

Том 20, номер 1
ISSN 0207 - 4028

Январь-Февраль 2001

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ



ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР
МОИСЕЕНКО В.Г.

<http://www.itig.khv.ru/POG/index.htm>



Специальный выпуск, посвященный результатам исследований по проекту 434 ЮНЕСКО "Взаимодействие суши и океана, углеродный цикл и изменение биоразнообразия в Азии в течение мелового периода".

*Редакторы Г.Л. Кириллова,
Л.И. Попеко*

СОДЕРЖАНИЕ

Общие проблемы меловой корреляции

<i>Г.Л.Кириллова.</i> Изучение меловой системы на Востоке России: результаты и перспективы	3
<i>Д.П. Найдин.</i> Меридиональные связи позднемеловой морской биоты северного полушария	8
<i>Ю.Д. Захаров, А.И. Игнатьев, Н.Г. Борискина, К. Танабэ, Я. Шигэта, А.М. Попов, Т.Б. Афанасьева.</i> Палеотемпературная кривая для позднего мела северо-западной Пацифики (Хоккайдо, Сахалин, Восточная Корея)	15

Седиментология, геодинамика

<i>А.Н. Филиппов.</i> Юрско-раннемеловой вулканогенно-кремнистый комплекс р. Маномы (северный Сихотэ-Алинь): фрагмент осадочного чехла палеоокеанической плиты	25
<i>Донг-У Ли, В.В.Голозубов, Бюнг-Су Ли.</i> Меловые синдвиговые бассейны Юго-Восточной Кореи: стратиграфия, фации, механизм формирования	39
<i>Б. А. Сальников, Л.П.Иваньшина, Н.Б.Сальникова, Т. В. Туренко.</i> Новый разрез верхнего мела на северном Сахалине	48

Палеонтология, стратиграфия

<i>Г.Л.Амельченко, В.В. Голозубов, Е.Б. Волынец, В.С. Маркевич.</i> Стратиграфия Алчанского мелового эпиконтинентального бассейна (Западный Сихотэ-Алинь)	57
<i>И.В. Кемкин, М. Каметака, С. Кодзима.</i> Фаунистические свидетельства последовательной аккреции палеоокеанических фрагментов Таухинского террейна (Южный Сихотэ-Алинь)	72
<i>Г. Г. Филиппова.</i> Стратиграфия и возраст континентальных отложений Центральной и Восточной Чукотки	85
<i>Е.А.Языкова.</i> Некоторые раннемеловые аммониты Сихотэ-Алиня	100
<i>Т.Д. Зюнова.</i> Альб-сеноманские иноцерамиды северо-западного побережья Камчатки и их корреляционное значение	107

Хроника

<i>Г.Л.Кириллова</i> Геологическое развитие Азии в течение мелового периода: геология,углеродный цикл, изменение биоразнообразия	114
<i>Правила оформления статей</i>	120

CONTENTS

General problems of the Cretaceous correlation

<i>G.L. Kirillova</i> Investigation of the Cretaceous in East Russia: results and prospects	3
<i>D.P. Naidin</i> . Meridional relations of Late Cretaceous marine biota of the Northern Hemisphere	8
<i>Yu.D. Zakharov, A.I. Ignatiev, N.G. Boriskina, K. Tanabe, Ya. Shigeta, A.M. Popov, T.B. Afanasyeva</i> . Palaeotemperature curve for the Late Cretaceous of the northwestern Pacific (Hokkaido, Sakhalin, Eastern Koryakia).....	15

Sedimentology and Geodynamics

<i>A.N. Philippov</i> . Jurassic – Early Cretaceous volcanic-chert complex of the Manoma river area, Northern Sikhote-Alin: a fragment of the paleoceanic plate sedimentary cover	25
<i>Dong Wu Lee, V.V. Golozoubov, Byung Su Lee</i> . Cretaceous pull-apart basins of South-East Korea: stratigraphy, facies, formation mechanism	39
<i>B.A. Salnikov, L.P. Ivanshina, N.B. Salnikova, T.V. Turenko</i> . A new Upper Cretaceous section in the Northern Sakhalin	48

Palaeontology and Stratigraphy

<i>G.L. Amel'chenko, V.V. Golozoubov, E.B. Volynets, and V.S. Markevich</i> . Stratigraphy of the Alchansky Cretaceous epicontinental basin (West Sikhote-Alin).....	57
<i>I. V. Kemkin, M. Kametaka, S. Kojima</i> . Faunal evidence of successive accretion of the Taukha terrane paleoceanic fragments (Southern Sikhote-Alin).....	72
<i>G.G. Filippova</i> . Stratigraphy and age of the continental deposits of Central and East Chukotka	85
<i>E.A. Yazykova</i> . Some Early Cretaceous ammonites from Sikhote Alin	100
<i>T.D. Zonova</i> . On some Albian–Cenomanian <i>Inoceramids</i> from Northwestern Kamchatka, and their implications for correlation	107

Chronicles

<i>G.L. Kirillova</i> . Geological evolution of Asia during the Cretaceous System: geology, hydrocarbon cycle, and biodiversity change	114
<i>Notes for Contributors</i>	120

ОБЩИЕ ПРОБЛЕМЫ МЕЛОВОЙ КОРРЕЛЯЦИИ

УДК 551.763(571.6)

ИЗУЧЕНИЕ МЕЛОВОЙ СИСТЕМЫ НА ВОСТОКЕ РОССИИ: РЕЗУЛЬТАТЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ

Г.Л.Кириллова

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

Меловые отложения на Востоке России занимают огромную территорию, протягиваясь от Чукотки до Приморья более чем на 4500 км. Меловые обстановки весьма разнообразны, и можно наблюдать всю гамму переходов от континентальных через прибрежно-морские к морским и океаническим.

С меловым периодом связана мощнейшая вспышка магматизма и рудообразования (преимущественно золота и олова), колоссальные излияния базальтов на дне океанов, формирование гирлянд вулканических поясов по краям континента, грандиозные запасы горючих полезных ископаемых: угля, нефти, газа.

Для мела характерно небывалое разнообразие морской фауны и особенно планктона, своеобразная флора, в эволюции которой как раз в меловой период произошли такие важные изменения как первое появление покрытосеменных.

И, наконец, наиболее ярким и впечатляющим было событие в конце мелового периода – великое меловое вымирание, а когда загадочно исчезли с лица Земли многие группы флоры и фауны. Самыми экзотическими представителями последней были гигантские динозавры. Ученые все еще спорят о причинах этой катастрофы, в результате которой земная жизнь резко изменилась. На смену мезозою, последним периодом которого был меловой, пришла эра новой жизни – кайнозой.

Совершенно очевидно, что выяснение причин изменения окружающей среды в пространстве и во времени – актуальнейшая проблема для человечества. Ученым важно знать причинно-следственную связь глобальных событий, происходивших многие миллионы лет назад, когда еще не было человека.

В 1993-1998 гг. в рамках проекта 350 Международной программы геологической корреляции ЮНЕСКО «Изменение окружающей среды и биоты в Восточной и Южной Азии в течение мелового пе-

риода» (руководитель проекта проф. Х. Окада, Япония) для российских исследователей появилась возможность в процессе мультидисциплинарных исследований палеонтологов, биостратиграфов, седиментологов, палеовулканологов и тектонистов установить синхронность и взаимосвязь различных геологических и биологических событий, восстановить последовательность изменения климатической, биологической и физико-географической обстановок в течение мела на Востоке России.

В проекте принимали участие около 400 ученых из 18 стран, в том числе 54 российских ученых, преимущественно из институтов ДВО РАН. Региональными координаторами российской группы были д.г.-м.н. Г.Л.Кириллова, д.г.-м.н. В.С.Маркевич и д.г.-м.н. В.Ф.Белый.

В ходе работ по проекту проведено 11 полевых международных экскурсий, в том числе 4 в России, в процессе которых представилась возможность познакомиться с разрезами, отражающими самые различные меловые обстановки, как морские, так и континентальные различных климатических зон. Наиболее впечатляющими, были полевые экскурсии в Индии и Тайланде, где демонстрировались новые находки остатков динозавров (фото 1, 2).

Состоялось 6 международных совещаний, где участники могли обменяться информацией, скорректировать свои результаты. Первое совещание состоялось в 1993 г. в г. Фукуока, Япония; второе – 1994 г. в г. Тэгу, Ю. Корея (фото 3); третье – в 1995 г. в г. Манила, Филиппины; четвертое – в 1996 г. в г. Пекин, КНР, во время XXX сессии Международного геологического конгресса; пятое – в 1997 г. в Индии в виде полевой экспедиции по плато Декан; шестое – в Куала-Лумпур, Малайзия, с полевой экспедицией по плато Кхорат в Тайланде.

За пять лет издано 12 бюллетеней, 5 выпусков трудов, 7 спецвыпусков стран-участниц проекта, в



Фото 1. Гнездо динозавра с остатками скорлупы яиц. Национальный парк Рахиоли, Индия. Фото автора, 1997 г.



Фото 2. Новое местонахождение скелета динозавра на северо-востоке Тайланда. Фото автора, 1998 г.

том числе 2 спецвыпуска журнала «Тихоокеанская геология» изданы в России (№6, 1994 и №6, 1997). Всего российскими участниками проекта опубликовано 8 монографий, 116 статей и библиографический указатель «Меловой период Дальнего Востока: стратиграфия, вулканизм, седиментация, тектоника и полезные ископаемые».

Работы по проекту завершились изданием монографии «Мел Востока России: седиментация, геодинамика, биоразнообразие, климат» (Кириллова Г.Л.,

Дальнаука, 2000) и коллективной монографии «Cretaceous Environments of Asia» (edited by H. Okada and N.J. Mateer, EISEVIER, 2000), в которой участвовали 8 стран, в том числе и Россия. В монографию написан раздел Г.Л. Кирилловой, В.С. Маркевич, В.Ф. Белым «Изменение меловых обстановок Восточной России».

В виде короткого резюме можно констатировать, что на Востоке России в условиях permanently развивавшейся активной континентальной окраины, в пределах которой море постепенно отступало на



Фото 3. Участники проекта 350 на полевой экскурсии по меловым отложениям. Бассейн Кёнпук (Ю.Корея). 1994 г.

восток, три главных тектонических события привели к существенным изменениям окружающей среды и биоты.

В неокоме осадочные системы наследовали стиль, сложившийся в поздней юре. От Чукотки до Японского моря простиралась система окраинных морей, отделенных от океана системой островных дуг с преддуговыми бассейнами. Преобладали терригенные турбидиты, олистостромы мощностью до 4 км и островодужные вулканы. Свободные связи Пацифики с бореальными и тетическими бассейнами подтверждаются общностью фауны бухий, аммонитов, иноцерамов, радиолярий. В неокоме доминировала широтная климатическая зональность. Климат менялся от умеренно холодного на полюсе до теплого субтропического на широте современного Японского моря.

В готериве в результате реорганизации движения плит, косой субдукции на Востоке России доминировал режим трансформной окраины. Образовалась система присдвиговых бассейнов. Пролиты, соединявшие Пацифику с бореальными бассейнами,

закрылись. В результате барремской трансгрессии в морях появились первые ауцеллины, новые виды аммонитов, иноцерамы, возобновилась турбидитная седиментация. С возникновением островных дуг в апте увеличилась примесь вулканокластики, возросла скорость седиментации. Мощность осадков достигала 6 км. Климат практически не изменился, но среди растительных сообществ в конце готерива появились первые покрытосеменные.

В середине альба произошла главная тектоническая перестройка, сформировавшая складчатонадвиговую структуру региона, на фоне кратковременной трансгрессии, когда морские воды вдоль узких заливов проникли далеко вглубь континента. После этого по краю континента начал формироваться гигантский Восточно-Азиатский вулканический пояс, создавший на фоне широтной зональности также и меридиональную. В тылу вулканического нагорья климат был суше и холоднее, там формировались в задуговых бассейнах сероцветные терригенные формации, в южных широтах ограниченно были распространены красноцветы. Климат в позднем

мелу стал в целом холоднее: от умеренного в высоких широтах до субтропического в сантоне–кампане в районе Сахалина. Перед фронтом вулканического пояса простиралась обширная приморская равнина, периодически заливавшаяся морем. У края континента неоднократно чередовались мелководноморская, дельтовая и континентальная обстановки. В последней шло интенсивное угленакопление. По-прежнему существовала активная континентальная окраина с характерными седиментационными системами, но гораздо восточнее раннемеловой. В позднем мелу произошло существенное обновление животного мира. Преобладающей фауной в окраинных морях были быстро эволюционировавшие иноцерамы и аммониты, а в открытых морях, соединявшихся с океаном – иноцерамы, радиолярии, фораминиферы. В растительных сообществах коренная перестройка экосистем началась в среднем маастрихте, что связывается с похолоданием, которое в высоких широтах началось раньше, чем в низких. В процессе исследований не получено подтверждения катастрофических событий на границе мела и палеогена. Вымирание растительноядных динозавров связано, возможно, с исчезновением цикадофитовых кустарников, служивших им пищей.

В 1999 году, после успешного завершения проекта 350, стартовал новый Проект 434 Международной программы геологической корреляции «Взаимодействие суши и океана, углеродный цикл и изменение биоразнообразия в Азии в течение мелового периода» (руководитель проекта профессор Х. Хирано, Япония).

Новый проект нацелен на создание новой шкалы для корреляции морских и неморских меловых отложений путем стратиграфического определения стабильного изотопа углерода для мела с учетом новой точки зрения на глобальный цикл углерода. По мнению руководителя проекта, новый подход поможет ученым коррелировать деятельность плюма в мелу и связанных с ним тектонических движений в Восточной и Южной Азии на более высоком уровне и с большей достоверностью. Проект не только рассматривает проблемы корреляции, но и предусматривает установление причинно-следственной связи между главными событиями в истории Земли, включая биологические, геохимические и тектонические: генезис металлических и неметаллических рудных отложений, изменение уровня моря, циклы углерода, изменения парциального давления диоксидов углерода, климатические изменения, отражающиеся в появлении и расцвете покрытосеменных, изменение слоистой структуры океана, включая апвеллинг, бескислородные события и другие явления. Руководителем проекта ставится цель детализировать понимание цикла углерода в свете настоящих или будущих

условий парникового эффекта. Результаты работ по проекту при использовании современных методов корреляции также будут полезны для понимания геологии бассейнов, содержащих минеральные и энергетические ресурсы. Проект рассчитан на 5 лет.

Региональным координатором российской группы предложено быть Г.Л. Кирилловой. В новом проекте участвует 48 российских ученых. Уже проведено 2 международных симпозиума по проекту 434. Первый симпозиум «Углеродный цикл и изменение биоразнообразия в течение мела» состоялось 25-29 января 2000 г. в г. Токио, Япония. В феврале 2000 г. во Владивостоке проведено рабочее совещание российской группы, на котором демонстрировались материалы прошедшего симпозиума и обсуждались планы работы группы на 2000 г. Подробная информация о нем опубликована также в журнале «Тихоокеанская геология» № 3, 2000 г. Второй симпозиум «Геологическое развитие Азии в течение мелового периода (геология, углеродный цикл и изменение биоразнообразия)» проходил в декабре 2000 г. в г. Янгон, Мьянма, с последующей полевой экскурсией на наиболее представительные разрезы юры и мела в северной части Мьянмы. Информация об этом симпозиуме публикуется в этом специальном выпуске.

В августе 2000 г. в г. Благовещенске в АмурКНИИ при поддержке академика В.Г. Моисеенко проведен международный симпозиум «Мезозойские динозавры Приамурья» с полевой экскурсией на новое местонахождение позднемезозойских динозавров Кундур, где недавно Ю.Л. Болотским раскопан целый скелет гадрозавра, что является большой редкостью. Обычно удается обнаружить лишь фрагменты скелета. В симпозиуме и экскурсии участвовали вместе с российскими учеными исследователи из Японии, Таиланда, Ю. Кореи. В октябре 2000 г. в г. Чите состоялось региональное стратиграфическое совещание «Корреляция мезозойских континентальных образований Дальнего Востока и Восточного Забайкалья».

В два прошедших года проводились и международные экспедиции. В июле 1999 г. состоялась российско-японская экспедиция в Корякию, организованная учеными Дальневосточного геологического института ДВО РАН под руководством проф. Ю.Д. Захарова. В сентябре 2000 г. проводились седиментологические и стратиграфические исследования раннемелового аккреционного комплекса на трех разрезах в окрестностях Хабаровска под руководством Г.Л. Кирилловой с участием японских и корейских ученых.

Представляемый вниманию читателей специальный выпуск журнала освещает основные направ-

ления исследований российской группы участников проекта в 1999-2000 гг.

Важную проблему, связанную с изучением мериональных связей поздне меловой морской биоты Северного полушария, поднимает в своей статье известный российский ученый Д.П. Найдин. В заключении статьи сформулированы многоплановые задачи дальнейших исследований этой несомненно важной проблемы, где найдется место исследователю любого профиля.

Весьма актуальны в свете задач проекта исследования группы проф. Ю.Д. Захарова с учеными Японии, результаты которых опубликованы в этом выпуске. На основании изотопных исследований арагонита и кальцита раковин поздне меловых аммоноидей, иноцерамид и брахиопод из разрезов Корякского нагорья, островов Сахалин и Хоккайдо исследователями предложена палеотемпературная кривая для позднего мела.

Примечательной тенденцией, нашедшей отражение в этом выпуске журнала, является комплексное рассмотрение проблем палеонтологии, стратиграфии, седиментологии и геодинамики. Это прежде всего статья И.В. Кемкина с соавторами, привлечение фаунистических свидетельств для доказательства последовательной аккреции палеоокеанических фрагментов Таухинского террейна в Южном Сихотэ-Алине. Такого же плана статья А.Н. Филиппова, реконструировавшего юрско-ранне меловой фрагмент осадочного чехла палеоокеанической плиты на основе детальных исследований комплексов радиоларий в вулканогенно-кремнистом комплексе р. Маномы в Северном Сихотэ-Алине и сопутствующего седиментологического анализа. К этому же ряду относится статья Г.Л. Амельченко с соавторами, в которой на основе детального стратиграфического расчленения с привлечением седиментологических данных делаются выводы о геодинамической эволюции Алчанского мелового эпиконтинентального бассейна Западного Сихотэ-Алиня.

Для решения задач нового проекта по-прежнему важны палеонтологические и стратиграфические исследования, создающие фундамент наших

знаний и обеспечивающие “привязку” всех геологических событий. Этим проблемам посвящена статья Б.А. Сальникова с соавторами, знакомящая нас с новым разрезом верхнего мела на Северном Сахалине и проблемами его корреляции с соседними регионами. Весьма важны описания Т.Д. Зоной иноцерамид из альб-сеноманских отложений северо-западного побережья Камчатки и оценка их корреляционного значения. Подобная же работа представлена Е.А. Языковой для ранне меловых аммонитов Сихотэ-Алиня. Продолжает активно работать над вопросами стратиграфического расчленения и определения возраста континентальных отложений Чукотки по флоре Г.Г. Филиппова.

Многие участники проекта активно исследуют различные аспекты меловой геологии, и их работы будут публиковаться по мере завершения.

Учитывая перечень задач, очерченных руководителем проекта 434 профессора Хирано, помимо тех традиционно сложившихся в рамках проекта 350 направлений, представляется возможным (учитывая имеющиеся разработки участников российской группы) развивать новые направления исследований. Прежде всего, это изотопные исследования, которые уже начаты сотрудниками ДВГИ ДВО РАН. Перспективным представляется изучение металлогенической специализации меловых черных сланцев, которое также начато сотрудниками ДВГИ и ИТиГ ДВО РАН. Необходимо развивать сиквенс-стратиграфический анализ, с целью выявления цикличности разных порядков, выделения сиквенс-стратиграфических подразделений (единиц) разного ранга и их корреляции. Эти исследования помогут установить причинно-следственные связи между эвстатическими колебаниями уровня моря, тектоническими, вулканическими процессами, генерацией углеводородов и другими явлениями. Работы в этом направлении уже начаты в Институте тектоники и геофизики ДВО РАН.

Совместное решение перечисленных задач, несомненно, расширяет возможности сотрудничества между различными группами специалистов, способствует более широкому видению проблемы и поискам оптимальных путей её решения.

Поступила в редакцию 20 декабря 2000 г.

МЕРИДИОНАЛЬНЫЕ СВЯЗИ ПОЗДНЕМЕЛОВОЙ МОРСКОЙ БИОТЫ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ

Д.П. Найдин

Геологический факультет Московского государственного университета им.М.В.Ломоносова, г.Москва

Широтная климатическая зональность осложняет проведение биостратиграфических сопоставлений по вектору юг-север. Между тем, только достоверные меридиональные корреляции могут обеспечить привязку биостратиграфических схем верхнего мела северных регионов к Международной стратиграфической шкале. Среди условий, способствовавших поздне меловой морской биоте Северного полушария преодолевать климатический барьер, огромная роль принадлежала мелководным эпиконтинентальным меридиональным морям-проливам, соединявшим океан (море) Тетис с Палеоарктическим бассейном: Западному Внутреннему Бассейну в Северной Америке и системе Тургайский пролив – Западно-Сибирское море в Евразии. В статье кратко рассматриваются их особенности и формулируются предложения по дальнейшему изучению меридиональных связей поздне меловой биоты.

Ключевые слова: климат, зональность, биота морская, поздне меловая, Северное полушарие.

ВВЕДЕНИЕ

Расселение и обитание животных и растений на поверхности земного шара обеспечиваются действием солнца. Приход тепла и света различен на различных широтах, в результате чего возникают климатические пояса. Климатическая широтная поясность нарушается, во-первых, распределением континентов и океанов и, во-вторых, физико-географическими особенностями сухопутных территорий (горы, равнины, реки и т.п.) и морских акваторий (течения, глубины, водные массы и т.д.).

Биогеография земного лика в прошлом, то есть палеобиогеография, определялась меняющимся во времени и пространстве действием тех же факторов. Эти общеизвестные положения приводятся здесь для того, чтобы подчеркнуть установленную еще М. Неймайром [41] ведущую роль климатического фактора в палеобиогеографии. Дело в том, что некоторые исследователи [7] считают климатический принцип неприемлемым в палеобиогеографическом районировании.

Самым крупным подразделением палеобиогеографического районирования, вслед за О.В. Юфревым [21, с. 77, 82], следует рассматривать **палеобиогеографический пояс**, фауна и флора которого указывает на его принадлежность к определенному климатическому поясу. Термин “пояс”, как отражающий климатическое начало районирования, имеет несомненное преимущество перед применяемым многими авторами термином “царство (realm)” [7, с. 16; 31, с. 354, 355; 35, с. 398].

В поздне меловую эпоху, по В.Н. Саксу [17, с. 9], огромные морские пространства Северного по-

лушария к северу от пояса Тетис принадлежали Бореальному поясу, разделявшемуся на три палеозоогеографические области: Бореально-Атлантическую, Арктическую и Бореально-Тихоокеанскую, причем Северный географический полюс находился севернее современного Берингова пролива.

В.М. Подобина [45] Атлантическую область рассматривает в ранге пояса (рисунок).

В нисходящей после пояса иерархической последовательности единиц палеобиогеографического районирования (область, подобласть, провинция) прямое действие климатического фактора уменьшается, и его опосредованное воздействие на биоту переходит к локальным и региональным факторам физико-географической среды обитания организмов. Климатическая составляющая таких факторов при этом может быть значительно уменьшена, но тем не менее климатический фон всегда остается.

