампане столкнулась с северной окраиной Индии (Зоненшайн и др., 1984; Bard, 1983). В современной структуре тектонические покровы островодужных вулкаников и комплексов преддуговых прогибов залегают в

коллизийной сутуре Индо-Цангпо, оформление которой произошло в эоцене (Allegre et al., 1984).

С позднемеловой коллизией продолжалось начавшееся в позднем кампане затухание Южно-Евразийского вулканического пояса (рис. 3) с почти полным прекращением вулканизма в маастрихте. Явления сжатия и обдукции у южной границы Тетиса сопровождались значительным расширением тыловых бассейнов на Евразийской континентальной окраине, которые составляли систему морей Паратетиса, протягивавшуюся от Балкан до восточного Ирана при ширине 900 км. Раскрылись два Черноморских бассейна (Западный и Восточный), увеличился в размерах Центрально-Иранский океанический бассейн между Лутом, Санандадж-Сирджаном и Эльбурсом.

## ВЫВОДЫ

Подводя итоги анализу литолого-палеогеографических карт коньякского, сантонского, кампанского и маастрихтского веков позднего мела, можно отметить, следующие главные особенности палеогеографических преобразований, которые происходили на протяжении второй половины позднего мела.

1. Многие черты палеогеографических преобразований предопределялись глобальной палеотектонической и палеогеографической асимметрией Земли. Она выражалась, в первую очередь, в сохраняющемся противостоянии между океаническим и континентальным полушариями, а в пределах последнего противостоянием Лавразийского континента на севере и разрозненных гондванских континентов на юге. В южном секторе континентального полушария продолжались процессы заложения и раскрытия новых океанов (Южной Атлантики, Южного, Мозамбик-Сомалийского и др.), а также распада и перемещения континентов (Южной Америки, Африки, Индостана, Австралии, Антарктиды, Новой Зеландии). В это же время в северном секторе на Лавразийском континенте происходили радиальные погружения и формирование эпиконтинентальных морей преимущественно субмеридионального простирания. Разделялись эти асимметричные сектора континентального полушария океаном Тетис субширотного простирания, который в конце позднего мела после оформления Атлантического океана, как единой глобальной структуры, был разделен на две самостоятельные части — Карибскую на западе и собственно позднемеловой Тетис на востоке, охватывающий Средиземноморский, Восточный и Гималайско-Индонезийский Тетис. Океаническое полушарие занимал Тихий океан. Его центральную часть охватывала Тихоокеанская плита, которая постепенно расширялась в ходе спрединга, тогда как соседние плиты Кула, Фараллон и Феникс сокра-

щались в результате субдукции. В течение всей второй половины позднего мела центральная часть Тихого океана была глубоководной пелагической областью, где постепенно расширялись и углублялись океанские котловины с абиссальными глубинами.

2. Характер палеогеографических обстановок в зонах перехода континент-океан определялся взаимоотношениями океанических и континентальных плит. Наиболее значительные глобальные палеогеографические преобразования происходили в периферийных зонах Тихого океана и Тетиса, а также обрамляющих континентов.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты 93-05-8877 и 96-05-64607).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев Э.С. Основные черты развития и структуры южной части Корякского нагорья // Геотектоника. 1979. № 1. С. 85–95.
- Богданов Н.А., Чехович В.Д., Сухов А.Н., Вишневецкая В.С. Тектоника Олюторской зоны // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 189–217.
- Жарков М.А., Мурдмаа И.О., Филатова Н.И. Палеогеография середины мелового периода // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. № 3. С. 15–41.
- Жарков М.А., Мурдмаа И.О., Филатова Н.И. Палеогеография первой половины раннего мела // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. № 1. С. 47–70.
- Зинкевич В.П. Формации и этапы тектонического развития севера Корякского нагорья. М.: Наука, 1981. 106 с.
- Казьмин В.Г. Коллизии и рифтогенез в истории океана Тетис // Геотектоника. 1989. № 5. С. 14–23.
- Книппер А.Л., Шараськин А.Я. Корреляция тектонических событий в мезозойской истории северо-восточного Средиземноморья // Геотектоника. 1995. № 1. С. 12–22.
- Лордкипанидзе М.Б. Альпийский вулканизм и геодинамика центрального сегмента Средиземноморского складчатого пояса. Тбилиси: Мецниереба, 1980. 162 с.
- Митрофанов Н.П. Ватынский тектонический покров в Центрально-Корякской складчатой зоне // Геология и геофизика. 1977. № 4. С. 28–35.
- Пуцаровский Ю.М., Зинкевич В.П., Мазарович А.О. Покровные и чешуйчато-надвиговые структуры в северо-западном обрамлении Тихого океана // Геотектоника. 1983. № 6. С. 30–45.
- Пуцаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н. Тектоническое развитие Земли. Тихий океан и его обрамление. М.: Наука, 1992. 263 с.
- Пуцаровский Ю.М. Тектоника Индийского океана // Геотектоника. 1995. № 4. С. 73–91.
- Рождественский В.С. Тектоническое развитие о. Сахалин // Тихоокеанская геология. 1987. № 3. С. 42–50.