Основы стратиграфии меловой системы разработаны в Европе, где в полосе, пограничной между Тетическим и Бореальным поясами, находятся стратотипы ярусов системы и сосредоточены детально биостратиграфически изученные разрезы меловых отложений. Широтная климатическая зональность существенно осложняет проведение биостратиграфических корреляций по меридиональному вектору. Именно поэтому в практике стратиграфии верхнего мела Европы и прилегающих районов Азии на протяжении многих десятилетий преобладали широтные корреляции, а долготные стратиграфические сопоставления имели подчиненное значение, были значительно менее достоверными, а главное – не осуществлялись на значительные расстояния.

Между тем, для огромных пространств нашей страны меридиональные корреляции совершенно необходимы для сопоставления региональных схем верхнего мела северных территорий с МСШ, ярусное деление которой основано на европейских стратотипах.

Такие сопоставления осуществляют стратиграфы школы В.Н. Сакса для юры и нижнего мела Бореального пояса [9, 16, 18].

Многолетний опыт новосибирских стратиграфов должен быть учтен при проведении последовательных разномасштабных межпровинциальных корреляций для верхнего мела всего Бореального пояса. При этом особое внимание должно быть уделено органическим остаткам, в своем распространении не поддавшимся диктату климатической зональности. Накапливается все больше и больше данных о существовании подобных остатков [4, 50].

Так например, аммониты рода *Borissiakoceras* Arkhangel'sky пользуются весьма широким, почти глобальным распространением. В Азии они известны в нижнем туроне Таджикской депрессии (37-38° с.ш.), низовьев Аму-Дарьи (из разреза Бештубе впервые были описаны представители рода) и Усть-Енисейской впадины (70-72° с.ш.). В Европе только в одном местонахождении на северо-западе Франции обнаружены среднесеноманские борисякоцерасы [37]. В Северной Америке представители рода весьма обычны в Западном Внутреннем Бассейне (ЗВБ) от его южных районов до Аляски [36]. Кроме указанных местонахождений род *Borissiakoceras* отмечен также в Западной Гренландии, Австралии и Новой Зеландии, Южной Америке и Южной Африке [49].

Прилагаемый рисунок почти не оставляет сомнений в существовании связи между борисякоцерасами низовьев Енисея и Аляски. Пути трансаркти-

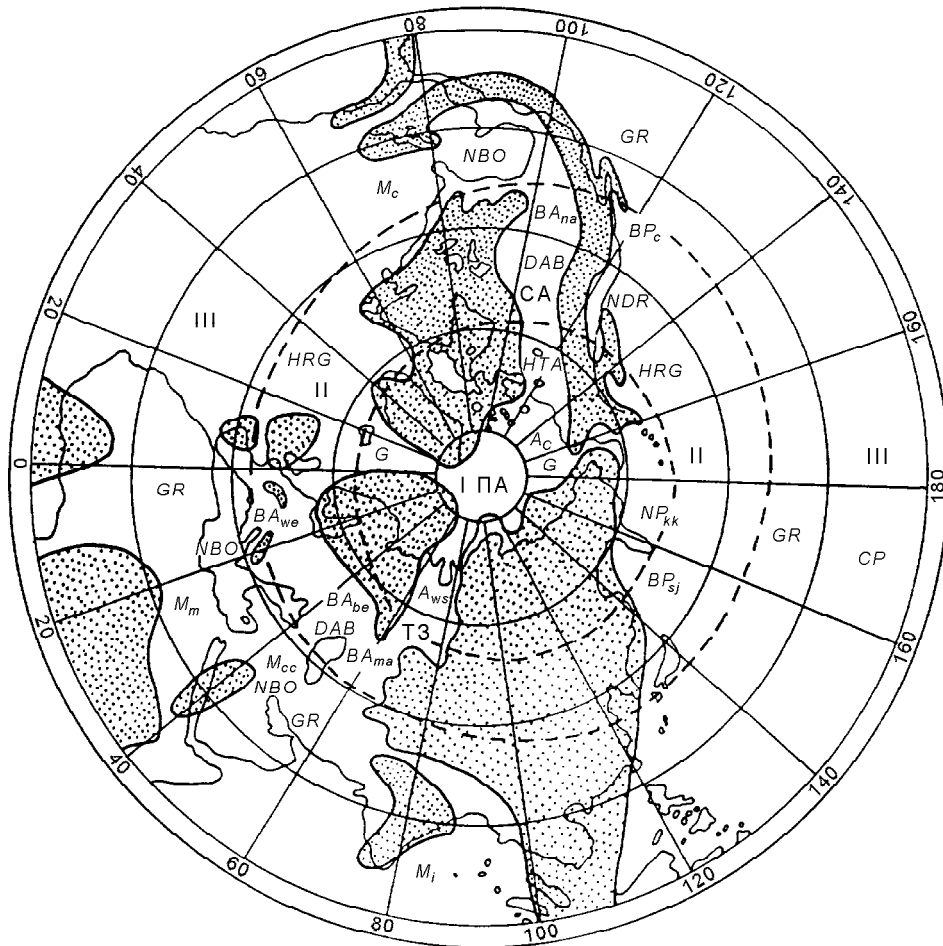


Рис. Северное полушарие в поздне меловую эпоху. По В.М. Подобной [43, фиг. 1]: точки – суша; климатические пояса в пределах морских пространств – I - Арктический, II - Бореальный, III - Тетический, границы между ними даны пунктиром; GR, HR, DAB, HRG, НТА, NBO, NDR – ассоциации фораминифер; остальные латинские буквы – палеобиогеографические области и провинции.

Дополнения автора статьи: ПА – Палеоарктический бассейн; меридиональные соединения: СА – Западный Внутренний Бассейн Северной Америки, ТЗ – Тургайский пролив – Западно-Сибирское море Евразии.

ческих миграций были короче обычно рассматриваемых широтных через Атлантику, но они контролировались действием более сложных палеоклиматических и палеогидрологических факторов. Задача состоит в их реконструкции.

ПАЛЕОАРКТИЧЕСКИЙ БАСЕЙН

Неизбежно возникает необходимость выяснения в меридиональных корреляциях роли высокоширотных арктических пространств. На большинстве современных мировых палеогеографических карт эти пространства либо просто отсутствуют, либо контуры на них искажены применяемой картографической проекцией.

Принципиальное значение имеет получение достоверных данных о физико-географических параметрах Палеоарктического бассейна: его акватории, водных массах, гидродинамике. Особенно важны сведения о его связях с сопредельными морями Мирового океана.

Существование в меловом периоде в пределах современной Арктики морского бассейна несомненно. Его акватория, вероятно, была несколько меньше акватории Северного Ледовитого океана. Глубины также в среднем были меньшими. Наличие участков дна с океанической корой представляется реальным. Северный полюс, находящийся ныне в западной части Северного Ледовитого океана, в позднем мелу располагался в восточной части Палеоарктического бассейна [17, с. 9; 45, карта №27, ранний сеноман, 100 Ma, карта №23, сантон, 80 Ma].

Палеоарктический бассейн в поздне меловую эпоху, согласно модели В. Бергера [24], был эстуариевого типа: в нем интенсивно накапливался биогенный кремнезем, осуществлялся глубинный обмен с Атлантическим океаном и широкий обмен поверхностными водами с прилежащими эпиконтинентальными морями [10, с. 89; 38, с. 142].

Фактический материал по верхнемеловым осадкам бассейна, которым располагает автор статьи, невелик. Известно, что в западной части Северного Ледовитого океана в районе, расположенном к северо-востоку от Гренландии и в нескольких сотнях километров от Северного полюса, на хр. Альфа обнаружены кампанские и маастрихтские отложения, содержащие обильные остатки диатомей и силикофлагеллят [22, 27, 38, 39]. Комплекс диатомей верхнего кампана хр. Альфа [22, с. 137, 140; 27, с. 32] тождественен одновозрастным диатомеям, описанным Н.И. Стрельниковой [20] из Западной Сибири. Это, по мнению Д. Баррона [22, с. 141], подтверждает существование в позднем мелу морской связи (seaway) между Западной Сибирью и Арктическим бассейном, что было предположено еще составителями карт "Атласа литолого-палеогеографических карт

СССР" (1968) и, добавлю, согласуется с упомянутой выше моделью В. Бергера.

МЕРИДИОНАЛЬНЫЕ МОРСКИЕ СОЕДИНЕНИЯ

Соединение Палеоарктического бассейна с Мировым океаном различными авторами представляется различно. По Л. Маринковичу и др. [40, с. 403], Палеоарктический бассейн в позднем мелу и раннем палеогене был более или менее полностью изолирован от Мирового океана. Ж. Китчелл и Д. Кларк [38, с. 139] допускают в позднем мелу постоянное свободное его соединение с обоими океанами. На мобилистских картах реконструируется широкое, зияющее соединение акватории Палеоарктики с Тихим океаном. На картах Палеоарктический бассейн, по существу, рисуется как залив Тихого океана [45, карта №27, ранний сеноман, карта №23, сантон].

По моим представлениям, постоянное соединение Палеоарктического бассейна всегда осуществлялось только с Атлантикой через суженную часть океана между Гренландией и Европой.

Возможно, такого же типа соединение в позднем мелу существовало и к западу от Гренландии (см. ниже).

Связь с Тихим океаном поддерживалась посредством мелководных проливов, проходивших через современную Аляску. Проливы существовали на протяжении не всей поздне меловой эпохи [13, 15]. По В.Н. Саксу [17, с. 9], соединительный Коцебу-Нортонский пролив проходил через западную оконечность Аляски. В.П. Похиалайнен [10, 14] подчеркивает раздельное развитие Палеоарктического бассейна и Северной Пацифики на протяжении большей части позднего мела. Соединения в районе Берингова пролива, предполагаемого многими авторами и показанного на схеме В.М. Подобиной (см. рисунок), не было.

Весьма важным для рассматриваемой проблемы представляются реконструкции соединения Палеоарктического бассейна (ПА на рисунке) с эпиконтинентальными морями Евразии и Северной Америки.

В поздне меловую эпоху, как и в юре и раннем мелу [5, 16, 18], примыкавшая к Евразии часть Палеоарктического бассейна представляла собой систему эпиконтинентальных морей. Западно-Сибирское море было одним из таких морей, заливавшим погруженные герциниды между Уралом и Енисеем. Оно, по существу, являлось заливом Палеоарктического бассейна. Связь с последними временами затруднялась, и развивались обширные опресненные озера-моря [12]. Палеобиогеографически море принадлежало Западно-Сибирской провинции Арктической области Борзального пояса [1, с. 184; 5, с. 66, 67].

Юго-западный участок Западно-Сибирского моря соединялся с морями Европейской палеобиогеографической области (ЕПО) посредством периодически действовавшего Тургайского пролива. Существование Тургайского пролива (*die Strasse von Turgai*) на основании материалов русских геологов почти 100 лет тому назад было намечено великим Зюссом [47, с. 17]. Зюсс предсказал, что изучение Тургайского пролива будет весьма поучительным (*lehrreich*) как для познания механизма развития крупных трансгрессий, так и для получения информации о его роли ворот (*die Pforte*) из южных морей в Ледовитый океан.

Идеи Зюсса о проливах, как воротах, ныне получили углубленное развитие. Проливы, как пути миграции организмов, открытие и закрытие которых изменяют циркуляцию в соединяемых ими бассейнах и оказывают влияние на климат, называются *gateways* (ворота) [23, 25].

По имеющимся многочисленным данным (которые необходимо обобщить по специальной программе), Тургайский пролив в поздне меловую эпоху и в палеогене действовал как пролив именно такого типа. С одной стороны, остатки представителей органического мира ЕПО распространены в западно-сибирских разрезах, а с другой, бореальные элементы биоты фиксируются в верхнемеловых и палеогеновых отложениях не только Прикаспия и Поволжья, но и в других районах ЕПО.

Статья В.М. Подобиной [43] представляет очень интересную и методически весьма важную попытку наметить по ассоциациям фораминифер палеобиогеографическое районирование поздне меловых бассейнов всего Северного полушария (рисунок). Наиболее достоверные результаты, естественно, можно получить сопоставлением данных конкретных разрезов Западной Сибири и Аляски [19].

В целом система Тургайский пролив – Западно-Сибирское море (ТЗ на рисунке) создавала меридиональное эпиконтинентальное соединение Палеоарктического бассейна с морями ЕПО, составлявшими южную периферию Бореального пояса.

На Гренландско-Североамериканском участке Палеоарктического бассейна эпиконтинентальные условия имели ограниченное распространение на островах Канадского арктического архипелага [30, с. 11-20; 51, фиг. 4-8]. Именно на этом участке начинается важнейший для понимания поздне меловой палеобиогеографии “Североамериканский морской путь”. Термин “морской путь” (*seaway*) в англоязычной литературе означает возникающие в морском бассейне физико-географические условия (течения, мелководья и т.п., и т.д.), обеспечивающие миграции различных представителей органического мира.

В литературе по верхнему мелу Северной Америки под *Western Interior Cretaceous Basin* – Западным внутренним бассейном (ЗВБ) уже давно понимается длительно вытянутый вдоль Кордильер эпиконтинентальный бассейн, занимавший западную окраину Северо-Американской платформы (СА на рисунке). В последнее время термин претерпел некоторую модификацию: *Cretaceous Western Interior Seaway* [28, 42, 46, 48]. Подключением слова *seaway* подчеркивается, что результаты изучения стратиграфии, палеонтологии, вещественного состава и условий залегания меловых отложений отдельных участков ЗВБ направляются на познание палеобиогеографии и палеоклиматологии морского пути, соединявшего с конца раннемеловой эпохи океан (море) Тетис и Палеоарктический бассейн. Публикуются статьи, излагающие результаты изучения климатических, гидродинамических и биологических параметров на всем протяжении этого огромного пути. Появляются статьи, в которых обсуждаются вопросы, ранее даже бегло не затрагивавшиеся в палеобиогеографических публикациях. Так, в [44] рассматривается характер циркуляции вод на различных глубинах мелководного ЗВБ. В [29] обсуждаются вопросы физической океанографии в связи с формированием водных масс различного типа.

Северная, большая часть ЗВБ в позднем альбе-раннем сеномане была отделена от южной. Возникло полузамкнутое море Моури, соединявшееся с Палеоарктическим бассейном узким проливом [15; 51, фиг. 4].

Если оперировать современными географическими ориентирами, то морской путь простирался от северо-восточной Аляски и западных островов Канадского арктического архипелага на севере до рек Бразос и Рио-Гранде на юге, то есть от моря Бофорта до Мексиканского залива. Длина меридионально ориентированного бассейна составляла 4800 км; его ширина в фазы трансгрессий достигала 1600 км, а при регрессиях сокращалась до 800 км.

Аналогов среди современных морских бассейнов ему нет. Вот основные параметры ЗВБ, отличающие его от современных морских бассейнов.

1) Меридиональная его протяженность на тысячи километров привела к тому, что он охватывал несколько климатических поясов.

2) ЗВБ соединял резко различные по физико-географическим условиям и органическому миру арктические и тетические моря.

3) ЗВБ на всем своем протяжении был типичным мелководным эпиконтинентальным морем.

Его причисление к категории “проливов” [3, 4, 11] ошибочно. Прилагаемый к нему термин “рукав” [2] малоудачен по многим соображениям.

По Н.Н. Зубову [6, с. 18], “проливом следует называть сравнительно узкое водное пространство между смежными районами Мирового океана”. Самый длинный современный пролив – 1670 км (Мозамбикский пролив), а самый широкий – 950 км (пролив Дрейка).

Только по одной своей масштабности ЗВБ не может быть отнесен ни к проливам, ни к рукавам. Представляется, что до более глубокой проработки классификации морских бассейнов мелового периода ЗВБ можно было бы отнести к *морям-проливам*.

Существование в западной части Северного полушария еще одного поздне мелового меридионального бассейна доказывается хранящимися в музеях Копенгагена коллекциями верхнемеловых ископаемых, собранных на западном побережье Гренландии между 70-72°с.ш. (на этих же широтах расположены разрезы Усть-Енисейской впадины). Фауна иноцерамов, белемнитов и аммонитов (в их составе преобладают скафиты и бакулиты) достаточно представительна [26]. Ее сравнение с фауной других местонахождений обсуждается в кратком, но содержательном палеобиогеографическом обзоре Т. Биркелунд [26, с. 163-172]. Рассматриваются различные варианты морских путей связи гренландской поздне меловой ассоциации с фаунистическими комплексами других бассейнов.

Такие варианты показаны на схематических картах Г. Виллиамса и К. Стелка [51]. “Гренландское море соединялось то с ЗВБ посредством пролива через Канадский щит в конце раннего турона (фиг. 5), то с Арктикой в раннем кампане (фиг. 6), то с ЗВБ, Арктикой и Атлантикой в середине кампане (фиг. 7) и в раннем маастрихте (фиг. 8)”. Каких-либо веских доказательств таких разнонаправленных связей нет. Тем не менее, эти схематические карты охотно воспроизводятся в работах ряда авторов, включая Э. Кауффмана [33].

В обзоре Т. Биркелунд подчеркивается значение климатического фактора в формировании фаунистических ассоциаций различных бассейнов, связи между которыми являются объектами изучения.

Информация, которой я располагаю, не позволяет уверенно отнести “Гренландское море” (“Лабрадорский пролив” на фиг. 1 в [4]) к океаническому (глубоководному), как Северная Атлантика, или к эпиконтинентальному (мелководному) типу соединения Палеоарктического бассейна с Мировым океаном.

МЕРИДИОНАЛЬНЫЕ СОЕДИНЕНИЯ, ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИЯ

Роль системы Тургайский пролив – Западно-Сибирское море (ТЗ) и Западного Внутреннего Бассейна (СА) в меридиональных связях биоты кратко

затронута в предыдущем разделе. Именно выяснение таких связей необходимо при проведении удаленных биостратиграфических корреляций.

Здесь же, также кратко упомяну некоторые другие особенности этой системы (ТЗ и СА).

1) ТЗ и СА регулировали характер водных масс низких и высоких широт. Они были активными меридиональными терморегуляторами. При их посредстве тепло доставлялось в полярные широты, что существенным образом влияло на климатические условия Палеоарктики.

2) ТЗ и СА не были только путями межбассейновых миграций биоты. Своеобразие возникающих в них обстановок приводило к тому, что они служили благоприятной средой обитания для многих морских организмов [3, 11]. По Э. Кауффману [33, фиг. 7; 35, фиг. 1], некоторые участки ЗВБ могли быть эндемическими центрами, в которых формировалась своеобразная фауна двустворчатых моллюсков.

3) Наконец, если морские акватории различных широт ТЗ и СА соединяли, то огромные пространства суши Северного полушария они, наоборот, разделяли. По М.А. Ахметьеву [2, с. 67, 77], ТЗ и СА (по его терминологии, “сквозные морские рукава”) являлись естественными границами двух крупнейших палеофлористических областей Северного полушария – Атлантико-Европейской и Сибирско-Канадской.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изложенные выше материалы позволяют сформулировать некоторые пожелания по дальнейшему изучению сложной проблемы меридиональных, поперек климатической зональности ориентированных сообщений поздне меловой морской биоты Северного полушария.

1) Обобщить накапливавшиеся раздельно для Северной Америки и Евразии материалы по биостратиграфии и палеонтологии. По Евразии – это в первую очередь материалы по Западной Сибири. Особое внимание должно быть уделено остаткам организмов массового распространения как с карбонатным, так и кремнистым скелетом.

2) Продолжить сбор сведений по верхнемеловым отложениям и их фоссилиям Арктики.

3) Наметить группы макро- и микрофоссилий различного корреляционного потенциала как для широтных, так и долготных биостратиграфических сопоставлений различного масштаба: локального, регионального (провинциального), межрегионального (межпровинциального) и субглобального (межпоясного).

4) При изучении миграций биоты следует различать две стороны: а) какие особенности организ-

мов позволяют им мигрировать и б) какие особенности водных масс благоприятствуют миграциям.

а) Критически должны быть пересмотрены устоявшиеся представления об отношении организмов к физико-географическим и климатическим условиям прошлого. Так, например, К.-А. Трегер [50, с. 186] допускает, что туронские митилоподобные иноцерамиды могли вести псевдопланктонный образ жизни, что способствовало их миграциям. Тем самым получает объяснение распространение этих двустворок на различных широтах Северного полушария. Высказываются предположения, что многие другие моллюски и иглокожие проходили личиночную стадию развития, во время которой они широко распространялись.

б) Необходимо проанализировать роль течений различного типа в активных и пассивных перемещениях биоты. Следует рассмотреть возможность участия в миграциях биоты явлений, подобных Эль-Ниньо, "красным приливам", цветению тасманитид и т.п. [8, с. 46-48]. Не исключено, что во время поздне меловой талассократии могли создаваться такие условия взаимодействия физико-географических параметров (атмосферное давление, течения, водные массы и т.п.), которые приводили бы к возникновению в системе океан/атмосфера явлений, не поддающихся прямым униформистским реконструкциям.

5) Выявить фазы открытия и закрытия морей-проливов в результате чередования эвстатических трансгрессий и регрессий. Роль локальных и региональных факторов в этих событиях.

6) Выяснить особенности геохимических событий (развитие бескислородных обстановок, накопление C_{org}^{2-} , вариации изотопного состава кислорода и углерода) в морях-проливах.

7) Провести моделирование системы поверхностных течений в СА и ТЗ и в соединяемых ими акваториях Мирового океана.

8) Сформулировать для последующего обсуждения предложения по классификации морских бассейнов позднего мела, имея в виду, что некоторые из них не имеют современных аналогов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант 00-05-64738.

ЛИТЕРАТУРА

1. Амон Э.О., Папулов Г.Н. К биостратиграфии морских меловых отложений Среднего и Южного Зауралья по фораминиферам и радиоляриям // Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. 1989. Вып. 722. С. 184-192.
2. Ахметьев М.А. Наземная флора Северной Евразии на границе мела и палеогена // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1995. Т. 70, вып. 6. С. 65-79.
3. Волков Ю.В., Найдин Д.П. Вариации климатических зон и поверхностные океанические течения в меловом периоде // Бюл.МОИП. Отд. геол. 1994. Т. 69, вып. 6. С. 103-123.
4. Волков Ю.В., Найдин Д.П. Пассатные течения и меридиональные расселение некоторых морских организмов позднего мела // Докл. РАН. 1998. Т. 358, № 3. С. 367-370.
5. Захаров В.А., Хлонова А.Ф. Меловая система Сибири // Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. 1984. Вып. 596. С. 54-79.
6. Зубов Н.Н. Основы учения о проливах Мирового океана. М., 1956. 239 с.
7. Макридин В.П. Основы учения о палеозоогеографическом районировании морских бассейнов // Зап. Ср. Геол. Друштво. Белград, 1973. С. 11-18.
8. Найдин Д.П. Поздне меловые события на востоке Европейской палеобиогеографической области. Ст. 2 // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1993. Т. 68, вып. 3. С. 33-53.
9. Найдин Д.П. Глобальные и региональные стандарты в стратиграфии // Геология и геофизика. 1998. Т. 39, № 8. С. 1021-1031.
10. Найдин Д.П., Похиалайнен В.П., Кац Ю.И., Красилов В.А. Меловой период. Палеогеография и палеоокеанология. М.: Наука, 1986. 262 с.
11. Несов Л.А. Нелетающие птицы меридиональных морских проливов позднего мела Северной Америки, Скандинавии, России и Казахстана как показатели особенностей океанической циркуляции // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1992. Т. 67, вып. 5. С. 78-83.
12. Папулов Г.Н. Юрские и меловые озерные бассейны Западной Сибири // История озер позднего мезозоя и кайнозоя. М.: Наука, 1988. С. 73-82.
13. Похиалайнен В.П. Иноцерамы в меловой биоте на севере Тихого океана: Автореф. дис.... д-ра геол.-минер. наук/ Ин-т геологии и геофизики СО АН СССР. Новосибирск, 1988. 32 с.
14. Похиалайнен В.П. Мел Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 37 с.
15. Похиалайнен В.П. Альб-сеноманские моллюски моря Моури и его аналогов на севере Тихого океана // Тихоокеан. геология. 1995. №5. С. 15-22.
16. Сакс В.Н. Юрские и меловые отложения Усть-Енисейской впадины // Тр. НИИГА. 1957. Т. 90. 232 с.
17. Сакс В.Н. Некоторые аспекты геологического развития Севера Евразии в мезозое // Геология и геофизика. 1976. № 3. С. 3-11.
18. Сакс В.Н., Басов В.А., Дагис А.А. и др. Палеозоогеография морей Бореального пояса в юре и неокоме // Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск, 1971. С. 179-211.
19. Синякова Г.Н. Биостратиграфическое расчленение верхнемеловых отложений Западно-Сибирской низменности по данным изучения фауны фораминифер // Биостратиграфия мезозойских и палеозойских отложений нефтегазоносных областей Ср. Азии, Зап. Сибири и Русской платформы. М., 1971. С. 111-118.
20. Стрельникова Н.И. Диатомеи позднего мела. М.: Наука, 1974. 203 с.
21. Юферев О.В. Палеобиогеографические пояса и подразделения ярусной шкалы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1969. № 5. С. 77-84.
22. Barron J.F. Diatom biostratigraphy of the CESAR 6 core // Geol. Surv. Canada Paper 84-22. 1985. P. 137-148.

23. Beggren W.A. Role of ocean gateways in climate changes // Stockholm Contrib. Geol. 1981-1982. V. 37. P. 9-20.
24. Berger W.H. Biogenous deep-sea sediments: fractionation by deep-sea circulation // Bull. Geol. Soc. America. 1970. Vol. 81, №5. P. 1385-1402.
25. Berger W.H. Deep-sea stratigraphy: Cenozoic climate steps and the search for chemo-climatic feedback // Cyclic and event stratification. Berlin, 1982. P. 121-157.
26. Birkelund T. Ammonites from the Upper Cretaceous of West Greenland. Copenhagen, 1965. 192 p.
27. Dell'Agnes D., Clark D.L. Siliceous microfossils from the warm Late Cretaceous and Early Cenozoic Arctic Ocean // J. Paleont. 1994. V. 68, N 1. P. 31-47.
28. Evolution of the Western Interior Basin. Geol. Ass. Canada Spec. Pap. 39. 1993.
29. Hay W.W., Eicher D.L., Diner R. Physical oceanography and water masses in the Cretaceous Western Interior Seaway. Geol. Ass. Canada Spec. Pap. 39. 1993.
30. Jeletzky J.A. Marine Cretaceous biotic provinces and paleogeography of Western and Arctic Canada: illustrated by a detailed study of ammonites // Geol. Surv. Canada Paper 70-22. 1971. P. 1-92.
31. Kauffman E.G. Cretaceous Bivalvia. Atlas of Palaeobiogeography (ed. A. Hallam). Elsevier. 1973. P. 353-383.
32. Kauffman E.G. Dispersal and biostratigraphic potential of Cretaceous benthonic Bivalvia in the Western Interior // Geol. Ass. Canada Spec. Pap. 13. 1975. P. 163-194.
33. Kauffman E.G. Paleobiogeography and evolutionary response dynamic in the Cretaceous Western Interior Seaway of North America // Geol. Ass. Canada Spec. Pap. 27. 1984. P. 273-306.
34. Kauffman E.G., Caldwell W.G.E. The Western Interior Basin in space and time. Geol. Ass. Canada Spec. Pap. 39. 1993. P. 1-30.
35. Kauffman E.G., Sageman B.B., Kirkland J.I. et al. Molluscan biostratigraphy of the Cretaceous Western Interior Basin // Geol. Ass. Canada Spec. Pap. 39. 1993. P. 397-434.
36. Kennedy W.J., Cobban W.A. The role of ammonites in the biostratigraphy. Concept and methods of biostratigraphy / (eds E.G. Kauffman & J.E. Hazel). 1977. P. 309-320.
37. Kennedy W.J., Juignet P. First record of the ammonite family Binneyitidae Reeside in Western Europe // J. Paleont. 1973. V. 47, N 5. P. 900-902.
38. Kitchell J.A., Clark D.L. Late Cretaceous-Paleogene paleogeography and paleocirculation: evidence of north polar upwelling // Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol. 1982. V. 40, N 1-3. P. 135-165.
39. Ling Hsin Yi, McPherson L.M., Clark D.L. Late Cretaceous (Maastrichtian?) silicoflagellates from the Alpha Cordillera of the Arctic Ocean // Science. 1973. N 4093. P. 1360-1361.
40. Marincovich L., Jr., Brouwers E.M., Hopkins D.M., McKenna M.C. Late Mesozoic and Cenozoic paleogeographic and paleoclimatic history of the Arctic Ocean Basin, based on shallow-water marine faunas and terrestrial vertebrates // The geology of North America. 1990. V. L. P. 403-426.
41. Neumayr M. Ueber klimatische Zonen während der Jura und Kreidezeit Denkschr. Akad. Wiss. Wien // Math. – nat. Kl. 1883. Bd 47, N 1. S. 227-310.
42. Perspectives on the eastern margin of the Cretaceous Western Interior Basin // Geol. Soc. America Spec. Pap. 287. 1994.
43. Podobina V.M. Paleozoogeographic regionalization of Northern Hemisphere Late Cretaceous basins based on foraminifera. Proc. 4th Int. Workshop Agglut. Foraminifera, Krakow. 1993. P. 239-247.
44. Slingerland R., Kump L.R., Arthur M.A. et al. Estuarine circulation in the Turonian Western Interior Seaway of North America // Bull. Geol. Soc. America. 1996. V. 108, N 8. P. 941-952.
45. Smith A.G., Hurley A.M., Briden J.C. Phanerozoic paleocontinental world maps. Cambridge, 1981. 102 p.
46. Stratigraphy, depositional environments, and sedimentary tectonics of the western margin, Cretaceous Western Interior Seaway // Geol. Soc. America Spec. Pap. 260. 1991.
47. Suess E. Das Antilitz der Erde. 1901. Bd 3, 1 Hälfte. 508 S.
48. The Cretaceous System in the Western Interior of North America // Geol. Ass. Canada Spec. Pap. 13. 1975.
49. Treatise on Invertebrate Paleontology. Pt L. Mollusca 4: Cretaceous Ammonoidea. 1996.
50. Tröger K.-A. Remarks concerning morphometric parameters, biostratigraphy and paleobiogeography of Turonian inoceramids in Europe // 5th Int. Cretaceous Symposium and 2nd Workshop on inoceramids. Abstr. Vol. 1996. P. 185-186.
51. Williams G.D., Stelck C.R. Speculations on the Cretaceous palaeogeography of North America // Geol. Ass. Canada Spec. Pap. 13. 1975. P. 1-20.

Поступила в редакцию 12 октября 2000 г.

Рекомендована к печати Г.Л.Кирилловой

D.P. Naidin

Meridional relations of Late Cretaceous marine biota of the Northern Hemisphere

The latitudinal climatic zonation complicates the realization of biostratigraphic comparisons on the south-north vector. At the same time, Upper Cretaceous biostratigraphic schemes of northern regions can be correlated to the International Stratigraphic scheme only on the basis of precise meridional correlations. Among the conditions favourable to get over the climatic barriers were shallow-water epicontinental meridional seas-straits, which connected Palearctic basin with the Tethyan sea: the Western Interior Basin in North America and Turgay Strait – Western Siberian Sea system in Eurasia. The paper considers their specific features and formulates the proposals for future researches of meridional connections of Late Cretaceous marine biota.

ПАЛЕОТЕМПЕРАТУРНАЯ КРИВАЯ ДЛЯ ПОЗДНЕГО МЕЛА СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ПАЦИФИКИ (ХОККАЙДО, САХАЛИН, ВОСТОЧНАЯ КОРЯКИЯ)

Ю.Д. Захаров*, **А.И. Игнатъев***, **Н.Г. Борискина***, **К. Танабэ****, **Я. Шигэта*****,
А.М. Попов*, **Т.Б. Афанасьева***

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

***Геологический институт, Токийский университет, г.Токио, Япония*

****Национальный научный музей Токио, г.Токио, Япония*

На основании изотопных исследований в позднем мелу северо-западной Пацифики различаются две основные тенденции изменения температуры: (1) для турон-кампанского времени характерны периодически повторяющиеся потепления (с температурными максимумами в начале позднего сантона (19,6°C) и в начале позднего кампана (18,1°C) и температурными минимумами в начале сантона (в среднем около 8,0°C) и, возможно, в начале кампана (не выше 13,3° C); (2) маастрихтское время характеризуется падением температуры (до 7,1°C), с небольшим относительным потеплением в начале второй половины века. Существование температурного максимума на рубеже сантонского и коньякского веков, постулировавшееся ранее, новыми изотопными данными не подтверждается.

Ключевые слова: поздний мел, изотопы кислорода и углерода, палеотемпературы, палеопродуктивность, разнообразие моллюсков, Хоккайдо, Сахалин, Корякское нагорье.

ВВЕДЕНИЕ

Изотопные палеотемпературные тенденции для мела Западной Европы и Шпицбергена были установлены Х.А. Лоуэнстамом и С. Эпштейном [37], К. Спэтом с соавторами [45] и П.В. Дитчфильдом [20] в основном по данным изучения кальцитовых ростров белемнитов. Палеотемпературы мела Русской платформы и соседних территорий описаны Р.В. Тейс и Д.П. Найдиным [10], которые также использовали кальцитовый материал белемнитов в своих изотопных исследованиях. Палеотемпературные кривые для мела и рубежа мела и палеогена Тихого, Атлантического и Антарктического океанов, основывающиеся главным образом на данных по планктонным и бентосным фораминиферам, наннопланктону и известнякам, были представлены Р.Дж. Дугласом, С.М. Савиным [22-24], Т.Ф. Андерсоном, Н. Шнейдерманном [14], Т.Б. Копленом, С.О. Шлангером [18], А. Берсмой, Н.Дж. Шеклтоном [16], Э. Баррерой с соавторами [15], Д. Пирри, Дж. Маршаллом [40, 41], Л.Д. Стоттом, Дж.П. Кеннетом [49], Дж. А. Алкала-Херрерой с соавторами [11], Р.У. Дитчфильдом с соавторами [21], Б.Т. Хаббером с соавторами [31] и Х.К. Дженкинсом с соавторами [33]. Большинство этих

исследователей пришло к выводу, что наиболее теплым веком мелового периода был альбский, а наиболее холодной эпохой – позднемеловая, при этом наибольшее похолодание приходилось, по их мнению, на маастрихтский век.

Настоящая статья посвящена разработке палеотемпературной кривой для позднего мела северо-западной Пацифики на основе изотопных исследований органогенных карбонатов преимущественно арагонитового состава с целью проверки предшествовавших результатов, выполненных по органогенному кальциту. Необходимость такой проверки возникла в связи со значительными затруднениями в выявлении степени диагенетического изменения кальцитовых скелетов, используемых для палеотемпературных определений. Исключение составляют раковины замковых брахиопод, для изучения степени диагенетических изменений которых в последнее время используется флюоресцентный метод [26, 39].

МАТЕРИАЛ И МЕТОД

Изотопно-кислородные и изотопно-углеродные исследования были проведены преимущественно на арагоните раковин туронско-маастрихтских ам-

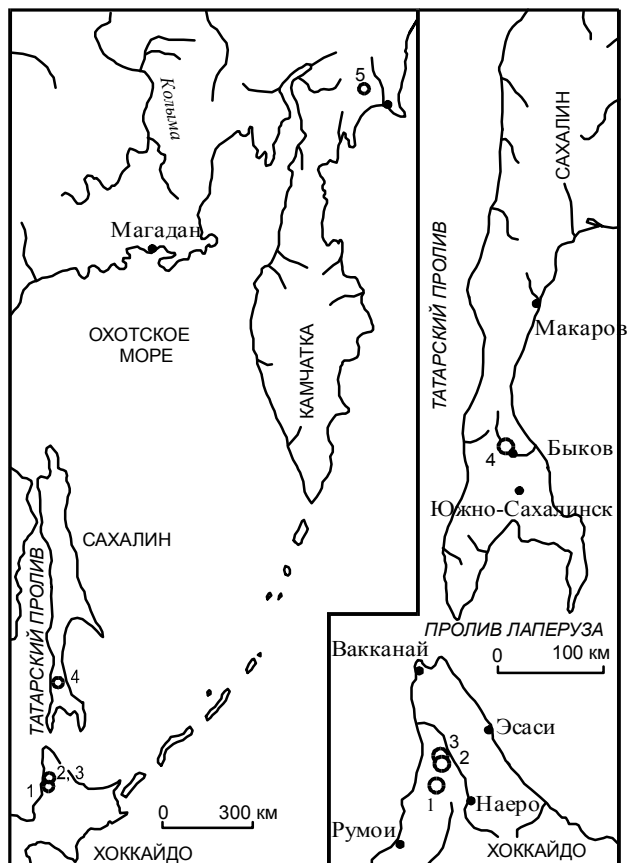


Рис. 1. Местоположение исследованных районов Хоккайдо, Южного Сахалина и восточной части Корякского нагорья.

1 - Ручей Накафутамата, район Хаборо (турон и коньяк); 2 - р. Абешинай (сантон); 3 - р. Абешинай (кампан); 4 - р. Найба (сантон-даний); 5 - бассейн р. Пахача (турон).

моноидей и иноцерамид, собранных в основном на Хоккайдо (Япония) и Сахалине (Россия) (рис. 1). Кроме этого был использован также кальцитовый материал хорошо сохранившихся серебристо-белых раковин кампанских и маастрихтских брахиопод (Южный Сахалин), арагонитовый материал единственной раковины туронского аммонита (восточная часть Корякского нагорья) и кальцит единственной раковины двустворки из средней части датского яруса (Южный Сахалин) в сравнительных целях.

Несколько лет назад нами было предложено различать пять стадий диагенетических изменений органогенных арагонитов: 1-я - ослабления кристаллической решетки, 2-я - слабой перекристаллизации, 3-я - заметной перекристаллизации, 4-я - значительной перекристаллизации и 5-я - полной перекристаллизации [7], что может быть использовано в оценке и тщательном отборе арагонитового материала аммо-

ноидей и иноцерамид непосредственно перед изотопными исследованиями. Материал, существенно подвергшийся диагенетическим изменениям (стадии 4, 5 и частично 3), не может быть использован для выявления его первичного (оригинального) изотопного состава. Результаты рентгеноструктурного анализа и изучения микроструктуры раковин показывают, что основная часть арагонитового материала аммоноидей и иноцерамид из верхнего мела Хоккайдо, Сахалина и Корякского нагорья, тщательно отобранного после визуального осмотра, соответствует двум первым стадиям диагенетических изменений. Предполагается, что изотопный состав кислорода и углерода этих карбонатов близок к оригинальному. Для выявления пригодности хорошо сохранившихся раковин брахиопод из верхнего кампана и маастрихта бассейна р. Найбы Южного Сахалина была предпринята попытка использования катодоллюминесцентного теста [26].

Изотопные исследования были выполнены в Дальневосточном геологическом институте ДВО РАН. Для этого был использован автоматизированный комплекс, в который входят стандартная аппаратура ЭВМ Искра-1256 и ПРМ-2, модернизированный масс-спектрометр МИ 1201В и система напуска изотопов в газовой фазе (АСНИ). Применяемый в наших измерениях стандарт "Гребешок Приморский" (*Patinopecten yessoensis*) привязан через стандарт NBS 19 и составляет для кислорода относительно PDB (Pee Dee belemnite) $+3,98 \pm 0,10\%$, для углерода $-0,75 \pm 0,10\%$. Точность определений около $-0,1\%$. При подсчете температур предполагалось, что морские воды были теплыми, так как в меловом периоде не было ледовых "шапок", и поэтому было использовано значение $\delta^{18}\text{O}$, равное $-1,2\%$ PDB (эквивалентное $-1,0\%$ SMOW) [42]. При расчете палеотемператур были использованы шкалы Т. Андерсона, М. Артура [13], Е. Гроссмана и Т.-Л. Ку [25]. Рентгеноструктурные анализы были выполнены с использованием диффрактометра ДРОН-3, следуя разработанной методике [19].

МЕСТА ОТБОРА МАТЕРИАЛА

Туронский ярус

Арагонитовые раковины моллюсков туронского возраста установлены только на Хоккайдо (коллекция К. Танабэ) и в восточной Корякии (коллекция Г.В. Гусевой), на Сахалине они не были обнаружены. Сеноман-туронские отложения на Хоккайдо представлены формациями Микаса и Саку (верхняя часть группы Езо) [30]. Первая из них представлена в основном песчаниками с включениями раковинного материала, вторая, напротив, обогащена алевролитами и аргиллитами. Образцы на изотопный анализ были отобраны из арагонитовых рако-

вин аммоноидей, обнаруженных в известковых конкрециях верхнетуронской формации Саку (верхи средней части группы Езо), обнажающейся по ручью Накафутамата в районе Хаборо (рис.1).

В восточной части Корякского нагорья (правобережье р. Пахача, в 12 км выше устья ручья Эчви-ям) арагонитовая раковина единственного аммонита *Mesopuzosia pacifica* Matsumoto была обнаружена в конкреции, встреченной в поле распространения пород глубоководной ватынской серии. Последняя характеризуется присутствием небольшого объема раковинного материала моллюсков, в том числе мелководных иноцерамов, снесенных с шельфовой части бассейна.

Коньякский ярус

Арагонитовые раковины коньякских аммонитов на Дальнем Востоке до сих пор были обнаружены только на Хоккайдо (коллекция К. Танабэ). Изотопные анализы были выполнены по материалу раковин *Anagaudryceras limatum* (Yabe), обнаруженных в известковых конкрециях нижнеконьякских алевроаргиллитов (низы верхней части группы Езо) по ручью Накафутамата в районе Хаборо.

Сантонский ярус

Арагонитовые раковины аммонитов и раковины иноцерамов с уцелевшим арагонитовым слоем были собраны из верхней части быковской свиты (нижний сантон, слои с *Anapachydiscus naumanni*) р. Найба на Южном Сахалине и в верхней части группы Езо (верхняя часть зоны *Inoceramus japonicus* или нижняя часть зоны *Inoceramus orientalis*) р. Абешинай на Хоккайдо. Возраст образцов, собранных К. Танабэ из верхней части группы Езо, следуя интерпретации Х. Хирано с соавторами [30], принимается им в настоящей статье как позднесантонский. Верхняя часть быковской свиты и верхняя часть группы Езо представлены в основном аргиллитами с известковыми конкрециями [4, 30]. Пробы на изотопный анализ были отобраны из арагонитового материала раковин иноцерамов и аммонитов, обнаруженных в этих конкрециях.

Кампанский ярус

Исследованный арагонитовый материал раковин иноцерамов и аммонитов происходит из верхней части группы Езо раннекампанского возраста, обнажающейся по р. Абешинай на Хоккайдо. Некоторые хорошо сохранившиеся позднекампанские брахиоподы из нижней части красноярковской свиты р. Найба (Южный Сахалин) также были использованы для изотопного анализа. Верхняя часть группы Езо состоит в основном из аргиллитов, содержащих известковые конкреции [30], в то время как нижняя часть красноярковской свиты представлена туфоген-

ными алевролитами и песчаниками, туфами и алевролитами с несколькими слоями ракушечников [4, 5].

Маастрихтский ярус

Хорошо сохранившиеся раковины маастрихтских беспозвоночных встречаются в верхней части красноярковской свиты бассейна р. Найба. Она сложена преимущественно аргиллитами с известковыми конкрециями в нижней части (слои с *Zelandites japonicus*) и аргиллитами, алевролитами и туфогенными песчаниками в верхней (слои с *Pachydiscus - Pleurogrammatodon bykovensis*) [5]. Арагонитовые раковины аммонитов и хорошо сохранившиеся раковины брахиопод, использованные для изотопных анализов, были обнаружены в конкрециях, собранных из нескольких горизонтов упомянутых выше слоев разных местонахождений (Найба, Красноярка, Сары).

Датский ярус

В результате детального исследования фораминифер, двустворок и палинологических комплексов синегорских слоев Южного Сахалина Т.Г. Калишевич, Е.Д. Заклинская и М.Я. Серова [8] пришли к заключению об их палеогеновом (датском) возрасте. Синегорские слои представлены преимущественно алевролитами, в меньшей степени песчаниками. Арагонитовые раковины моллюсков, пригодные для изотопного анализа, здесь не были обнаружены. Этим объясняется отсутствие какой-либо информации по $\delta^{18}\text{O}$ карбонатов этого горизонта. Сведения по изотопному составу углерода, вероятно близкому к первичному, удалось получить лишь по единственной раковине двустворки из средней части синегорских слоев.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНО-КИСЛОРОДНОГО И ИЗОТОПНО-УГЛЕРОДНОГО АНАЛИЗОВ

Наибольший интерес представляют данные изотопно-кислородного анализа органических карбонатов Дальнего Востока, позволившие реконструировать температурные условия обитания морских беспозвоночных мелового возраста из разных широт (районы Хоккайдо, Южного Сахалина и восточной Корякии).

Туронские карбонаты

Результаты исследований раковин аммоноидей (*Scalarites* cf. *mihoensis* Wright et Matsumoto, *Tragodesmocerooides* sp. и др.) из верхнетуронских отложений средней части группы Езо района Хаборо на Хоккайдо, содержание арагонита в которых колеблется от 85 ± 3 до $96 \pm 3\%$, показали, что значения $\delta^{18}\text{O}$ в них колеблются от $-0,29$ до $+0,77\%$ [55]. Близкие значения $\delta^{18}\text{O}$, от $-0,2$ до $+0,2\%$, установлены также в большинстве участков единственной исследованной раковины туронского *Mesopuzosia pacifica*

Matsumoto из бассейна р. Пахача в восточной Корьякии, отличающихся высоким содержанием арагонита (84-95%). Лишь на одном из участков наружного оборота этой раковины обнаружен облегченный изотопный состав кислорода ($\delta^{18}\text{O} = -1,0\text{‰}$) из-за явной перекристаллизации (здесь уцелело лишь 15% арагонита).

$\delta^{13}\text{C}$ арагонитовых раковин туронских аммонитов Хоккайдо варьирует от $-0,13$ до $+1,57\text{‰}$, в то время как $\delta^{13}\text{C}$ арагонитовой раковины того же возраста из восточной Корьякии не превышает $-2,5\text{‰}$.

Коньякские карбонаты

Для анализа был использован материал раковин *Anagaudryceras limatum* (Yabe) из нижнеконьякских отложений верхней части группы Езо острова Хоккайдо с содержанием арагонита до 77%. Значения $\delta^{18}\text{O}$ в них колеблются от $-1,16$ до $+0,19\text{‰}$, а значения $\delta^{13}\text{C}$ достигают $+1,77\text{‰}$.

Нижнесантонские карбонаты

Разные участки раковин аммоноидей *Eupachydiscus* sp. из нижнесантонских слоев с *Anapachydiscus naumanni* Сахалина, с содержанием арагонита в пределах от 89 до 99%, характеризуются удивительно устойчивым (сравнительно тяжелым) изотопным составом кислорода - значения $\delta^{18}\text{O}$ здесь колеблются от $+1,3$ до $+2,7\text{‰}$. Значения $\delta^{13}\text{C}$ в исследованных участках не превышают $-2,2\text{‰}$.