- Руженцев С.В., Бялобжеский С.Г., Григорьев В.Н. и др.* Тектоника Корякского нагорья // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 136–189.
- Филатова Н.И.* Периокеанические вулканогенные пояса. М.: Недра, 1988. С. 264.
- Филатова Н.И.* Мезозойская история развития Корейско-Японского региона // Геотектоника. 1990. № 5. С. 112–124.
- Филатова Н.И.* Эволюция меловых обстановок на северо-востоке Азиатского континента // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. С. 64–77.
- Филатова Н.И.* Эволюция активных континентальных окраин в среднем мелу // Геотектоника. 1996. № 2. С. 74–98.
- Barron E.J., Peterson W.H.* Model simulation of the Cretaceous Ocean circulation // Science. 1989. V. 244. P. 684–686.
- Berggren W.A., Olson R.K.* North Atlantic Mesozoic and Cenozoic paleobiogeography // Vogt P.R. and Tucholke B.E. (eds). The geology of north America: The western North Atlantic region. Geol. Soc. Amer. 1986. Mem. M. P. 231–255.
- Camoin G., Bellion Y., Benkheilil J. et al.* Late Maastrichtian Palaeoenvironments (69.5–65 Ma) // Dercourt J., Ricou L.E., and Vrielynck B. (eds). Atlas Tethys Palaeoenvironmental Maps. Maps BEICIP-FRANLAB, Rueil-Malmaison. 1993a.
- Camoin G., Bellion Y., Dercourt J. et al.* Late Maastrichtian (69.5–65 Ma) // Dercourt J., Ricou L.E. and Vrielynck B. (eds). Atlas Tethys Palaeoenvironmental Maps. Explanatory Notes. Gauthier-Villars: Paris, 1993 b. P. 179–196.
- Chang K.H.* Aspects of geologic history of Corea // Journ. Geol. Soc. Korea. 1995. № 31. P. 72–90.
- Desmet A.* Le magmatisme ophiolitique de la Quebrada San Juan et les basalts de la serie Pinon (Equateur) // Ophioliti. 1994. V. 19. № 1. P. 115–156.
- Fisher M.A., Patton W.W., JR, Holmes M.Z.* Geology of Norton Basin and continental shelf beneath Northwestern Bering Sea, Alaska // Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull. 1982. V. 66. № 3. P. 255–285.
- Haugerud R.A., Van Der Heyden P., Tabor R.W. et al.* Late Cretaceous and early Tertiary plutonism and deformation in the Skagit Gneiss Complex, North Cascade Range, Washington and British Columbia // Bull. Geol. Soc. Amer. 1991. V. 103. № 10. P. 1297–1307.
- Herve F., Godoy E., Parada M. et al.* General view on the Chilean-Argentine Andes, with emphasis on their early history // Circum-Pacific orogenic belts and evolution of the Pacific oceanic basin. Monger J.W.H., Francheteau J. (eds). Geol. Soc. Amer. Boulder. Colorado, 1987. P. 97–111.
- Golonka J., Ross M.J., Scotese C.R.* Phanerozoic paleogeographic and paleoclimatic modeling maps // Pangea: Global Environments and Researchs. Canadian Soc. Petrol. Geol. Meem. 17. 1995. P. 1–47.
- Gradstein F.M., Rad U. von.* Stratigraphic evolution of Mesozoic continental margin and oceanic sequences: north Australia and northern Himalaya // Marine Geol. 1991. V. 102. P. 131–173.
- Ingram G.M., Hutton D.H.W.* The Great Tonalite Sill: emplacement into a contractional shear zone and implications for Late Cretaceous to early Eocene tectonics in southern Alaska and British Columbia // Bull. Geol. Soc. Amer. 1994. V. 6. № 5. P. 715–728.