Верхнесантонские карбонаты

Значение $\delta^{18}\text{O}$ раковины *Damesites* sp. из верхнего сантона верхней части группы Езо Хоккайдо, сложенной не менее чем на 99% арагонитом, составляет $+0,29\text{‰}$. Несколько более низкие значения $\delta^{18}\text{O}$, изменяющиеся от $-0,77$ до $-0,97\text{‰}$, установлены в арагонитовых элементах раковин *Inoceramus* sp., встреченных в этих же отложениях. Значения $\delta^{13}\text{C}$ в раковинах моллюсков достигают $+2,47\text{‰}$.

Нижнекампанские карбонаты

Значения $\delta^{18}\text{O}$ арагонитовых элементов скелета *Eupachydiscus* sp. и *Inoceramus schmidtii* Michael из нижнего кампана верхней части группы Езо Хоккайдо составляют соответственно $+0,48\text{‰}$ и $-0,48\text{‰}$ (при содержании арагонита до 94%). Значения $\delta^{13}\text{C}$ в них достигают $+1,47\text{‰}$.

Верхнекампанские карбонаты

Значение $\delta^{18}\text{O}$ кальцитовых раковин замковых брахиопод *Orbirhynchia* sp. из верхней части слоев с *Canadoceras kossmati* верхнего кампана Сахалина составляет $-1,5\text{‰}$ (при $\delta^{13}\text{C} = +0,9\text{‰}$).

Нижнемаастрихтские карбонаты

Значения $\delta^{18}\text{O}$ раковин аммоноидей (*Pachydiscus* (*Pachydiscus*) cf. *gollevillensis* d'Orbigny и *Pachydiscus* (*Pachydiscus*) sp.) из нижнемаастрихтских от-

ложений нижней части слоев с *Zelandites japonicus* Сахалина, содержание арагонита в которых составляет не менее 97-99%, колеблется от $+1,5$ до $+1,9\text{‰}$. Значение $\delta^{13}\text{C}$ в них не превышает $-1,1\text{‰}$.

Среднемаастрихтские карбонаты

Значения $\delta^{18}\text{O}$ кальцитовых раковин брахиопод *Orbirhynchia* sp. и других ринхонеллацей из среднемаастрихтских слоев с *Pachydiscus* - *Pleurogrammotodon bykovensis* Сахалина колеблется от $+0,2$ до $+0,7\text{‰}$. Значение $\delta^{13}\text{C}$ в них достигает $+1,8\text{‰}$. Значения $\delta^{18}\text{O}$ раковин аммоноидей *Pachydiscus* (*Pachydiscus*) sp. из слоев с *Pachydiscus* - *Pleurogrammotodon bykovensis* Сахалина колеблется от $+1,4$ до $+1,8\text{‰}$. Содержание арагонита в исследованных раковинах высокое (не менее 97-98%). Значение $\delta^{13}\text{C}$ в них не превышает $-2,0\text{‰}$.

Верхнемаастрихтские карбонаты

Значения $\delta^{18}\text{O}$ кальцитовых раковин брахиопод *Orbirhynchia* sp. и других ринхонеллацей из средней части верхнего маастрихта красноярковской свиты Сахалина колеблется от $+0,3$ до $+1,0\text{‰}$ (при $\delta^{13}\text{C}$ до $+1,4\text{‰}$).

* * *

Таким образом, изотопно-кислородный состав органических карбонатов мелководного бассейна Хоккайдо-Южный Сахалин незначительно облегчился в интервале от турона до нижнего коньяка. Наиболее тяжелый изотопный состав кислорода карбонатов этого бассейна установлен для базальных слоев сантона, наиболее легкий - для нижней части верхнего сантона. Повышенные значения $\delta^{18}\text{O}$ установлены для карбонатов верхнего сантона - нижнего кампана. Сравнительно легкий изотопно-кислородный состав кальцитовых раковин брахиопод и арагонитовых элементов скелета иноцерамид верхнего кампана сменился на заметно более утяжеленный в органических кальцитах и арагонитах средней и верхней частей нижнего маастрихта, особенно в его средней части (соответствующими данными по пограничным слоям мела и палеогена на Сахалине и Хоккайдо мы не располагаем).

Наиболее высокие значения $\delta^{13}\text{C}$ в карбонатах этого бассейна установлены в верхнем туроне, нижнем коньяке, верхнем кампане, среднем маастрихте и особенно в нижней части верхнего сантона ($+2,47\text{‰}$); заметно ниже они в нижнем сантоне и в нижнем маастрихте, что более или менее согласуется с данными о таксономическом разнообразии фаун моллюсков Южного Сахалина [56].

ПАЛЕОТЕМПЕРАТУРНЫЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ

На основе данных предшествующих изотопно-кислородных исследований выявлена следующая тенденция изменения температурных условий мело-

вого периода: после альбского температурного максимума в целом в позднемеловое время наступило похолодание, наиболее проявившееся в маастрихте.

Очень важные результаты по температурным условиям мелководья высоких широт Южного полушария для мелового периода недавно были представлены Э. Баррера с соавторами [15]. Они обнаружили высокие значения $\delta^{18}\text{O}$ в позднекампанских-маастрихтских раковинах бентосных фораминифер из антарктического шельфа вблизи острова Сеймур, что соответствует сравнительно низким температурам (около 4-9°C). Судя по сходству позднемеловых температур мелководья высоких широт и температур, установленных по изотопному составу раковин позднемеловых глубоководных фораминифер из низких широт Пацифики, было высказано предположение, что именно континентальный шельф Антарктиды, как и в настоящее время, был основным источником холодных вод глубинных частей океанов мелового периода.

Основываясь на изотопных анализах кальцита белемнитовых ростров, Х.А. Лоуэнстам и С. Эпштейн [37] установили очень высокие палеотемпературы для рубежа коньяка и сантона в северо-западной Европе. Аналогичные результаты были получены Т.Б. Копленом и С.О. Шлангером [18] для придонных вод центральной Пацифики на основе данных по коньяк-сантонским карбонатным осадкам с возвышенности Магеллана ($\delta^{18}\text{O} = -2,8\text{‰}$). Они предположили, что коньяк-сантонское потепление носило глобальный характер, но, как будет показано ниже, это не подтверждается палеоботаническими данными. Р. Дуглас и С. Савин [24] не имели возможности проверить предположение Т.Б. Коплена и С.О. Шлангера [18] ни на возвышенности Шатского, ни на возвышенности Хесса в северной части Тихого океана. Вместе с тем, результаты исследований пелагических известняков центральной части Карибского моря, проведенных ими, показали, что глубоководные осадки, как и осадки мелководья, могут изменять свой оригинальный изотопный состав в ходе диагенетических процессов. В отличие от Т.Б. Коплена и С.О. Шлангера [18], они предполагали, что очень низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ (от -3,45 до -5,68‰) пелагических известняков из пограничных слоев коньякского и сантонского ярусов центральной части Карибского моря представляют собой диагенетический артефакт - результат перекристаллизации и цементации в условиях высокой температуры.

Некоторые палеоклиматические реконструкции показывают существование фитоклиматических максимумов в туроне [2, 9, 28, 29, 36], сантоне [2, 3] и кампане [1, 9, 35] и, соответственно, минимумов в среднем-позднем туроне [2] и маастрихте [2, 9]. Кроме этого было выяснено, что температуры резко сни-

зились в раннем маастрихте и вновь возросли перед рубежом мела и палеогена [53, 54]. Появились сведения о кратковременном понижении температуры непосредственно на упомянутом рубеже.

Общая тенденция развития меловой флоры Дальнего Востока, установленная по палеоботаническим данным, не согласуется ни с данными по "коньяк-сантонскому температурному климаксу" Х.А. Лоуэнстама и С. Эпштейна [37, с. 207], ни с соответствующими материалами по карбонатам того же стратиграфического уровня центральной Пацифики [18].

В ходе проведенных нами изотопно-кислородных исследований раковин позднемеловых аммоноидей, иноцерамов и брахиопод из мелководного бассейна Хоккайдо-Южный Сахалин выявлены следующие основные тенденции в изменении температурных условий южной части северо-западной Пацифики, соответствующей субтропической гумидной фитоклиматической области [1]:

(1) В целом представляется, что для туронско-кампанского времени были характерны повторяющиеся потепления с температурными максимумами в начале позднего сантона (19,6°C) и в начале позднего кампана (18,1°C) и минимумами в начале сантона (8°C) и, возможно, в конце сантона-начале кампана (13,3°C).

Повышение температур, наметившееся в позднем туроне - раннем коньяке (от 15,8°C до 18,0°C), сменилось похолоданием (8,0°C) в самом начале сантона. Таким образом, существование глобального климатического оптимума на рубеже коньяка и сантона [17, 18] новыми изотопными данными не подтверждается.

(2) В маастрихте произошло резкое падение температуры (7,1°C), с незначительным потеплением только в начале позднего маастрихта (11,2°C).

Самые высокие значения температур, рассчитанные по изотопному составу кислорода арагонитовых частей раковин двустворок (иноцерамид) и хорошо сохранившихся раковин брахиопод, показаны нами для позднего сантона (19,6°C) и позднего кампана (18,1°C). Низкие значения температур для маастрихта, более или менее согласующиеся с соответствующими данными по шельфовым водам высоких широт вблизи Антарктиды [15], были определены нами в результате исследования карбонатного материала как бентосных (брахиопод), так и гемипелагических (аммоноидей) форм. Эти данные свидетельствуют, очевидно, о низком значении температурного градиента в направлении между дном и поверхностью бассейна Хоккайдо-Южный Сахалин в позднем мелу (разница температур поверхностных и придонных вод составляла, вероятно, не более 1,0-1,5°C).

Новые данные по изотопным палеотемпературам вод позднемелового бассейна Хоккайдо - Южный Сахалин согласуются как с соответствующими изотопными данными Р.В. Тейс и Д.П. Найдина [10] по Русской платформе, а также данными Э. Баррера с соавторами [15], так и с большинством палеоботанических реконструкций.

Температуры вод мелких бассейнов средних широт Дальнего Востока в маастрихтское время были незначительно выше (на 2-3°C) по сравнению с температурами вод шельфа Антарктиды [15, 47], не

много ниже (на 3-4°C) температур вод бассейна Русской платформы [10], но значительно ниже (на 5-9°C) температур поверхностных вод экваториальной Пацифики [16].

Известная дискуссия В.А. Красиловой [36] и Дж. Вульфа и Г. Апчерча [54] по поводу того, когда было теплее - в сантонском или кампанском веках, представляется нам разрешимой в следующем виде. Полученная нами палеотемпературная кривая для позднего мела северо-западной части Циркумпацифики (рис. 2) свидетельствует о том, что в кампане на

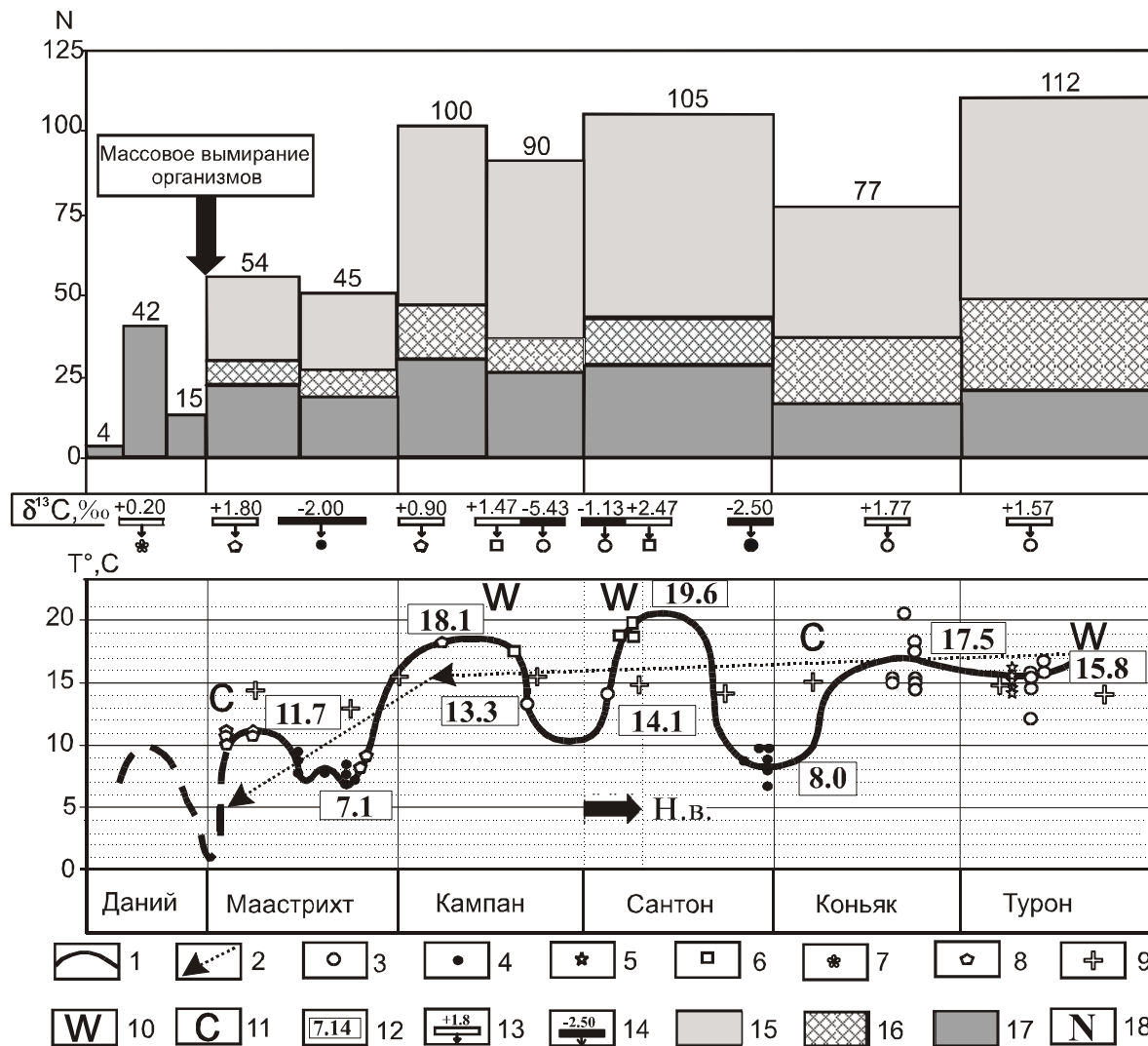


Рис. 2. Палеотемпературная кривая для позднего мела северо-западной части Пацифики (Хоккайдо, Южный Сахалин, восточная Корея), основанная на изотопных данных.

1 - изотопная палеотемпературная кривая; 2 - основные тенденции в изменении палеотемператур; 3 - арагонитовые раковины аммоноидей Хоккайдо; 4 - арагонитовые раковины аммоноидей Южного Сахалина; 5 - арагонитовая раковина аммонита восточной Кореи; 6 - арагонитовые элементы раковин иноцерамид Хоккайдо; 7 - кальцитовая раковина двустворки Южного Сахалина; 8 - кальцитовые раковины брахиопод Южного Сахалина; 9 - кальцитовые ростры белемнитов Русской платформы [10]; 10 - температурный максимум по палеоботаническим данным [2,3,9,27,54]; 11 - температурный минимум по палеоботаническим данным [9,53]; 12 - изотопно-кислородные палеотемпературы, в °C; 13 - положительные значения $\delta^{13}C$; 14 - отрицательные значения $\delta^{13}C$; 15 - видовое разнообразие аммоноидей (Сахалин) [5]; 16 - видовое разнообразие иноцерамов (Сахалин) [5]; 17 - видовое разнообразие моллюсков (за исключением иноцерамов); 18 - число видов; N. v. - новая версия по расположению границы сантона и кампана на Хоккайдо [48-52].

Дальнем Востоке было, по-видимому, холоднее, чем в сантоне. Для интервала сантон-кампан Дальнего Востока в данной статье пока была использована, как отмечалось выше, стратиграфическая схема, предложенная Х. Хирано с соавторами [30]. Однако, если согласиться с точкой зрения Т. Тошимитсу с соавторами [51, 52] на положение границы между сантоном и кампаном на Хоккайдо в основании зоны *Inoceramus japonicus*, широко пропагандируемой в настоящее время, то можно подойти к несколько иному решению этой проблемы: в течение продолжительного капанского века существовало два температурных максимума (раннекампанский и позднекампанский), разделенных кратковременным минимумом (среднекампанским), до сих пор не установленным палеоботаническими наблюдениями.

Туронские палеотемпературы высоких широт, полученные пока по единственной раковине туронского аммонита из Корякского нагорья (бассейн р. Пахача) (14,1-16,3°C), близки, как оказалось, к соответствующим температурам Хоккайдо (12,0-16,7°C). Эти данные, естественно нуждающиеся в подтверждении, являются, вероятно, свидетельством существования низкого температурного градиента по меридиану Камчатка-Япония в среднем мелу и хорошо согласуются с результатами реконструкции климата Камчатской области [27], Аляски [46] и района Асува в центральной Японии [38] по палеоботаническим данным. По мнению А.Б. Германа и Е.А. Лебедева [2], последующий коньякский век также характеризуется значительным сходством флоры Камчатской области и Сахалина. Сходство этих флор исчезает лишь в начале сантонского времени, когда эти регионы оказываются, согласно этим исследованиям, в разных фитогеографических областях вследствие постепенного развития относительно более четкой климатической зональности.

БИОПРОДУКТИВНОСТЬ И МАССОВОЕ ВЫМИРАНИЕ ОРГАНИЗМОВ

Дж. Алкала-Херрера с соавторами [11] справедливо отмечают, что $\delta^{13}\text{C}$ в глубоководных органогенных карбонатах связана с изменениями различных факторов среды, таких как величина запасов углерода в океане, влияние апвеллинга, характер первичной биологической продуктивности океана. Степень влияния каждого из этих факторов в глубоководных условиях различить зачастую невозможно, но когда изотопно-углеродные сдвиги в мелководных карбонатах приобретают глобальное распространение, их связывают обычно с изменениями в первичной биологической продуктивности морей. Температурный фактор напрямую не контролирует $\delta^{13}\text{C}$, биологическая продуктивность в целом зависит от комплекса факторов, в том числе и от температурного.

Судя по очень низкому значению $\delta^{13}\text{C}$ (-5,9‰), полученному по единственной раковине туронского аммонита восточной Корякии, основной спад биопроductивности морей туронского времени приходился, вероятно, на высокие широты Северного полушария. Это предположение, естественно, нуждается в подтверждении на массовом материале. Воды высоких широт, характеризующиеся, как предполагается, низкими значениями $\delta^{13}\text{C}$, имели, по-видимому, тесную связь с бассейном Хоккайдо - Южный Сахалин в раннем сантоне, в конце сантона - раннем кампане и в раннем маастрихте, хотя циркуляция воды в позднем мелу, как показали данные глубоководного бурения [16, 18, 24], была замедленной вследствие сравнительно низкого температурного градиента в направлении от поверхности до дна в океанах этого времени.

Резкий спад концентраций тяжелого изотопа углерода на рубеже мела и палеогена [11, 33, 47], отражающий глобальное сокращение первичной биологической продуктивности, мог быть связан прежде всего с резким увеличением дефицита кислорода, вызванным драматическим сокращением фотосинтеза на континентах и в океане под влиянием ряда факторов, к числу которых можно отнести: (1) холодный аридный климат, (2) резко выраженную эвстатическую регрессию, (3) изменения в океанической циркуляции вод, (4) вулканическую активность, а также (5) факторы внеземного происхождения (в том числе связанные с цикличностью солнечной активности [6]). Можно предполагать, что развитие бескислородных условий на рубеже мела и палеогена [34], в отличие от раннеаптского и сеноман-туронского событий, носило резко выраженный глобальный характер. Отсутствие вблизи границы мела и палеогена накоплений органического углерода, свойственных отложениям нижнего апта и пограничным слоям сеномана и турона в целом ряде регионов [32], дополнительно указывает на резкий спад биологической продуктивности морей в конце мела - начале палеогена. В раннем апте и сеноман-туроне отложения, обогащенные органическим веществом, напротив, образовывались во многих частях шельфа и континентального склона даже при небольшом дефиците кислорода из-за высокой биологической продуктивности морей этого времени, фиксируемой по изотопно-углеродным аномалиям.

Резкое снижение таксономического разнообразия позднемеловых фаун моллюсков началось, по крайней мере, в раннем маастрихте [4, 5, 56] (рис.2) и поэтому не имеет прямого отношения к астероидной коллизии, предполагаемой Л. Альваресом с соавторами [12]. Исследования последних лет в дополнение к сказанному показывают, что изотопное строение осмия в глинах из пограничных слоев мела и палео-

гена не свидетельствует о его внеземном происхождении (полученные данные согласуются скорее с мантийным происхождением этого металла) [17, 44].

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы статьи признательны Е.В. Бугдаевой, В.С. Маркевич, С.В. Точилиной (Россия), Р.Дж. Алдриджу (Великобритания), К. Кодаме (Япония) и Р.А. Спичеру (Великобритания) за помощь в подборе литературы по меловому периоду.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вахрамеев В.А. Климат северного полушария в меловой период и палеоботанические данные // Палеонтол. журн. 1978. № 1. С. 3-17.
2. Герман А.Б., Лебедев Е.А. Стратиграфия и флора меловых отложений северо-западной Камчатки. М.: Наука, 1991. 189 с. (Тр. ГИН РАН; вып. 468).
3. Гольберт А.В. Основы региональной палеоклиматологии. М.: Наука, 1987. 222 с.
4. Захаров Ю.Д., Грабовская В.С., Калишевич Т.Г. Сукцессионный ряд морских организмов найбинской и быковской свит в опорном разрезе верхнего мела Сахалина // Эволюция организмов и биостратиграфия середины мелового периода. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981. С.47-85.
5. Захаров Ю.Д., Грабовская В.С., Калишевич Т.Г. Верхнемеловая сукцессия морских сообществ на юге Сахалина и климатические особенности северо-западной Пацифики // Систематика и эволюция беспозвоночных Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984. С. 41-90.
6. Захаров Ю.Д., Игнатьев А.В., Борискина Н.Г., Попов А.М. Изотопно-углеродные макроритмы позднего палеозоя и мезозоя и макроциклы солнечной активности // Вестн. ДВО РАН (в печати).
7. Захаров Ю.Д., Найдин Д.П., Тейс Р.В. Изотопный состав кислорода раковин раннетриасовых головоногих Арктической Сибири и соленость бореальных бассейнов в начале мезозоя // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 4. С. 101-113.
8. Калишевич Т.Г., Заклинская Е.Д., Серова М.Я. Развитие органического мира Тихоокеанского пояса на рубеже мезозоя и кайнозоя. М.: Наука, 1981. 164 с.
9. Красилов В.А. Меловой период: эволюция земной коры и биосферы. М.: Наука, 1985. 240 с.
10. Тейс Р.В., Найдин Д.П. Палеотермометрия и изотопный состав кислорода органогенных карбонатов. М.: Наука, 1973. 255 с.
11. Alcalá-Herrera J.A., Grossman E.L., Gartner S. Nannofossil diversity and equitability and fine-fraction $\delta^{13}\text{C}$ across the Cretaceous-Tertiary boundary at Walvis Ridge Leg 74, South Atlantic // Marine Micropaleontol. 1992. V. 20. P. 77-88.
12. Alvarez L., Alvarez W., Asaro, F., Michael, H.V. Extra terrestrial cause for the K-T extinction // Science. 1980. V. 208, N 4448. P. 1095-1108.
13. Anderson, T.F., Arthur M.A. Stable isotopes of oxygen and carbon and their application to sedimentologic and paleoenvironmental problems // Stable isotopes in sedimentary geology / (Eds Arthur M.A. et al.), SEPM Short Course Notes. 1983. N 10. P. 1-151.
14. Anderson T., Schneidermann N. Stable isotope relationships in pelagic limestones from the central Caribbean: Leg 15, Deep Sea Drilling Project // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. (Edgar N.T., Saundes J.B. et al.). 1973. V. 15. P. 795-803.
15. Barrera E., Huber B.T., Savin S.M., Shackleton N.J., Webb P.-N. Antarctic marine temperatures: Late Campanian through early Paleocene // Paleoclimatology. 1987. V. 2. P. 21-47.
16. Boersma A., Shackleton N.J. Oxygen- and carbon-isotope variations and planktonic-foraminifer depth habitats, Late Cretaceous to Paleocene, Central Pacific, Deep Sea Drilling Project sites 463 and 465 // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project / (Thiede J., Vollmer T.L. et al.). 1981. V. 62. P. 513-526.
17. Bowen R. Isotopes in the earth sciences. London: Elsevier Applied Science, 1988. 647 p.
18. Coplen T.B., Schlanger S.O. Oxygen and carbon isotope studies of carbonate sediments from site 167, Magellan Rise, Leg 17 // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project / (Edgar N.T., Saundes J.B. et al.). 1973. V. 17. P. 505-509.
19. Davis T.T., Hooper P.R. The determination of the calcite: aragonite ratio in mollusc shells by X-ray diffraction // Mineralogical Magazine. 1963. V. 33. P. 608-612.
20. Ditchfield P.W. High northern palaeolatitude Jurassic-Cretaceous palaeotemperature variation: new data from Kong Karls Land, Svalbard // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 1997. V.130. P. 163-175.
21. Ditchfield P.W., Marshall J.D., Pirrie D. High latitude palaeotemperature variation: New data from Tithonian to Eocene of James Ross Island, Antarctica // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 1994. V. 107. P. 79-101.
22. Douglas R.G., Savin S.M. Isotopic analyses of planktonic foraminifera from the Cenozoic of the northwest Pacific // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project / (Fisher A.G. et al.). 1971. V. 6. P. 1123-1127.
23. Douglas R.G., Savin S.M. Oxygen and carbon isotope analyses of Cretaceous and Tertiary foraminifera from the central North Pacific // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project / (Edgar N.T., Saundes J.B. et al.). 1973. V. 17. P. 591-605.
24. Douglas, R.G., Savin S.M. Oxygen and carbon isotope analyses of Tertiary and Cretaceous microfossils from Shatsky Rise and other sites in the North Pacific Ocean. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project / (Larson R.L., Moberly, R. et al.). 1975. V. 32. P. 509-520.
25. Grossman, E.L., Ku, T.-L. Oxygen and carbon isotope fractionation in biogenic aragonite: temperature effect // Chemical Geology. 1986. V. 59. P. 59-74.
26. Grossman E.L., Zhang C., Yancey T.E. Stable-isotope stratigraphy of brachiopods from Pennsylvanian shales in Texas // Geol. Soc. Amer. Bull. 1991. V. 103. P. 953-965.
27. Herman A.B. Palaeobotanical evidence for a warm Late

- Cretaceous Arctic and poleward ocean heat transport // Abstracts, 5th Conference of the International Organization of Palaeobotany (IOPC-V, 1996), Santa Barbara, California, 1996. P. 42.
28. Herman A.B., Spicer R.A. Palaeobotanical evidence for a warm Cretaceous Arctic Ocean // *Nature*. 1996. V. 380, N 6572. P. 330-333.
 29. Herman A.B., Spicer R.A. New quantitative palaeoclimate data for the Late Cretaceous Arctic: evidence for a warm polar ocean // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 1997. V. 128. P. 227-251.
 30. Hirano H., Tanabe K., Ando H., Futakami M. Cretaceous forearc basin of central Hokkaido: lithofacies and biofacies characteristics // 29th International Geological Congress Field Trip C02, Kyoto. P. 45-80.
 31. Huber B.T., Hodell D.A., Hamilton Ch.P. Middle-Late Cretaceous climate of the southern high latitudes: stable isotopic evidence for minimal equator-to-pole thermal gradients // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1995. V. 107, N 10. P. 1164-1191.
 32. Jenkins H. Cretaceous anoxic events and carbon isotopes: implications for global change // First International Symposium of carbon cycle and bio-diversity change during the Cretaceous: Programs and abstracts. Tokyo: Waseda Univer., 2000. P. 58-59.
 33. Jenkyns H.C., Mutterlose J., Sliter W.V. Upper Cretaceous carbon- and oxygen-isotope stratigraphy of deep-water sediments from the north-central Pacific (site 869, Flank of Pikinni-Wodejebato, Marshall Islands) // *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results / (Eds. Winterer E.L., Sager W.W., Sinton J.M.)*. 1995. V. 143. P. 105-108.
 34. Kajiwara Y., Kaiho K. Oceanic anoxia at the Cretaceous: Tertiary boundary supported by the sulfur isotopic record // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 1992. V. 99. P. 151-162.
 35. Krassilov V.A. Climatic changes in eastern Asia as indicated by fossil floras. 2. Late Cretaceous and Danian // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 1975. V. 17. P. 157-172.
 36. Krassilov, V.A. Comments on Wolfe and Upchurch (1987): North American nonmarine climates and vegetation during the Late Cretaceous // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 1989. V. 69. P. 141-142.
 37. Lowenstam H.A., Epstein S. Paleotemperatures of the post-Aptian Cretaceous as determined by the oxygen isotope method // *Journ. Geol.* 1954. V. 62. P. 207-248.
 38. Matsuo H. A study on the Asuwa flora (Late Cretaceous age) in the Hokuriku district, central Japan // *Sci. Rep. Kanazawa Univ.* 1962. V. 8, N 1. P. 177-250.
 39. Mii H.-S., Grossman E.L., Yancey T. E. Stable carbon and oxygen isotope shifts in Permian seas of West Spitsbergen - Global change or diagenetic artifact? // *Geology*. 1997. V. 25. P. 227-230.
 40. Pirrie D., Marshall J.D. Diagenesis of Inoceramus and Late Cretaceous paleoenvironmental geochemistry: a case study from James Ross Island, Antarctica // *Palaios*. 1990. V. 5. P. 336-345.
 41. Pirrie D., Marshall J.D. High-paleolatitude Late Cretaceous paleotemperatures: new data from James Ross Island, Antarctica // *Geology*. 1990. V. 18. P. 31-34.
 42. Rogland P.C., Pilkey O.H., Blackwelder B.W. Comparison of the Sr/Ca ratio of fossil and recent mollusc shells // *Nature*. 1969. V. 224, N 5225. P. 1223-1324.
 43. Savin, S.M. The history of the earth's surface temperature during the past 100 million years // *Ann. Rev. Earth and Planet. Sci.* 1977. V. 5. P. 319-355.
 44. Shrivastava J.P. Clay mineralogy of Ir-bearing Anjar intertrappeans, Kutch, Gujarat, India: inferences on palaeoenvironment // First International Symposium of carbon cycle and bio-diversity change during the Cretaceous. Programs and abstracts. Tokyo: Waseda Univer., 2000. P. 22.
 45. Spaeth C., Hoefs J., Vetter U. Some aspects of isotopic composition of belemnites and related paleotemperatures // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1971. V. 82. P. 3139-3150.
 46. Spicer R.A., Herman A.B., Valdes P.J. Mid and Late Cretaceous climate of Asia and Northern Alaska using CLAMP analysis // Abstracts and Proceeding. GEOS, Memorial Conference dedicated to V.A. Vakhrameev (Eds M.A. Akhmetiev, M.P. Doludenko). M., 1996. P. 62-67.
 47. Stott L.D., Kennett J.P. The paleoceanographic and paleoclimatic signature of the Cretaceous/Paleogene boundary in the Antarctic: stable isotopic results from ODP Leg 113 // *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results / (Barker P.F., Kennett J.P. et al.)*. 1990. V. 113. P. 829-848.
 48. Toshimitsu T. Biostratigraphy of the Upper Cretaceous Santonian Stage in Northwestern Hokkaido // *Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ., Ser. D, Geol.* 1988. V. 26, N 2. P. 125-192.
 49. Toshimitsu T., Kikawa E. Bio- and magnetostratigraphy of the Santonian-Campanian transition in northwestern Hokkaido, Japan // *Mem. Geol. Soc. Japan*. 1997. N 48. P. 142-151.
 50. Toshimitsu S., Maiya S., Inoue Y., Takahashi T. Integrated megafossil-foraminiferal biostratigraphy of the Santonian to lower Campanian (Upper Cretaceous) succession in northwestern Hokkaido, Japan // *Cretaceous Research*. 1998. V. 19. P. 69-85.
 51. Toshimitsu S., Matsumoto T., Noda M., Nishida T., Maiya S. Integration of mega-, micro- and magnetostratigraphy of the Upper Cretaceous in Japan // *Proceedings of 15th International Symposium of Kyungpook National University / (K.-H. Chang, & S.-O. Park, eds.)*. Daegu, Republic of Korea: Kyungpook National University, 1995. P. 357-370.
 52. Toshimitsu S., Matsumoto T., Noda M., Nishida T., Maiya S. Toward an integration of mega-, micro- and magneto-stratigraphy of the Upper Cretaceous in Japan // *Journ. Geol. Soc. Japan*. 1995. V. 101. P. 9-29. [In Japanese]
 53. Wolfe J.A. & Upchurch G.R. Jr. North American nonmarine climates and vegetation during the Late Cretaceous // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 1987. V. 61. P. 33-77.

54. Wolfe J.A., Upchurch G.R. Jr. Reply [comments on Krassilov's (1989) paper] // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 1989. V. 69. P. 142-144.
55. Zakharov Y.D., Boriskina N.G., Ignatyev A.V., Tanabe K., Shigeta Y., Popov A.M., Afanasyeva T.B., Maeda H. Palaeotemperature curve for the Late Cretaceous of the northwestern circum-Pacific // *Cretaceous Research*. 1999. V. 20. P. 685-697.
56. Zakharov Y.D., Ignatyev A.V., Ukhaneva N.G., Afanasyeva T.B. Cretaceous ammonoid succession in the Far East (South Sakhalin) // *Bull. Inst. Royal Sci. Nat. Belg., Sci. Terre*. 1996. V. 66. P. 109-127.

Поступила в редакцию 3 мая 2000 г.

Рекомендована к печати А.И.Ханчуком

Yu.D.Zakharov, A.I.Ignatiev, N.G.Boriskina, K.Tanabe, Ya.Shigeta, A.M.Popov, T.B.Afanasyeva

Palaeotemperature curve for the Late Cretaceous of the northwestern Pacific (Hokkaido, Sakhalin, Eastern Koryakiya)

In the northwestern Pacific two main trends in the Late Cretaceous temperature change can be recognized. (1) In general, a recurrent warming trend is thought to have begun in the Turonian-Campanian, reaching temperature maxima in the early Late Santonian (19.6°C) and early Late Campanian (18.1°C), and temperature minima in the earliest Santonian (with an average of about 8.0°C) and perhaps early Campanian (not more than 13.3°C). (2) During the Maastrichtian, temperatures decreased sharply (up to 7.0°C), with only a slight relative warming in the early Late Maastrichtian. The existence of a thermal maximum at the Coniacian-Santonian boundary being previously postulated was not confirmed by new isotopic datings.

СЕДИМЕНТОЛОГИЯ, ГЕОДИНАМИКА

УДК [551.7:551.3.051](235.47)

ЮРСКО-РАННЕМЕЛОВОЙ ВУЛКАНОГЕННО-КРЕМНИСТЫЙ КОМПЛЕКС
Р. МАНОМЫ (СЕВЕРНЫЙ СИХОТЭ-АЛИНЬ): ФРАГМЕНТ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА
ПАЛЕООКЕАНИЧЕСКОЙ ПЛИТЫ

А.Н. Филиппов

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Литолого-стратиграфическими исследованиями реставрирована стратиграфическая последовательность вулканогенно-кремнистых образований Киселевско-Маноминского террейна в бассейне нижнего течения р. Маномы. Их возраст – ранняя юра-ранний альб. Юрская часть разреза состоит из плитчатых яшм с пластинами основных вулканитов и кремневых мелкообломочных брекчий, а в меловых слоях больше глинистых яшм и кремнистых аргиллитов, присутствуют кремнистые ламиниты и туффиты. Мощность отложений – около 300 м. Вулканогенно-кремнистый комплекс на других участках Киселевско-Маноминского террейна имеет сходный состав, строение и коррелируется с аналогичными образованиями, развитыми на о-ве Сахалин и в Японии. Значительный возрастной диапазон (более 100 млн лет), небольшая (первые сотни метров) мощность, ассоциация пелагических отложений с внутриплитными океаническими вулканитами позволяют рассматривать комплекс как фрагмент осадочного чехла древней океанической плиты.

Ключевые слова: юра, мел, стратиграфическая последовательность, Сихотэ-Алинь, радиоларии, палеоокеанические отложения.

ВВЕДЕНИЕ

Юрско-раннемеловые вулканогенно-кремнистые породы, которые распространены на лево- и правобережье р. Амур, слагают тектонические блоки среди нижнемеловых терригенных отложений. Они образуют узкую (до 20 км) прерывистую полосу северо-восточного простирания, протягивающуюся от правобережья р. Уссури на юге до оз. Удиль на севере. В ней выделяется три участка: северо-восточный (левобережье р. Амур от с. Киселевка до оз. Удиль), центральный (правобережье р. Амур в нижнем течении рек Маномы и Анюя) и юго-западный (правобережье р. Уссури в междуречье 2-я и 3-я Седьмая). Северо-восточный участок сдвинут относительно двух других по Центральному Сихотэ-Алинскому разлому (рис. 1). Большинство исследователей [1, 6, 11, 13, 14, 35, 40] рассматривают эти породы как палеоокеанические образования в среднемеловой аккреционной призме, формировавшейся в результате субдукции вблизи Азиатского палеоматерика. Однако, В.П. Уткин [17, 18] считает эту точку зрения недостаточно обоснованной и полагает, что вулканогенно-кремнистый комплекс формировался в начальную стадию развития выделенного им Амурского рифтограбена, для которой характерен режим растяжения

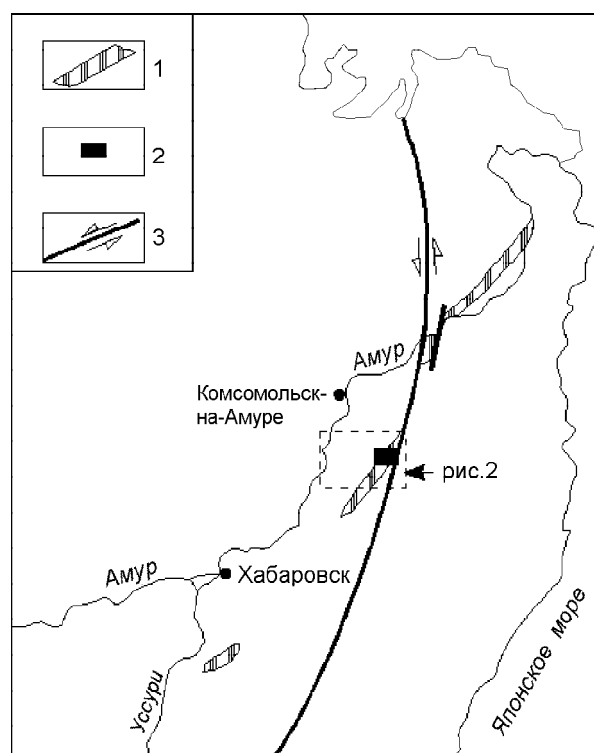


Рис. 1. Расположение вулканогенно-кремнистого комплекса и участка работ.

1 – вулканогенно-кремнистый комплекс, 2 – участок работ, 3 – Центральный Сихотэ-Алинский разлом.

глубоко вдающегося в континент краевого моря. Противоречивые представления о происхождении вулканогенно-кремнистого комплекса во многом обусловлены недостатком информации об его строении, фациальной структуре и обстановках накопления слагающих его пород. Между тем, эти отложения имеют первостепенное значение для палеогеографических реконструкций и расшифровки мелового этапа геодинамической эволюции не только Сихотэ-Алинского региона, но и значительной части восточной окраины Азии.

В статье приведены новые данные о возрасте и строении вулканогенно-кремнистого комплекса, полученные при изучении разрезов на центральном участке – в бассейне нижнего течения р. Маномы. Эти сведения и синтез материалов предыдущих исследований по северо-восточному [6, 11, 13, 40] и юго-западному [15] участкам позволяют лучше понять его происхождение.

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ УЧАСТКА РАБОТ

Вулканогенно-кремнистый комплекс относится к Киселевско-Маноминскому террейну, который интерпретируется как аккреционный клин Хингано-Охотской аккреционной системы [13, 14]. А.И. Ханчук [20] рассматривает его в составе более крупного Нижне-Амурского террейна – фрагмента средне-меловой аккреционной призмы Сихотэ-Алинского супертеррейна. Облик Нижне-Амурского террейна, по его мнению, определяют альб-сеноманские турбидитовые и олистостромовые толщи, а юрско-раннемеловые вулканогенно-кремнистые образования распространены среди них как крупные тектонические включения.

В бассейне р. Маномы комплекс слагает тектонический клин северо-восточного простирания. По Центральному Сихотэ-Алинскому разлому он граничит с позднепалеозойскими и мезозойскими вул-

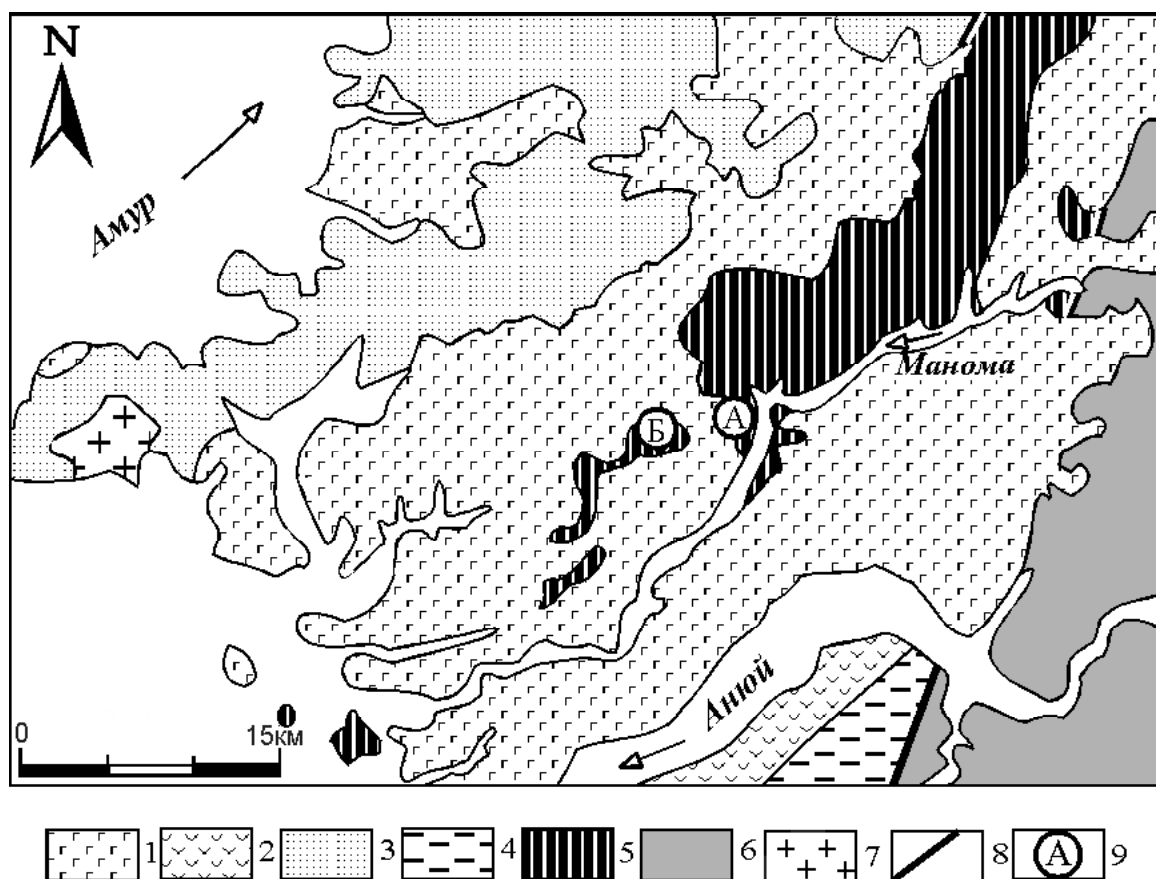


Рис. 2. Геологическая карта участка р. Маномы [по 12].

1 и 2 – вулканиты: 1 – кайнозойские, 2 – позднемеловые; 3 и 4 – терригенные отложения: 3 – альб-сеноманские (?), 4 – берриас (?)-валанжинские; 5 – юрско-раннемеловой вулканогенно-кремнистый комплекс; 6 – мезозойские вулканогенно-осадочные образования Самаркинского террейна; 7 – граниты; 8 – Центральный Сихотэ-Алинский разлом; 9 – изученные разрезы: А – правый берег р. Маномы, Б – карьер вдоль дороги пос. Лидога – р. Анной. Положение участка см. на рис. 1.

каногенно-осадочными образованиями Самаркинского террейна – средне-позднеюрской аккреционной призмы южного и центрального Сихотэ-Алиня, а на северо-западе и юго-востоке – с альб-сеноманскими (?) и берриас (?) – валанжинскими терригенными отложениями. Значительная часть вулканогенно-кремнистого комплекса несогласно перекрыта кайнозойскими вулканитами (рис. 2). А.И. Ханчук и др. [21] сообщили о находке в его кремнисто-глинистых породах раннемеловых радиолярий. Позднее здесь были обнаружены как меловые, так и юрские радиоляриевые ассоциации [37], что позволило реставри-

ровать строение комплекса на двух разрезах: на правом берегу р. Маномы ниже устья руч. Мал. Холми и в карьере вдоль дороги пос. Лидога – р. Анюй.