- James D.E.* Plate tectonic model for the evolution of the Central Andes // Bull. Geol. Soc. Amer. 1974. V. 82. № 12. P. 3325–3346.
- Jolivet L., Cadet J.P., Lalevee F.* Mesozoic evolution of Northeast Asia and collision of the Okhotsk microcontinent // Tectonophysics. 1988. V. 149. № 3–4. P. 89–109.
- Karlstrom K.E., Miller C.F., Kingsbury J.A., Wooden J.L.* Pluton emplacement on active ductile thrust zone. Plute Mountains, south Kalifornia: interaction between deformational and solification process // Bull. Geol. Soc. Amer. 1993. V. 105. № 2. P. 213–230.
- Kimura G., Kensaku T.* Collision, rotation, and back-arc spreading in the region of the Ohotsk and Japan Seas // Tectonics. 1986. V. 5. № 3. P. 389–401.
- Kimura G., Takahashi M., Kono M.* Mesozoic collision-extension tectonics in eastern Asia // Tectonophysics. 1990. V. 181. № 1–4. P. 15–23.
- Klitgord R.D., Schouten H.* Plate kinematics of the Central Atlantic // Vogt P.R. and Tucholke B.E. (eds.). The geology of North America: The Western North Atlantic region. Geol. Soc. Amer. Mem. M. 1986. P. 351–378.
- Livaccari R.F.* Role of crustal thickening and extensional collapse in the tectonic evolution of the Sevier-Laramided orogeny, western Unites States // Geology. 1991. V. 19. № 11. P. 1104–1107.
- Maruyama Sh., Seno T.* Orogeny and relative motions: example of the Japanese islands // Tectonophysics. 1986. V. 127. № 3–4. P. 305–329.
- Murdmaa I., Nemliher J., Bogdanova O. et al.* Ferromanganese and phosphatic hardgrounds on the Western Pacific guyots drilled during legs 143 and 144 ODP // Proc. ODP. Sci. Res. V. 144. 1995. P. 419–428.
- Okada H., Sakai T.* Nature and development of Late Mesozoic and Early Cenozoic sedimentary basins in southwest Japan // Palaeogeog., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1993. V. 105. № 5. P. 3–16.
- Plafker G., Nokleberg W.J., Lull J.S.* Bedrock geology and tectonic evolution of the Wrangellia, Peninsular, and Chugach terranes along the trans-Alaska crustal transect in the Chugach Mountains and southern Copper River Basin, Alaska // Journ. Geophys. Res. 1989. V. 94. № B4. P. 4255–4295.
- Robertson A., Degnan P.* The Dras arc complex: lithofacies and reconstruction of a Late Cretaceous oceanic volcanic arc in the Indus suture zone, Ladakh Himalaya // Sediment. Geology. 1994. № 92. P. 117–145.
- Sager W.W., Scotese C.R.* Mesozoic and Cenozoic Plate Reconstructions. N.Y.: Elsevier, 1989. 399 p.
- Scotese C.R.* Jurassic and Cretaceous Plate Tectonic Reconstructions // Palaeogeog., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1991. V. 87. P. 493–501.
- Sengor A.M.C., Yilmaz Yu.* Tethyan Evolution of Turkey: a plate tectonic approach // Tectonophysics. 1981. V. 75. P. 181–241.
- Taira A.* Pre-Neogen accretion tectonics in Japan: a synthesis // Akomoto S., Uyeda S., Kono M. (eds). Lithosphere studies in and around Japan. Tokyo: DELP Publ. 1985. № 3. P. 51–63.

Рецензент М.А. Ахметьев