СТРОЕНИЕ И ВОЗРАСТ

Нижняя часть изучена на правом берегу р. Маномы (рис. 3А и 4). Условия залегания пород, их литологические особенности и радиоляриевые возрастные датировки (табл. 1) позволяют по нескольким разрозненным обнажениям определить следующую последовательность слоев:

1. Яшмы темно-коричневые грубоплитчатые (5-12 см) с геттанг-плинсбахским (проба М39), плинсбахским

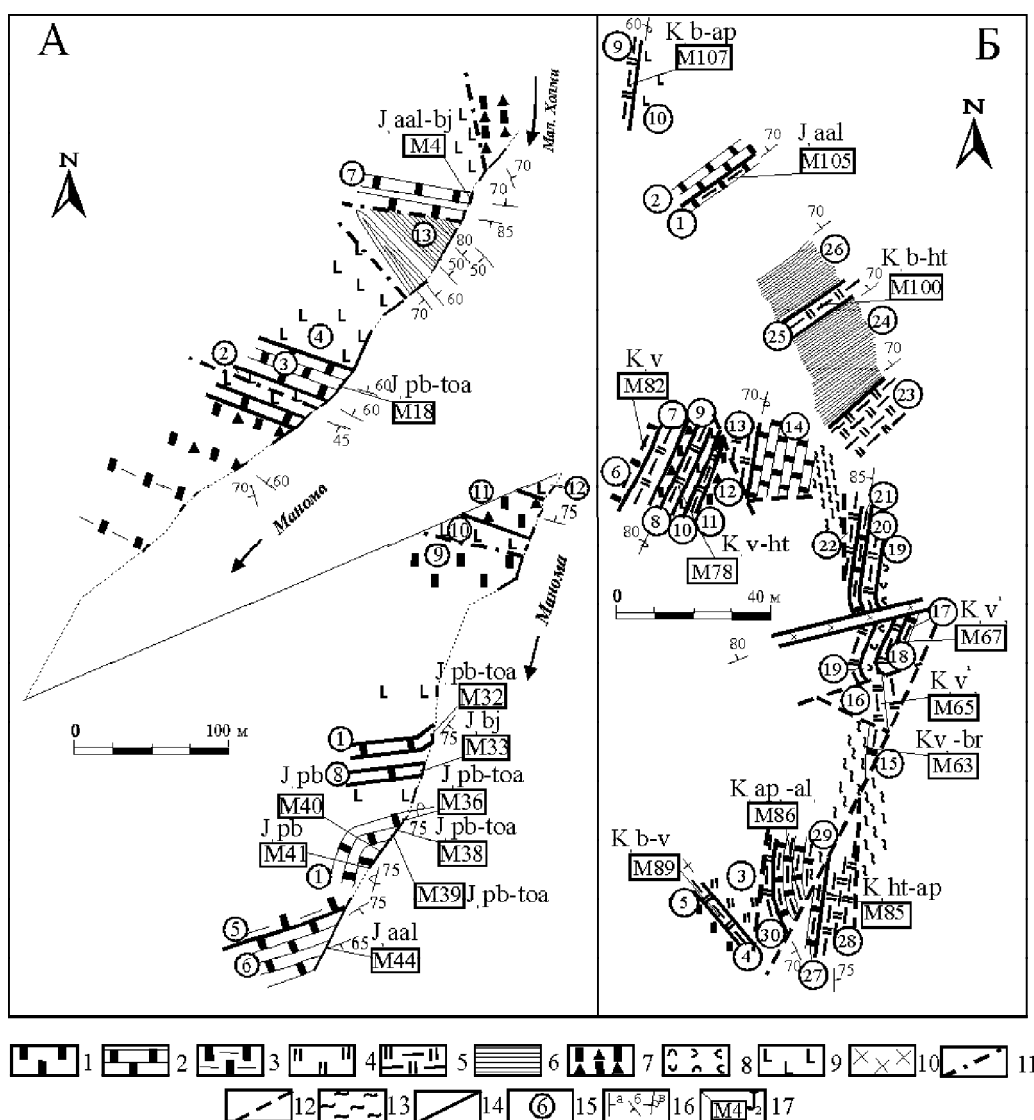


Рис. 3. Строение вулканогенно-кремнистого комплекса на правом берегу р. Маномы (А) и в карьере вдоль дороги пос. Лидога – р. Анюй (Б).

1-3 – яшмы: 1 – массивные, 2 – плитчатые, 3 – глинистые; 4 – кремни массивные; 5 – аргиллиты кремнистые; 6 – кремнистые ламиниты; 7 – кремневые брекчии; 8 – туффиты кремнистые; 9 – основные вулканиты; 10 – диоритовые порфириты; 11-12 – разломы: 11 – предполагаемые, 12 – установленные; 13 – зоны расланцевания и меланжа; 14 – границы слоев; 15 – номера слоев; 16 – элементы залегания: а – нормальные, б – вертикальные, в – опрокинутые; 17 – места отбора, номера проб с радиоляриями и их возраст.

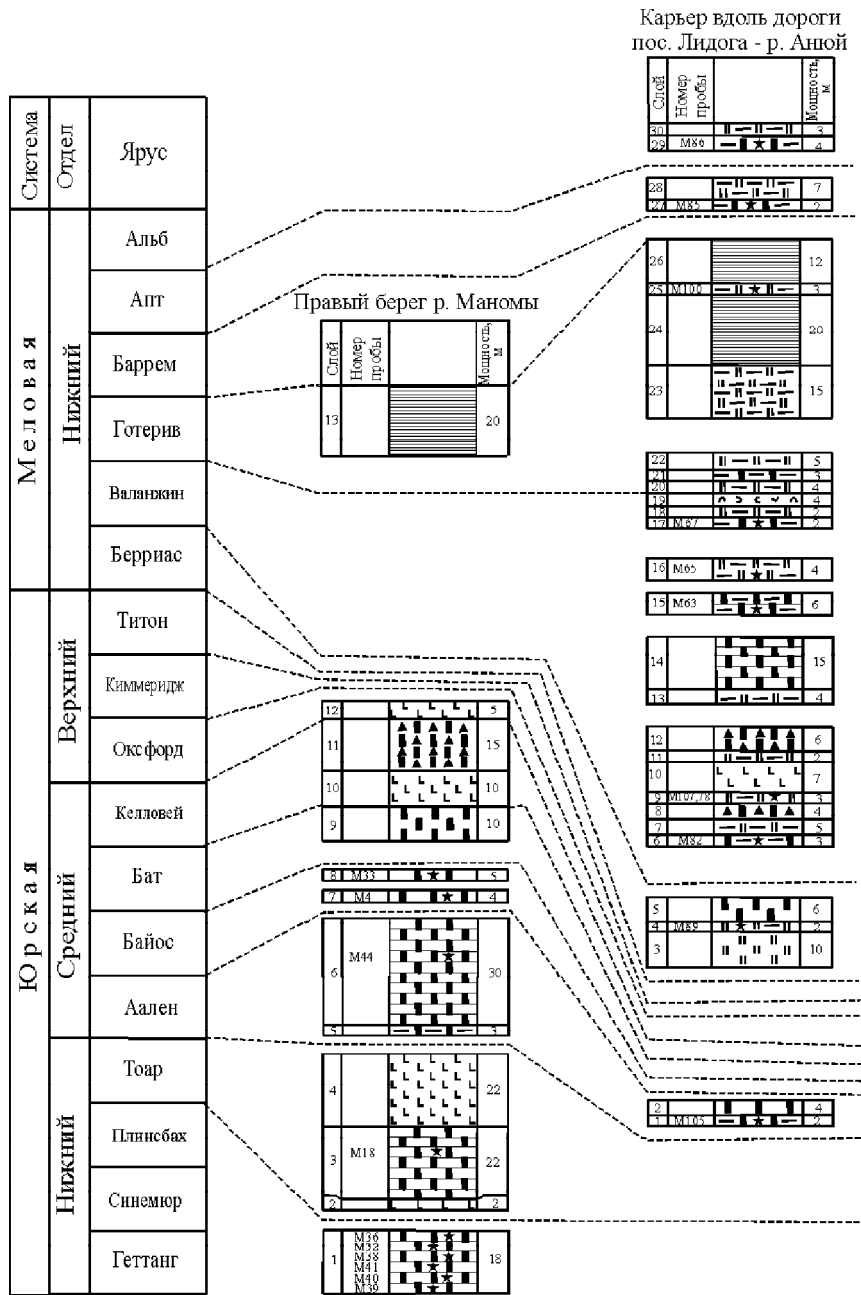


Рис. 4. Корреляция разрезов вулканогенно-кремнистого комплекса на участке р. Маномы.

Условные обозначения на рис. 3. Черные звездочки – положение проб с радиоляриями.

- (M40, M41) и плинсбах-тоарским (M38, M36, M32) комплексами радиолярий 8 м
- 2. Базальты серые миндалекаменные. Их взаимоотношение с яшмами слоя 1 не установлено 2 м
- 3. Яшмы коричневые грубоплитчатые (7-12 см). Около контакта с базальтами – мелкообломочные кремневые брекчии (3 м). В яшмах – плинсбах-тоарский комплекс радиолярий (проба M18) 22 м
- 4. Диабазы, базальтовые порфиры и кластолавы с обломками яшм 22 м
- 5. Яшмы глинистые коричневые, тонкоплитчатые (1-3 см), слоистые. Взаимоотношение с вулканитами слоя 4 не установлено 3 м

- 6. Яшмы красные грубоплитчатые (7-12 см) с ааленским комплексом радиолярий (проба M44) 30 м
 - 7. Яшмы красно-коричневые тонкоплитчатые (2-4 см), слоистые, с аален-байосским комплексом радиолярий (проба M4). Взаимоотношение яшм с выше- и нижележащими слоями не установлено 4 м
 - 8. Яшмы коричневые среднеплитчатые (5-7 см), слоистые. В пробе M33 средне-позднебайосский комплекс радиолярий 5 м
- Возраст вулканогенно-кремнистых образований в этом фрагменте геттанг-плинсбах – байос. Стратиграфическое положение вулканогенных и кремнистых пород в обнажениях, где микрофауна не обнаружена, определено условно. Массивные и плитчатые красные яшмы и ассоциирующиеся с ними кремневые брекчии и базальты в цент-

Таблица 1. Юрские радиолярии разреза правого берега р. Маномы [по 37].

Радиолярии	Пробы и их возраст										
	M39	M40	M41	M38	M33	M36	M18	M44	M4	M32	
	J ₁ het-plb	J ₁ plb	J ₁ plb	J ₁ plb-toa	J ₂ baj ₂₋₃	J ₁ plb-toa	J ₁ plb-toa	J ₂ aal	J ₂ aal-baj	J ₁ plb-toa	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	
<i>Acaeniotylopsis variatus</i> (Ozoldova)					*						
<i>A. variatus triacanthus</i> (Kito & De Wever)									*		
<i>Acaeniotyle</i> (?) sp. A	*										
<i>A.</i> (?) sp. B	*										
<i>A.</i> (?) sp. C					*						
<i>Bagotum erraticum</i> Pessagno & Whalen				aff							aff
<i>B. modestum</i> Pessagno & Whalen	aff										
<i>B.</i> sp.	*										
<i>B.</i> (?) sp.	*										
<i>Bipedis calvabovis</i> De Wever		aff	aff								
<i>B.</i> sp. A		*		*							
<i>B.</i> (?) sp.											
<i>Canoptum artum</i> Yeh							cf				
<i>C. merum</i> Pessagno & Whalen			cf								
<i>C.</i> sp. A						*					
<i>C.</i> sp. B						*					
<i>C.</i> (?) sp. C	*					*					
<i>C.</i> sp. D						*					
<i>C.</i> sp. E											
<i>C.</i> sp.	*										
<i>Canutus rockfishensis</i> Pessagno & Whalen	aff										
<i>Crucella</i> (?) sp.		*									
<i>Eucyrtidiellum quinatum</i> Takemura				*				cf	*		
<i>E.</i> (?) sp.								*			
<i>Farcus</i> sp. B									*		*
<i>Hexastylus</i> sp.									*		
<i>Higmastra</i> sp.						*					
<i>Homoeoparonaella argolidensis</i> Baumgartner					cf		cf				
<i>H. gigantea</i> Baumgartner						aff					
<i>H.</i> sp. A	*										
<i>H.</i> (?) sp.									*		
<i>Hsuum matsukai</i> Isozaki & Matsuda									*		
<i>H. probosus</i> Pessagno & Whalen	cf		cf	cf		cf					cf
<i>H.</i> sp. A	*										
<i>H.</i> sp. B					*						
<i>H.</i> (?) sp. A		*									
<i>H.</i> (?) sp. B			*								
<i>Jacus isa</i> De Wever	cf										
<i>J. wakitai</i> Takemura	cf										
<i>Katroma biconus</i> De Wever	cf										cf
<i>K. clara</i> Yeh				aff							aff
<i>K.</i> sp. A Yeh				aff							aff
<i>K.</i> sp. B			*								
<i>K.</i> (?) sp. A											*
<i>K.</i> (?) sp. B			*								
<i>Linaresia chrafatensis</i> El Kadiri						*			*		
<i>Nassellaria</i> gen. et sp. indet 3		*									
<i>N.</i> gen. et sp. indet 4		*									
<i>Orbiculiforma</i> sp.											*
<i>Palinandromeda sognoensis</i> Baumgartner								cf			
<i>Pantanellium</i> (?) sp.	*										
<i>Paracanoptum anulatum</i> Pessagno & Poison		cf									
<i>Parahsuum grande</i> Hori & Yao								aff			
<i>P. hinocosta</i> Baumgartner & De Wever									*		
<i>P. izeense</i> Pessagno et Whalen											aff
<i>P. longiconicum</i> Sashida						cf					
<i>P. oficeremce</i> (Pessagno et Whalen)								*			
<i>P. ovale-takarazawaensis</i> Hori & Yao	cf	cf	cf	*			cf				
<i>P. simplum</i> Yao						cf					
<i>P.</i> sp. A											*
<i>P.</i> sp. B						*					*
<i>P.</i> sp. C											
<i>P.</i> (?) sp.									*		

Окончание таблицы 1.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
<i>Paronaella tripla</i> De Wever						cf				*
<i>P. (?)</i> sp. A										
<i>Paronaella (?)</i> sp. B						*				
<i>P. (?)</i> sp. C		*								
<i>P. (?)</i> sp. D	*									
<i>Podocapsa foremanae</i> Yang	aff									
<i>P. (?)</i> sp.										*
<i>Poulpus</i> sp. A										*
<i>P. (?)</i> sp.				*						
<i>Praeconocaryomma mamillaria</i> (Rust)									*	cf
<i>P. sp.</i>										
<i>Protopsiium posinos</i> Pessagno & Poison			cf						*	
<i>Pseudocrucella (?)</i> sp.									*	
<i>Pseudoeucyrtis</i> sp. A		*								
<i>P. sp. B</i>		*								
<i>P. (?)</i> sp. C			*							
<i>P. (?)</i> sp. D				*						
<i>P. (?)</i> sp.		*								
<i>Quarticella conica</i> Takemura										aff
<i>Saitoum keki</i> De Wever	cf									
<i>S. (?)</i> sp.		*								*
Saturlinadae gen. et sp. indet										
<i>Sethocapsa (?)</i> sp. Aita				*	aff					
Spumellaria gen. et sp. indet A				*						
<i>Stichocapsa convexa</i> Yao		*			*					
<i>S. sp.</i>		*								
<i>Syringocapsa batodes</i> De Wever	*	*		aff						
<i>S. (?)</i> sp. A		*		*						
<i>S. (?)</i> sp.		*								
<i>Transhsuum brevicostatum</i> Ozvoldova					*					
<i>T. fuschsi</i> Grill & Kozur					*					
<i>T. hisuikyoense</i> (Isozaki & Matsuda)									*	
<i>Tricolocapsa</i> sp.										*
<i>Tripocyelia trigonum</i> Rust				*						
<i>T. (?)</i> sp.								*		
<i>Triversus (?)</i> sp.							*	*	*	
<i>Unuma (?)</i> sp.								*		
<i>Zartus (?)</i> sp.		*								

ральной части изученного разреза (слои 9-12) по литологическим признакам отличаются от охарактеризованных нижнесреднеюрских и рассматриваемых ниже нижнемеловых пород. Поэтому, вероятно, они средне-позднеюрские. Кремнистые ламиниты*, обнажающиеся около устья руч. Мал. Холми (слой 13), идентичны таким же породам в карьере вдоль дороги пос. Лидога – р. Анюй, в которых обнаружены баррем-аптские радиолярии.

Верхняя часть комплекса обнажена в карьере вдоль дороги пос. Лидога – р. Анюй (рис. 3Б и 4). Его структура здесь из-за многочисленных срывов весьма сложная, но радиолярии хорошей сохранности, выделенные в одиннадцати пробах (табл. 2), позволяют с определенной долей условности реконструировать следующую последовательность напластования.

Самые древние в ней – темно-коричневые глинистые и красно-коричневые грубоплитчатые яшмы

слоев 1 и 2. В них найдены ааленские радиолярии (проба М105), и они сопоставляются со слоем 6 правого берега р. Маномы. Выше залегают:

3. Кремни светло-серые массивные, постепенно переходящие в темно-красные яшмы 10 м
4. Аргиллиты кремнистые темно-коричневые с линзами 3-7 см красных яшм. В пробе М89 из аргиллитов – берриаско-валанжинский комплекс радиолярий 2 м
5. Яшмы темно-красные массивные 6 м
6. Яшмы глинистые темно-коричневые с валанжинским комплексом радиолярий (проба М82). Взаимоотношение со слоем 5 не установлено 3 м
7. Аргиллиты кремнистые темно-коричневые массивные 5 м
8. Брекчии кремневые мелкообломочные 4 м
9. Аргиллиты кремнистые коричневые с валанжинготеривским (пробы М78) и берриас-аптским комплексами радиолярий (проба М107) 3 м
10. Диабазы массивные 7 м
11. Аргиллиты кремнистые темно-коричневые массивные 2 м
12. Брекчии кремневые мелкообломочные и массивные брекчированные кремни 6 м

* Кремнистые ламиниты (chert-laminate [по 39]) – осадочные породы с очень тонкими (доли и первые миллиметры) и ритмичными слоями кремней и других (глинистых, карбонатных или железистых) пород.

Таблица 2. Юрские и меловые радиолярии из карьера вдоль дороги пос. Лидога - р. Анюй [по 37].

Радиолярии	Пробы и их возраст											
	M105	M63	M67	M65	M107	M82	M89	M100	M85	M86	M78	
	J ₂ aal	K ₁ vlg ₂ -brm	K ₁ vlg	K ₁ vlg ₂	K ₁ ber-apt	K ₁ vlg	K ₁ ber-vlg	K ₁ ber-hau	K ₁ hau-apt	K ₁ apt ₂ -alb ₁	K ₁ vlg-hau	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
<i>Acaeniotyle diaphrogona</i> Foreman						cf						
<i>Alievium regulare</i> Wu & Li									*			
<i>Amphipyndax</i> (?) sp.								*				
<i>Archaeocenosphaera nodulosa</i> Pessagno		*										
<i>Archaeodictyomitra apiarum</i> Rust		*	*	*	*			*	*	*	*	*
<i>A. excellens</i> Tan						*	*		*	*		
<i>A. sp. A</i>								*				
<i>Archicapsa</i> (?) sp.									*			
<i>Cinguloturris cylindrica</i> Kemkin & Rudenko							*					
<i>C.</i> (?) sp.								*				
<i>Cryptamphorella conara</i> (Foreman)									*			
<i>C. sphaerica</i> (White)										cf		
<i>Dictyomitra.</i> (?) sp. A							*					
<i>D. sp. B</i>							*	*				
<i>D.</i> (?) sp. C							*	*				
<i>D. sp.</i>							*	*				
<i>Emiluvia hopsoni</i> Pessagno						cf						
<i>E.</i> (?) sp. A		*										
<i>E.</i> (?) sp. B		*										
<i>Eucyrtidiellum quinatum</i> Takemura	*											
<i>E. sp.</i>			*									
<i>Holocryptocanium barbui</i> Dumitrica					*							
<i>Hemicryptocapsa capita</i> Tan				*								
<i>Homoeoparonaella sp.</i>	*											
<i>Hsuum</i> (?) sp.							*					
<i>Mirifusus dinae minor</i> Baumgartner									cf		cf	
<i>Nassellaria</i> gen. et sp. indet 1											*	
<i>Nassellaria</i> gen. et sp. indet 2								*	*		*	
<i>Nassellaria</i> gen. et sp. indet 5								*	*		*	
<i>Neorelumbra</i> sp. B				*								
<i>N. sp.</i>							*					
<i>Palinandromeda sognoensis</i> Baumgartner	cf											
<i>Pantanellium squinaboli</i> Tan		*						*			*	
<i>Pantanellium</i> sp.		*										
<i>Parahsuum cruciferum</i> Takemura	aff											
<i>P. grande</i> Hori & Yao	*											
<i>Parapodocapsa furcata</i> Steiger							*					
<i>Paronaella tubulata</i> Steiger		cf										
<i>Parvicingula boesii</i> Parona					*	*	*	*	*			
<i>P. cosmoconica</i> Foreman								cf				
<i>P. mashitaensis</i> Mizutani		aff	aff						aff			
<i>P.</i> (?) sp. B							*					
<i>Podobursa triacantha</i> (Fischli)							aff					
<i>P. sp.</i>								*				
<i>Praecaneta mimetica</i> Dumitrica		*		*				*				
<i>Praeconocaryomma</i> sp. A	*							*				
<i>Pseudodictyomitra carpatica</i> Loznyiak				*		*		*				
<i>P. lilae</i> (Tan Sin Hok)				*					*		*	
<i>P. nuda</i> Schaaf								cf				
<i>P. primitiva</i> Matsuoka & Yao		aff										
<i>P.</i> (?) sp.									*			
<i>Pseudoxitus bonus</i> Wu			*	*					*			
<i>Ristola</i> sp.									*			
<i>Sethocapsa kaminogoensis</i> Aita			aff				aff	aff	aff	aff		*
<i>S. simplex</i> Taketani							aff	aff				
<i>Sethocapsa utrculus</i> (Parona)			*									
<i>S. zweilii</i> Jud								*				
<i>Sethocapsa</i> (?) sp.									*			
<i>Siphocampium davidi</i> Schaaf				aff			aff					
<i>S.</i> (?) sp.								*				
<i>Stichocapsa decora</i> Rust								cf				
<i>S. pulchella</i> (Rust)				*		*						
<i>Stichomitra communis</i> Squinaboil		*										
<i>S. doliolum</i> Aita			*				*					

Окончание таблицы 2.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
<i>T. pulchra</i> Squinaboi		*								aff	
<i>T. sp.</i>		*									
<i>T. (?) sp.</i>		*							*		
<i>Tricolocapsa rusti</i> Tan		*									
<i>T. simolex</i> Tan		*							*		
<i>Tripocyclus brooksi</i> Pessagno, Six & Yang	cf										
<i>Willriedellum sp.</i>		*									
<i>Wrangellium depressum</i> Baumgartner		*									
<i>W. puga</i> Schaaf		*									
<i>Xitus gifuensis</i> Mizutani			*	*							
<i>X. normalis</i> Wu & Li			cf			cf					
<i>X. spiraliss</i> (Aliev)			aff			aff			aff	aff	

Разрывное нарушение

13. Аргиллиты кремнистые темно-коричневые массивные 4 м

14. Яшмы светло-красные разноплитчатые (2-10 см). Прослой 0,5-20 см кремнистых темно-коричневых аргиллитов 15 м

15. Яшма глинистая коричневая, слоистая, известковистая с поздневаланжинско-барремским комплексом радиолярий (проба М63). Взаимоотношение со слоем 14 не установлено 6 м

Разрывное нарушение

16. Аргиллиты кремнистые коричневые с поздневаланжинским комплексом радиолярий (проба М 65) 4 м

Разрывное нарушение

17. Яшмы темно-красные глинистые слоистые с поздневаланжинскими радиоляриями (проба М67) 2 м

18. Аргиллиты кремнистые коричневые с редкими мелкими овальными включениями кремнистых зеленовато-серых туффитов 2 м

19. Туффиты кремнистые зеленовато-серые массивные 4 м

20. Аргиллиты кремнистые, как в слое 18 4 м

21. Яшмы темно-красные глинистые с редкими тонкими линзами зеленовато-серых кремней 3 м

22. Аргиллиты кремнистые темно-коричневые массивные 5 м

23. Аргиллиты кремнистые темно-коричневые. Взаимоотношение со слоем 22 не установлено 15 м

24. Кремнистые ламиниты – чередование слойков (до 1-7 мм) светло-серых кремней и красно-коричневых кремнисто-железистых пород 20 м

25. Аргиллиты кремнистые темно-коричневые с тонкими линзами красных яшм. В пробе М100 – берриасготеривский комплекс радиолярий 3 м

26. Кремнистые ламиниты, как в слое 20 12 м

27. Яшмы глинистые темно-красные массивные с редкими линзами 2-10 см красных яшм. В пробе М85-готерив-аптский комплекс радиолярий. Взаимоотношение со слоем 26 не установлено 2 м

28. Аргиллиты кремнистые темно-коричневые с линзой 5-7 см зеленовато-серых туффитов 7 м

29. Яшмы глинистые красно-коричневые с линзами до 5-7 см красных яшм. В пробе М86 – позднеаптско-ран-

неальбские радиолярии. Взаимоотношение со слоем 28 не установлено 4 м

30. Аргиллиты кремнистые, как в слое 28 3 м

Возраст отложений в этом разрезе берриас – поздний апт-ранний альб, а всего вулканогенно-кремнистого комплекса на участке р. Маномы – ранняя юра-ранний альб. Его мощность превышает 300 м.

Корреляция изученного разреза с литолого-стратиграфическими колонками вулканогенно-осадочных образований на других участках дает более полное представление о строении комплекса (рис. 5).

На юго-западном участке, в бассейне рек 2-я и 3-я Седьмая, сургучные и коричневые яшмы и их глинистые разности неравномерно чередуются с основными вулканитами и содержат пласты 20-65 м пелитоморфных и органогенных известняков. Радиолярии, изученные в шлифах кремнистых пород, датируют этот разрез интервалом от келловей до титона [15]. В известняках обнаружены юрские сине-зеленые водоросли и фораминиферы верхов средней(?)-верхней юры (А. Ф. Атрашенко и др., 1989 г.). Ранее Ф. Р. Лихт [10] сообщил о находке в известняках этого участка (г. Известковая) среднекаменноугольных фораминифер. Разновозрастная фауна отмечалась в известняковых телах Западного Сихотэ-Алиня, и это явление объяснялось разрушением в бассейне седиментации сложных долгоживущих органогенных построек [19], но в данном случае, очевидно, необходимы дополнительные исследования.

Мощность вулканогенно-кремнистого комплекса оценена по линии горных выработок и составляет 570 м [15], но, учитывая его сложное строение, установленное при детальном изучении на других хорошо обнаженных участках [6, 11, 13], она, очевидно, завышена.

На северо-восточном участке, в районе с. Киселевка, стратотипической местности киселевской свиты, к которой ранее относился комплекс [4], С.П. Кузьмин и Е. К. Шевелев [9] описали кремнистые породы мощностью около 100 м с радиоляриями от геттанга – нижнего плинсбаха до верхней юры включительно. С верхней частью этого разреза кор-

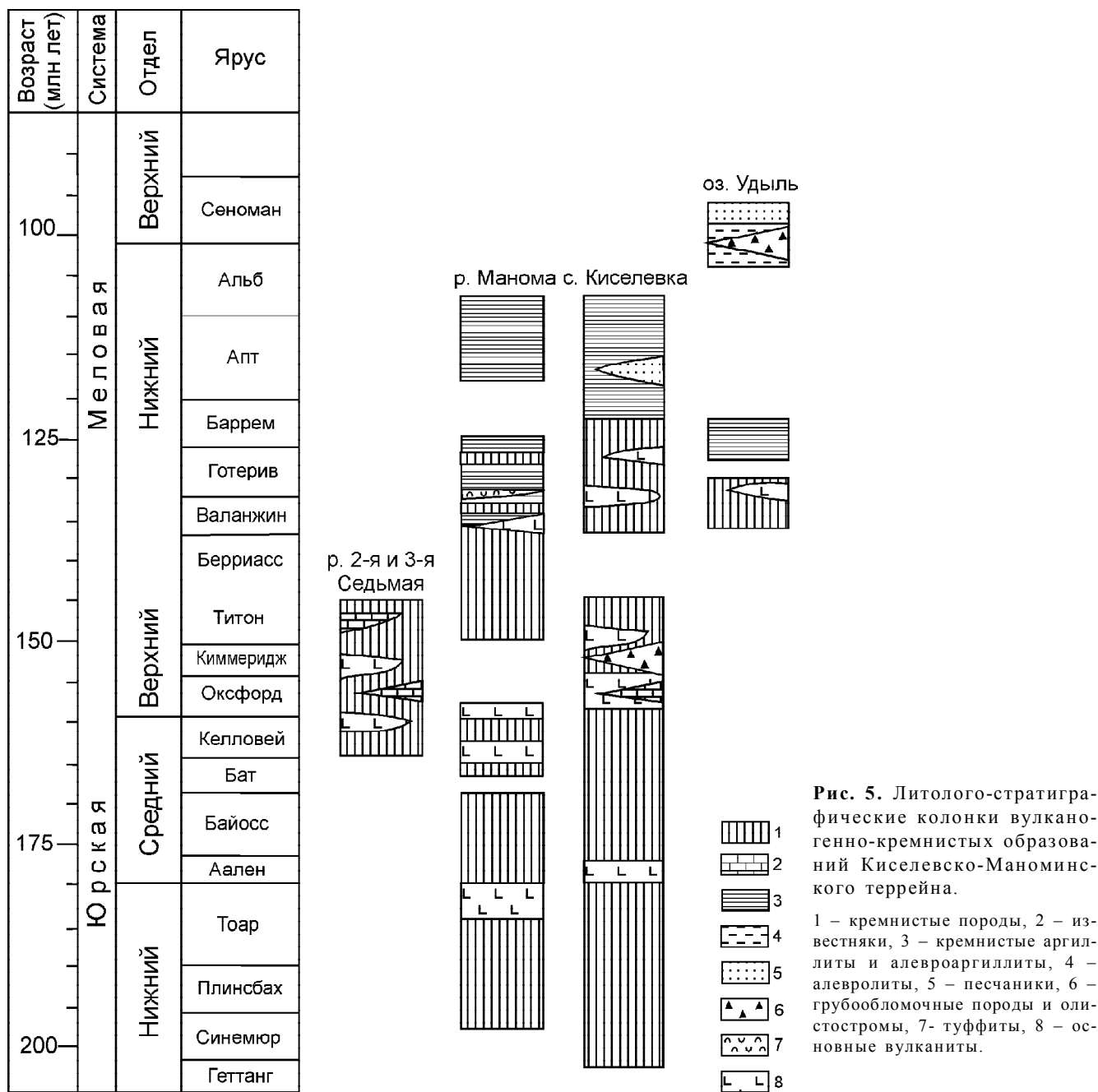


Рис. 5. Литолого-стратиграфические колонки вулканогенно-кремнистых образований Киселевско-Маноминского террейна.

1 – кремнистые породы, 2 – известняки, 3 – кремнистые аргиллиты и алевроаргиллиты, 4 – алевролиты, 5 – песчаники, 6 – грубообломочные породы и олистостромы, 7 – туффиты, 8 – основные вулканиты.

релируется толща переслаивания кремнистых и вулканогенных пород (туффитов, туфов и лав базальтов) с включениями известняков. Наиболее древний из найденных в ней комплексов радиолярий байосбатский, а самый молодой – киммеридж-титонский. Кроме того, на этом участке выделена толща базальтов, их туфов, лавобрекчий, ассоциирующихся с вулканогенно-карбонатными брекчиями и вулканогенно-кремнистыми микститами. В вулканогенно-карбонатных брекчиях обнаружены раннеюрские кораллы, а в кремнистых породах из кластики микститов – оксфорд-киммериджские радиолярии. В линзе

известняков этой толщи найдены геттангские и синемюрские двустворчатые моллюски, а также гастроподы, аммониты и кораллы [4, 7]. Таким образом, по мнению С. П. Кузьмина и Е. К. Шевелева [9] юрская часть вулканогенно-кремнистого комплекса в районе с. Киселевка сложена несколькими фациями: кремнистой, вулканогенно-кремнистой и вулканогенной с кремнистыми микститами. Разрез этими исследователями не составлен, поэтому не ясны детали строения и расположение выделенных ими толщ.

Меловая часть комплекса изучена лучше [2, 6, 11, 13, 40]. Это кремнистые породы, содержащие вул-

канинты, которые на левом берегу р. Амур юго-западнее с. Киселевка слагают пакет тектонических пластин с различной степенью дислоцированности. Кремнистые породы представлены главным образом красными и коричневыми плитчатыми яшмами. Глинистые яшмы, массивные зеленовато-серые кремни, а также мелкообломочные кремневые брекчии редки. Вулканинты – это лавы базальтов, среди которых встречаются маломощные горизонты их туфов, гиалокластитов и тонкие прослои кремней. Возраст кремнистых пород, определенный по меловым радиоляриевым комплексам в двух верхних тектонических пластинах, – от раннего-среднего валанжина до позднего готерива-среднего баррема. Их мощность 170 м.

Оливково-серые и темно-серые кремнистые аргиллиты мощностью первые десятки метров залегают в основании пластин и имеют альбский возраст. Возрастной интервал от наиболее молодой датировки яшм (конец готерива-середины баррема) до датировки темно-серых кремнистых аргиллитов остается незаполненным. С. В. Зябрев [6, 40] полагает, что часть этого времени приходится на накопление кремней, а часть – на формирование красно-бурых кремнистых аргиллитов мощностью несколько метров. На этом уровне, очевидно, расположены и залегающие в опрокинутой синформе на контакте пластин III и IV песчано-алевропелитовые, гравийно-алевропелитовые, галечно-алевропелитовые ритмы (20-200 см) и слои алевролитов. В алевролитах найдены радиолярии позднего баррема-раннего апта [21]. Таким образом, в меловой части вулканогенно-кремнистого комплекса района с. Киселевка выделяются нижняя вулканогенно-кремнистая и верхняя кремнисто-глинистая толщи.

Их фрагменты обнажены и на юго-западном побережье оз. Удыль [11, 13]. На мысе Красный в тектонической пластине с зонами послынного расщепления выделены ниже-средневаланжинские яшмы и кремни, ассоциирующиеся с миндалекаменными базальтами и диабазами, а также кремнистые аргиллиты с готерив-барремскими радиоляриями. Мощность разреза 85-90 м. Вулканогенно-кремнистый комплекс на этом участке, очевидно, перекрыт альб-раннесеноманскими толщами глинистых пород и олистостромом.

В целом, возраст комплекса – ранняя юра (геттанг) – ранний мел, включая ранний альб. Низы его неизвестны, а перекрывается он альб-сеноманскими отложениями с олистостромами, глинистыми породами и турбидитами. В изученных разрезах его мощность около 500-600 м. Нижняя часть комплекса сложена кремнистыми породами, главным образом яшмами. Они содержат основные вулканинты, которые

вместе с известняками и вулканогенно- и кремнеобломочными породами в некоторых разрезах образуют пачки значительной мощности. В верхней части комплекса преобладают глинистые породы, немного обломочных пород и слоев пирокластики.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ВУЛКАНОГЕННО-КРЕМНИСТОГО КОМПЛЕКСА

Отложения, сходные с вулканогенно-кремнистым комплексом северного Сихотэ-Алиня, развиты в меловых аккреционных комплексах о-ва Сахалин и Японии. Их распространение и литолого-стратиграфические колонки показаны на рис. 6.

На о-ве Сахалин они детально изучены на западе Тонино-Анивского полуострова в районе горы Юнона, где представлены красными и бурыми радиоляриевыми яшмами с пластами основных эффузивов и известняков [16]. Верхняя часть разреза – зеленовато-серые кремнистые аргиллиты и алевролиты с примесью вулканокластики. Возраст комплекса – средний триас-сеноман, а мощность – 435 м. Радиоляриевые яшмы с вулканинтами образовались в течение 132 млн лет, а кремнистые аргиллиты и алевролиты мощностью около 100 м накопились в альбе-сеномане (?). Вулканогенно-кремнистый комплекс перекрыт песчаниково-алевролитовыми и олистостромовыми толщами. В центральной части о-ва Сахалин (Таулан-Армуданская гряда) обнажена ранне-среднеюрская – альб-сеноманская часть комплекса [16]. Радиоляриевые яшмы содержат здесь много эффузивов, и мощность вулканогенно-яшмового разреза достигает 750 м. Апт-сеноманские отложения представлены кремнистыми алевролитами, туффитами и туфами.

В центральной части о-ва Хоккайдо представительный разрез известен в южной части пояса Сорачи-Йезо в комплексе Камуикотан [26]. Плитчатые радиоляриевые яшмы имеют здесь возраст от нория до валанжина. В их основании залегают красные кремнистые аргиллиты, которые согласно перекрывают толеитовые базальты MORB, интродуцированные щелочными базальтами [29]. Яшмы постепенно, через пестроокрашенные кремнистые аргиллиты сменяются готерив-барремскими черными алевролитами с тонкими слоями туфов. Мощность разреза 105 м. Восточнее, в поясе Идонаппу триасовые, юрские и меловые яшмы, а также триасовые известняки и раннемеловые кремнистые аргиллиты встречаются как блоки или глыбы в меланже.

В поясе Токоро вулканогенно-кремнистый комплекс сложен среднеюрско-раннемеловыми плитчатыми яшмами и пачками их переслаивания с известняками [38]. Яшмы залегают на толще основных вулканинтов с пиллоу-лавами, гиалокластитами и вулканогенно-осадочными породами. В верхней час-

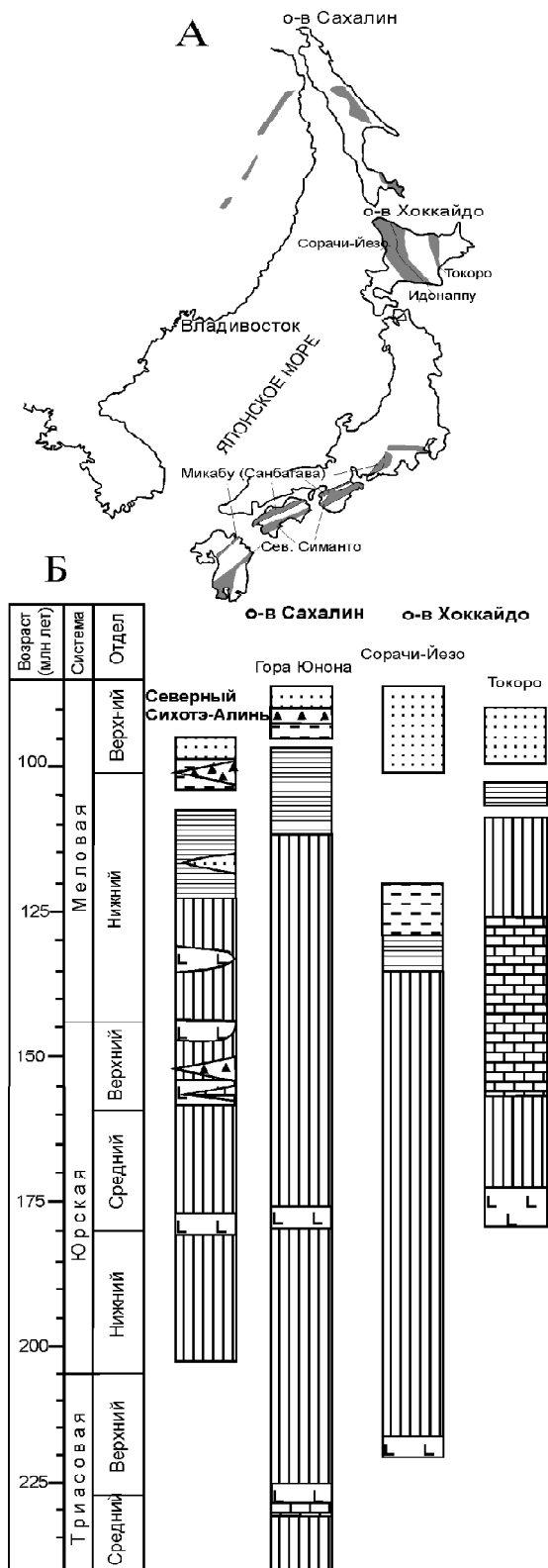


Рис. 6. Расположение меловых аккреционных комплексов на восточной окраине Азии (А) и сравнение литолого-стратиграфических колонок вулканогенно-кремнистого комплекса северного Сихотэ-Алиня, островов Сахалин и Хоккайдо (Б).

Условные обозначения на рис. 5.

ти разреза присутствуют позднемеловые красные кремнистые аргиллиты.

В юго-западной Японии фрагменты комплекса известны в поясе Микабу (террейн Самбагава). Он сложен габбро, долеритами, базальтами, гиадокласитами с ксенолитами триасовых и позднеюрских радиоляриевых кремней, позднеюрских красных кремнистых аргиллитов [28, 29].

Сходство строения вулканогенно-кремнистого комплекса, состава и возраста слагающих его пород на всех рассмотренных участках позволяет рассматривать его как осадочное выполнение одного крупного бассейна седиментации. Ему свойственны: положение пелагических радиоляриевых кремнистых пород, главным образом яшм, в нижней части разреза, их значительный возрастной диапазон, небольшая мощность, тесная ассоциация с основными вулканитами и меньше – с известняками, постепенная смена вверх по разрезу кремнистых пород кремнисто-глинистыми, а затем обломочными.

Эти признаки присущи и ряду литологических комплексов осадочного чехла океанических плит, вскрытого глубоководным бурением возле современных желобов [24, 32, 36] и реконструированного при изучении древних аккреционных призм [26-28, 33, 34]. В нем также пелагические породы с вулканитами преобладают в нижней части, занимая основную часть стратиграфического объема. Вверх по разрезу они постепенно сменяются гемипелагическими отложениями, а завершающие горизонты сложены обломочными, преимущественно терригенными, образованиями. Такая последовательность – отражение седиментации на океанической плите, дрейфующей от зоны спрединга к зоне конвергенции.

Петрохимические особенности базальтов, ассоциирующихся с кремнистыми породами, также свидетельствуют об их внутриплитном океаническом происхождении на всех участках комплекса [2, 5, 13, 16, 30]. Предполагается, что эти вулканиты – фрагменты океанического плато, образовавшегося над позднеюрско-раннемеловым мантийным плюмом в средней части Панталассы [30]. В основании некоторых разрезов устанавливаются и толеитовые базальты срединно-океанических хребтов [30]. Радиоляриевые сообщества в кремнистых и кремнисто-глинистых породах отличаются высоким таксономическим и морфологическим разнообразием [11, 13, 37, 40]. Как правило, такие ассоциации характерны для крупных морских бассейнов в отличие от окраинных или эпиконтинентальных морей, где разнообразие радиолярий невелико. Богатство радиоляриевой фауны указывает и на приуроченность ее к тропической зоне, что подтверждается находками в из-

вестниках раннеюрских колониальных кораллов южного облика [3].

Кроме того, в вертикальном ряду комплекса отсутствуют грубообломочные терригенные континентальные и мелководно-морские отложения начальной “грабеновой” стадии, свойственные формационному выполнению внутри- и межконтинентальных рифтов. В нем нет значимого количества пирокластики, характерной для пелагических осадков современных краевых морей [23]. Осадочный чехол древних задуговых бассейнов также имеет значительную мощность (3-6 км), относительно узкий возрастной диапазон (не более одного периода), и в нем присутствуют как глубоководные пелагические, так и прибрежно-морские и склоновые фации [8, 25, 31]. Приведенные данные не подтверждают представления В. П. Уткина [17, 18] об образовании исследуемого вулканогенно-кремнистого комплекса на первых этапах развития рифта (краевого моря), глубоко вдающегося в континент.

Таким образом, по нашим представлениям вулканогенно-кремнистый комплекс сложен фрагментами осадочного чехла древней океанической плиты. Длительное время он формировался в центральной низкоширотной части палеоокеана, рельеф дна которого был осложнен вулканическими постройкиками, подводными плато и архипелагами островов. Их указатели – разнообразные вулканические, органогенные карбонатные и кремнеобломочные породы комплекса. По морфологии (сочетание котловин и различных по форме вулканических поднятий) такой бассейн сходен с “мозаичным” Западным талассогеом северной части современного Тихого океана [22]. В верхних горизонтах комплекса присутствует пирокластический материал, и область их накопления, очевидно, находилась под влиянием островной или окраинно-континентальной дуги. Вулканогенно-кремнистый комплекс необходимо рассматривать как индикатор сложной конвергентной границы литосферных плит, существовавшей в середине мела на восточной окраине Азиатского материка.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Литолого-стратиграфическими исследованиями установлена стратиграфическая последовательность вулканогенно-осадочных образований нижнего течения р. Маномы. Их мощность составляет около 300 м, а возраст определен по радиоляриевым комплексам от ранней юры до раннего альба. Юрская часть разреза представлена плитчатыми, реже массивными, красными и коричневыми яшмами с пластами основных вулканитов и кремневых мелкообломочных брекчий. В меловых слоях преобладают

глинистые яшмы и кремнистые аргиллиты, а также присутствуют кремнистые ламиниты и туффиты.

Такой же возраст, сходное строение и состав имеют вулканогенно-осадочные образования на других участках Киселевско-Маноминского террейна, о-ве Сахалин и в Японии. Главные их особенности: приуроченность пелагических радиоляриевых яшм к нижней части разреза, их значительный (более 100 млн лет) возрастной диапазон, небольшая (первые сотни метров) мощность, тесная ассоциация с океаническими внутриплитными вулканитами, смена в верхней части стратиграфической последовательности кремнистых пород кремнисто-глинистыми и обломочными, – позволяют отнести вулканогенно-кремнистый комплекс к осадочному чехлу древней океанической плиты. Пелагическая седиментация происходила в палеоокеане на участке, осложненном вулканическими поднятиями с островами, а гемипелагические отложения формировались под влиянием вулканической дуги.

БЛАГОДАРНОСТИ

Автор благодарит сотрудников ДВГИ И.В. Кемкина и В.В. Голозубова за полезное обсуждение рукописи статьи, а также признателен профессору П.В. Маркевичу и член-корреспонденту РАН А.И. Ханчуку за конструктивные замечания и предложения по ее улучшению.

ЛИТЕРАТУРА

1. Борукаев Ч. Б., Натальин Б. А. Аккреционная тектоника юга Российского Дальнего Востока // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 7-8. С. 89-93.
2. Войнова И. П., Зябрев С. В., Приходько В. С. Петрохимические особенности раннемеловых внутриплитных океанических вулканитов Киселевско-Маноминского террейна (северный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеан. геология. 1994. № 6. С. 83-96.
3. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. 1:2 500 000: Объяснительная записка. СПб.- Благовещенск – Харбин, 1996. 135 с.
4. Геология СССР. Т. XIX. Хабаровский край и Амурская область. Ч. I. Геологическое описание. М.: Недра, 1966. 776 с.
5. Гранник В. М., Пискунов Б. Н., Стафеева Г. Н. Петрохимическая характеристика мезозойских вулканических пород Тонино-Анивского полуострова (Сахалин). Препринт. Южно-Сахалинск, 1989. 45 с.
6. Зябрев С. В. Раннемеловые кремни Киселевско-Маноминского террейна – наиболее молодые океанические отложения в структуре юга континентальной части Дальнего Востока России // Тихоокеан. геология. 1994. № 6. С. 74-82.
7. Кипарисова Л. Д. Новая нижнеюрская фауна Приамурья. М.: Госгеолгиздат, 1952. 47 с.
8. Константиновская Е. А. Камчатское позднемеловое ок-

- раинное море // Литология и полез. ископаемые. 1997. № 1. С. 58-73.
9. Кузьмин С. П., Шевелев Е. К. Новые данные о возрасте киселевской свиты (Нижнее Приамурье) // Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и юга Дальнего Востока: (Тезисы докладов IV Дальневосточного регионального межведомственного стратиграфического совещания). Хабаровск, 1990. С. 175-177.
10. Лихт Ф. Р. Новые данные о распространении и характере палеозойских отложений в Западном Сихотэ-Алине // Информационный сборник ПГУ. Владивосток, 1971. № 7. С. 9-11.
11. Маркевич П. В., Зябрев С. В., Филиппов А. Н., Малиновский А. И. Восточный фланг Киселевско-Маноминского террейна: фрагмент островной дуги в аккреционной призме (Северный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеан. геология. 1996. Т. 15, № 2. С. 70-98.
12. Мартынюк М. В., Васькин А. Ф., Вольский А. С. Геологическая карта Хабаровского края и Амурской области: Объяснительная записка. Хабаровск, 1988.
13. Меловые вулканогенно-осадочные образования Нижнего Приамурья. (Строение, состав и обстановки седиментации) / Маркевич П.В., Филиппов А.Н., Малиновский А.И., Зябрев С.В., Нечаев В.П., Высоцкий С.В. Владивосток: Дальнаука. 1997. 300 с.
14. Натальин Б. А. Мезозойская аккреционная и коллизийная тектоника юга Дальнего Востока СССР // Тихоокеан. геология. 1991. № 5. С. 3-23.
15. Решения Четвертого межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья (Хабаровск, 1990 г.): Объяснительная записка к стратиграфическим схемам. Хабаровск, 1994. 123 с.
16. Рихтер А. В. Структура и тектоническое развитие Сахалина в мезозое. М.: Наука. 1986. 93 с. (Тр. ГИН; Вып. 411).
17. Уткин В. П. Горст-аккреционные системы, рифто-грабены и вулканические пояса юга Дальнего Востока России. Статья 1. Горст-аккреционные системы и рифто-грабены // Тихоокеан. геология. 1996. Т. 15, № 6. С. 44-72.
18. Уткин В. П. Горст-аккреционные системы, рифто-грабены и вулканические пояса юга Дальнего Востока России. Статья 2. Вулканоплутонические пояса: структурно-вещественные характеристики и закономерности формирования // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16, № 6. С. 58-89.
19. Филиппов А. Н. Формационный анализ мезозойских отложений Западного Сихотэ-Алиня. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. 144 с.
20. Ханчук А. И. Геологическое строение и развитие обрамления северо-запада Тихого океана: Автореф. дис... д-ра геол.-минер. наук. М., 1993. 31 с.
21. Ханчук А. И., Огнянов Н. В., Попова И. М., Филиппов А. Н. Новые данные о раннемеловых отложениях Нижнего Приамурья // Докл. АН. 1994. Т. 338, № 5. С. 666-671.
22. Хворова И. В. Два типа Тихоокеанских талассогенов и их осадочные образования. М.: Наука, 1993. 91с. (Тр. ГИН; Вып. 490).
23. Хворова И. В. Отложения островодужных систем // Литология и полез. ископаемые. 1987. № 6. С. 3-18.
24. Berger W. H., Winterer E. L. Plate stratigraphy and fluctuating carbonate line // Pelagic sediments on land and under the sea / (K. J. Hsu and H. Jehkyns, eds.). International Association of Sedimentologists. Special Publication, 1974. N 1. P. 11-48.
25. Carey S., Sigurdsson H. A model of volcanogenic sedimentation in marginal basins // Marginal Basin Geology. Volcanic and associated sedimentary and tectonic processes in modern and ancient marginal basins / (B. P. Kokelaar and M. F. Howells, eds.). Oxford et al.: Blackwell Scientific Publications, 1984. P. 37-58.
26. Hori R., Sakakibara M. A chert-clastic sequence spanning the late Triassic – early Cretaceous period of the Kamuikotan Complex in the Shizunai area, south-central Hokkaido, Japan // The Journal of the Geological Society of Japan. 1994. V. 100, N 8. P. 575-583.
27. Isozaki Y. Jurassic accretion tectonics of Japan // The Island Arc. 1997. V. 6, N 1. P. 25-51.
28. Isozaki Y., Maruyama S., Furuoka F. Accreted oceanic materials in Japan // Tectonophysics. 1990. V. 181, N 1/2. P. 179-205.
29. Kimura G. Cretaceous episodic growth of the Japanese Islands // The Island Arc. 1997. V. 6, N 1. P. 52-68.
30. Kimura G., Sakakibara M., Okamura M. Plumes in central Panthalassa? Deduction from accreted oceanic fragments in Japan // Tectonics. 1994. V. 13, N 4. P. 905-916.
31. Kiminami K., Niida K., Ando H., Kito N., Iwata K., Miyashita S., Tajika J., Sakakibara M. Cretaceous-Paleogene arc-trench systems in Hokkaido // Paleozoic and Mesozoic terranes: basement of the Japanese island arcs (29th IGC Field Trip Guide Book. V. 1). Nagoya University. 1992. P. 1-44.
32. Lash G. G. Recognition of trench fill in orogenic flysch sequence // Geology. 1985. V. 13, N 8. P. 867-870.
33. Matsuda T., Isozaki Y. Well-documented travel history of Mesozoic pelagic chert in Japan: from remote ocean to subduction zone // Tectonics. 1991. V. 19, N 2. P. 475-499.
34. Nakae S. A formative process of the sedimentary complex of the Tamba Terrane in the Wakasa area, Southwest Japan: An example of continuous accretion // The Journal of the Geological Society of Japan. 1992. V. 98, N 5. P. 401-413.
35. Natal'in B. A. History and modes of Mesozoic accretion in Southeastern Russia // The Island Arc. 1993. V. 2, N 1. P. 15-34.
36. Piper D. I. W., von Huene R., Duncan J. R. Late Quaternary sedimentation in the active eastern Aleutian trench // Geology. 1973. V. 1, N 1. P. 19-22.
37. Popova I. M., Baumgartner P. O., Filippov A. N., Khanchuk A. I. Jurassic and Early Cretaceous Radiolaria of the Lower Amurian terrane (Khabarovsk region, Far East of Russia) // The Island Arc. 1999. V. 8, N 4. P. 491-522.
38. Sakakibara M., Isozaki Y., Nanayama F., Narui E. Radiolarian age of greenrock-chert-limestone sequence and

- its accretionary process of the Nikoro Group in the Tokoro belt, eastern Hokkaido, Japan // The Journal of the Geological Society of Japan. 1993. V. 99, N 8. P. 615-627.
39. Yoshida S. Chert-laminite, one of the principal sediments in a geosyncline // Siliceous deposits in the Pacific region / (Iijima A. et al., eds.). Amsterdam–Oxford–New-York. 1989. P. 441-456.
40. Zyabrev S. V. Cretaceous radiolarian fauna from the Kiselyovsky subterrane, the youngest accretionary complex of the Russian continental Far East: Paleotectonic and paleogeographic implications // The Island Arc. 1996. V. 5, N 2. P. 140-155.

Поступила в редакцию 29 апреля 2000 г.

Рекомендована к печати А.И.Ханчуком

A.N. Philippov

Jurassic – Early Cretaceous volcanic-chert complex of the Manoma river area, Northern Sikhote-Alin: a fragment of the paleoceanic plate sedimentary cover.

The original stratigraphic sequence of the Early Jurassic – Early Cretaceous volcanic-chert formations of the Manoma river area, Kiselevka-Manoma terrane, was reconstructed on the basis of lithological study of the exposures and radiolarian dating. The Jurassic part of this section consists of platy red chert with layers of basic volcanic rocks and compact cherty breccias. Cretaceous layers contain a larger amount of clayey red chert and siliceous mudstones; chert-laminite and tuffites are less common. The deposits are about 300 m thick. In other areas of the Kiselevka-Manoma terrane the volcanic-chert complex has a similar composition and the same lithostratigraphic elements. It is correlated with analogous formations developed on the Sakhalin island and in Japan. Considerable age range (more than 100 Ma), small thickness (from the first hundreds of meters), association of pelagic deposits with intraplate oceanic volcanic rocks suggest that the complex is a fragment of an ancient ocean plate sedimentary cover.

**МЕЛОВЫЕ СИНСДВИГОВЫЕ БАССЕЙНЫ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ КОРЕИ:
СТРАТИГРАФИЯ, ФАЦИИ, МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ**

Донг-У Ли, В.В.Голозубов**, Бюн-Су Ли****

**Национальный университет г. Конджу, Республика Корея*

***Дальневосточный геологический институт ДВО РАН., г. Владивосток*

****Национальный университет г. Чонбук, Республика Корея*

В юго-восточной части Корейского полуострова вдоль зон левых сдвигов Конджу-Ымсонг и Кванджу-Ёндонг располагается серия эпиконтинентальных бассейнов готерив-альбского возраста, которые, судя по их геометрии и особенностям распределения фаций, являются типичными бассейнами синсдвигового растяжения (pull-apart basins). Формирование меловых бассейнов Юго-Восточной Кореи тесно коррелируется с эпизодами активизации левых перемещений вдоль системы сдвигов Тан-Лу. В целом для раннемелового времени на данном участке восточно-азиатской окраины реконструируется обстановка трансформной окраины.

Ключевые слова: бассейны синсдвиговые, стратиграфия, фации, механизм образования, меловой период, Корея.

ВВЕДЕНИЕ

В юго-восточной части Корейского полуострова закартирована серия меловых эпиконтинентальных бассейнов, приуроченных к зонам двух крупных левых сдвигов северо-восточного простирания: Конджу-Ымсонг и Кванджу-Ёндонг [12]. Эти разломы принадлежат к системе окраинно-континентальных сдвигов Тан-Лу [12, 35] (рис.1, 2), они прослежены вдоль северо-западного и юго-восточного ограничений палеозойского пояса Окчхон. Северо-западнее располагается докембрийский массив Кенги, а юго-восточнее – также докембрийский массив Ренгнам [12]. На юго-восточном побережье полуострова известен, кроме того, крупный меловой бассейн Кенсан.

В предлагаемой статье дана краткая характеристика бассейна Ёндонг и на примере этого бассейна сделаны выводы о непосредственной связи процесса формирования бассейновых впадин с левыми перемещениями вдоль контролирующих эти бассейны сдвиговых зон Конджу-Ымсонг и Кванджу-Ёндонг. Фактической основой при этом явились как результаты многолетних исследований бассейна Ёндонг, выполненные одним из авторов статьи проф. Донг-У Ли, так и рассеянные по публикациям и диссертациям данные об этом же и других меловых бассейнах юга Корейского полуострова. Результаты этих исследований могут быть полезными для российских геологов как материал для сравнения, обычно труднодоступный из-за языкового барьера, а также как пример бассейнового анализа в сдвиговых

системах. Меловые эпиконтинентальные бассейны юга Дальнего Востока России, как и северо-восточного Китая, большей частью перекрыты чехлом кайнозойских отложений и, соответственно, недоступны для детального изучения. Нет, однако, никаких сомнений, что формирование большей части раннемеловых и кайнозойских эпиконтинентальных и окраинно-континентальных бассейнов восточной окраины Азии происходило одновременно и в связи с развитием сдвигов, системы которых установлены вдоль восточной окраины Азии [4, 32-34]. Механизмы формирования конкретных бассейнов, тем не менее, большей частью до настоящего времени не распознаны, а имеющиеся построения на этот счет недостаточно обоснованы [1, 3]. Решение этой проблемы имеет, кроме научного, и чисто практическое значение. В частности, с меловыми бассейнами системы окраинно-континентальных левых сдвигов Тан-Лу часто связана промышленная угленосность и нефтеносность [1], и выяснение природы их формирования может оказаться важным для выработки стратегии поисков и разведки залежей углеводородного сырья.

Модель, предложенная корейскими исследователями для объяснения происхождения бассейнов сдвиговых зон Конджу-Ымсонг и Кванджу-Ёндонг, широко известна после ставшей классической статьи Б.К. Бурчфила и Д.Х. Стюарта [6], впервые предложивших термин “pull-apart basin” (“бассейн растаскивания”). Этой моделью, конечно же, не исчерпывается многообразие бассейновых структур, формиру-

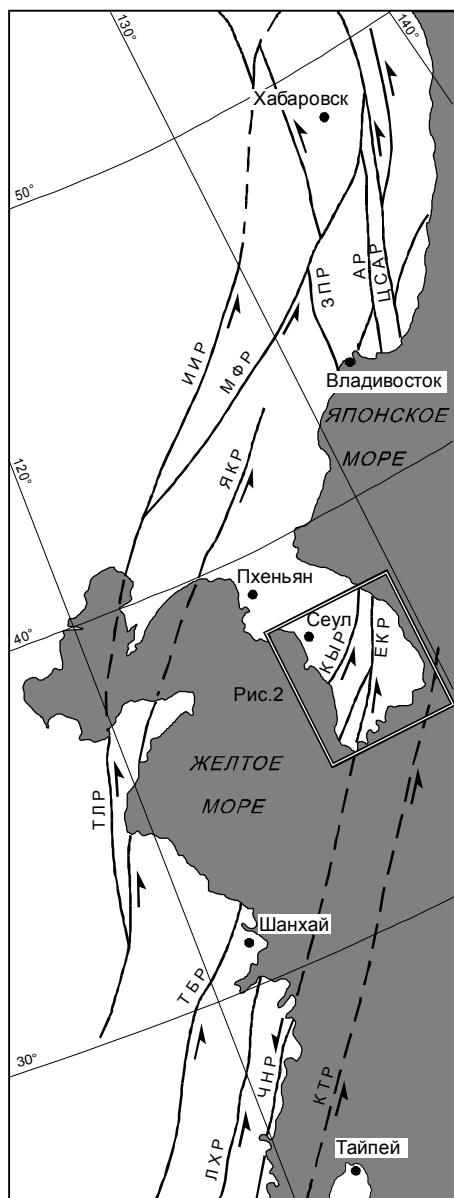


Рис. 1. Главные разломы системы Тан-Лу. По [34], упрощено.

Разломы: ИИР – Илань-Итунский, МФР – Мишань-Фушуньский, АР – Арсеньевский, ЦСАР – Центральный Сихотэ-Алинский, ЗПР – Западно-Приморский, ЯКР – Ялуджиан-Квиндао, ТЛР – Тан-Лу, КЫР – Конджу-Ымсонг, ЕКР – Ёндонг-Кванджу, ТБР – Тьенмушан-Байджишан, ЛХР – Лишуй-Хайфенг, ЧНР – Чангле-Нанао, КТР – Корейско-Тайваньский.

вание которых так или иначе связано с развитием сдвиговых систем. Тем не менее, опыт корейских геологов представляет, на наш взгляд, интерес как пример интерпретации результатов детального изучения чисто седиментологических характеристик разрезов применительно к решению проблемы реконструкции динамики формирования бассейновых впадин и процесса их заполнения.

БАСЕЙН ЁНДОНГ

Бассейн Ёндонг, располагающийся в зоне разломов Кванджу-Ёндонг, вытянут в северо-восточном направлении на 45 км при ширине 8-10 км (рис.3). Он представляет собой грабен [20, 24] или полуграбен [16], юго-восточной границей которого является разлом Ёндонг. Вдоль северо-западной границы бассейна также предполагается существование разлома [20, 24], однако отчетливо проявленных сместителей здесь пока не обнаружено.

Меловые осадочные, в меньшей мере вулканогенные породы образуют асимметричную синклиналь, ось которой вытянута вдоль бассейна ближе к юго-восточной его части и почти на всем своем протяжении довольно круто (до 45°) погружается в северо-восточном направлении (рис. 4). Залегание слоев в краевой части бассейна обычно крутое (40-70°), а ближе к осевой его части – более пологое (25-40°).

Стратиграфия и фации

Бассейн Ёндонг выполнен терригенными, в значительно меньшей степени вулканогенными породами, среди которых доминируют конгломераты, брекчии, гравелиты, песчаники с гальками и гравием, составляющие до 60% объема пород бассейна [20-24]. Эти породы располагаются вдоль краевых частей бассейна, в то время как осевая его часть выполнена преимущественно более тонкообломочным материалом – песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами. Литологические границы часто секутся возрастными, что хорошо видно при сравнении рисунков 3 и 4. Это означает, что, перемещаясь вдоль пласта, например, от юго-восточного края бассейна к его осевой части, мы будем наблюдать переход от валунных конгломератов до песчаников и сланцев. В зонах перехода обычно наблюдаются часто чередующиеся грубообломочные и тонкообломочные породы [24]. Показанные на геологической карте аллоформации (рис. 3) представляют собой, таким образом, однородные по составу геологические тела, связанные друг с другом, большей частью, фаціальными переходами и лишь иногда – полностью или частично перекрывающие друг друга [16]. Разрезы грубообломочных пород краевых частей бассейна представлены отложениями дебризных потоков и аллювиальных фанов. В осевой части распространены преимущественно флювиальные и озерные отложения. По ориентировкам боковых фанов и русловых фаций в осевой части бассейна уверенно реконструируется положение русла и отдельных притоков палеореки, которая протекала вдоль бассейна ближе к его юго-восточному краю [22, 24]. При этом фаны юго-восточного обрамления бассейна имеют радиусы менее 1 км и образованы отложениями проксимальных дебризных потоков, в то время, как радиу-

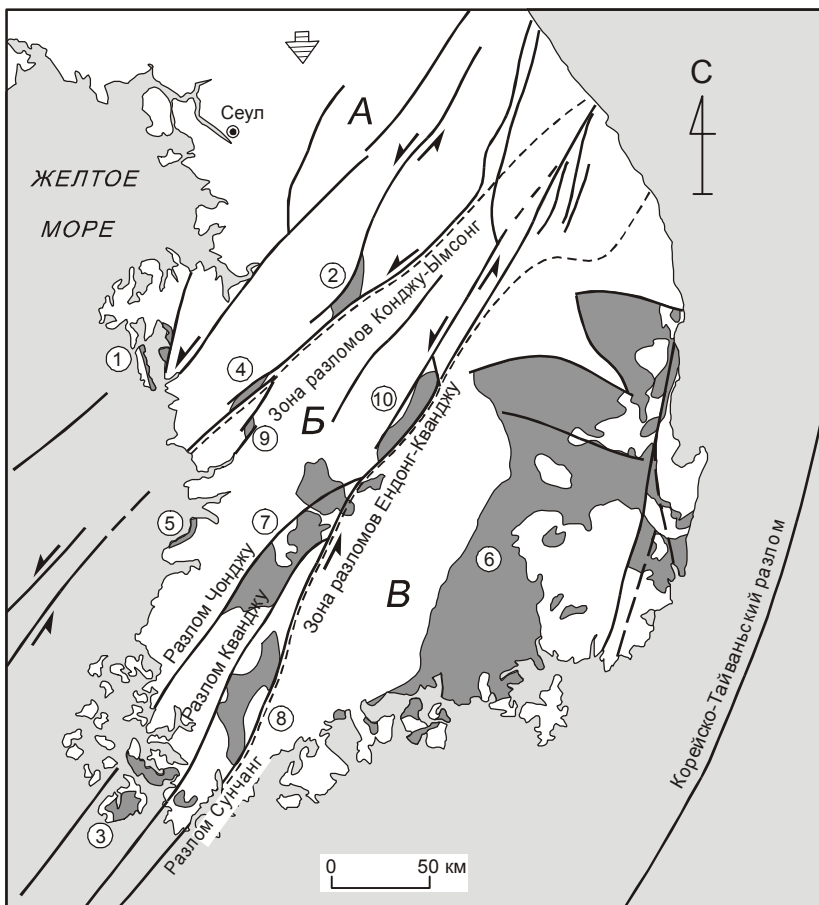


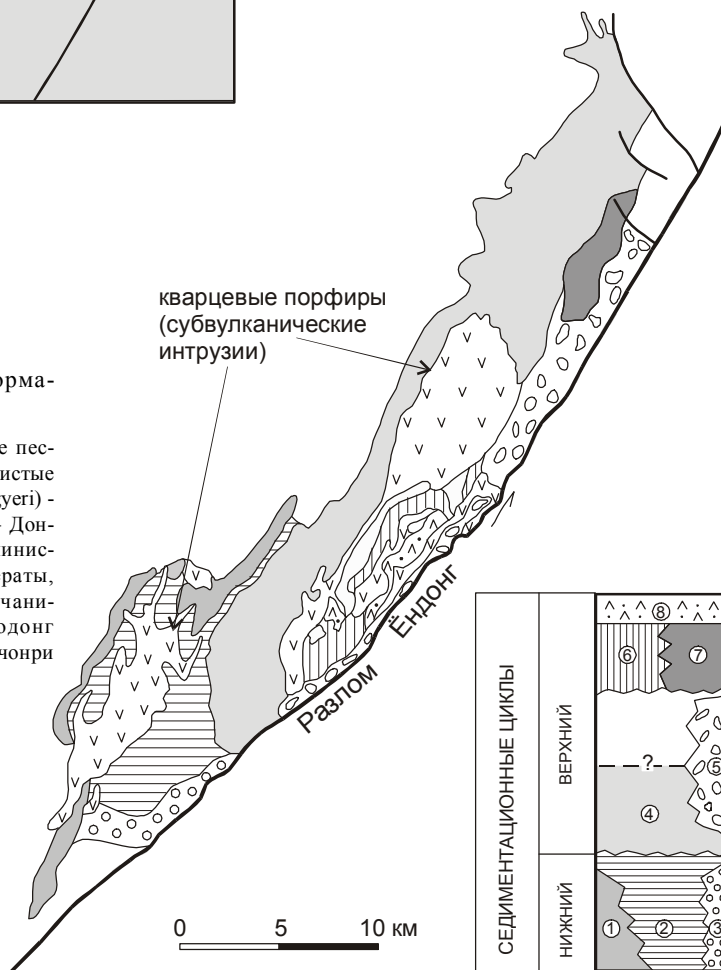
Рис. 2. Меловые разломы и эпиконтинентальные бассейны Корейского полуострова. По [12], с дополнениями.

Бассейны: 1 – Чонсу, 2 – Ымсонг, 3 – Хенан, 4 – Конджу, 5 – Кекпо, 6 – Кенсан, 7 – Муджен-Джинан, 8 – Нюнджи, 9 – Пуйо. 10 – Ёндонг.

Пунктиром показаны границы домеловых террейнов: А – массив Кенги, Б – складчатый пояс Окчхон, В – массив Ренгнам.

Рис. 3. Геологическая карта и корреляция аллоформаций бассейна Ёндонг. По [16], модифицировано.

Аллоформации: 1 – Гаггери (Gaggyeri) – конгломераты, реже песчаники и глинистые сланцы; 2 – Гадонгри (Gadongri) – глинистые сланцы, реже песчаники и конгломераты; 3 – Мангери (Mangyeri) – конгломераты, конглобрекчии, брекчии, редко песчаники; 4 – Донгдженгри (Dongjeongri) – песчаники, конгломераты, реже глинистые сланцы; 5 – Мёнгюндонг (Myongyundong) – конгломераты, брекчии, редко песчаники; 6 – Бекмасан (Baekmasan) – песчаники, редко конгломераты и глинистые сланцы; 7 – Сонюдонг (Sonyudong) – песчаники, редко глинистые сланцы; 8 – Вончонри (Wonchongri) – туфопесчаники, туфы дацитов.



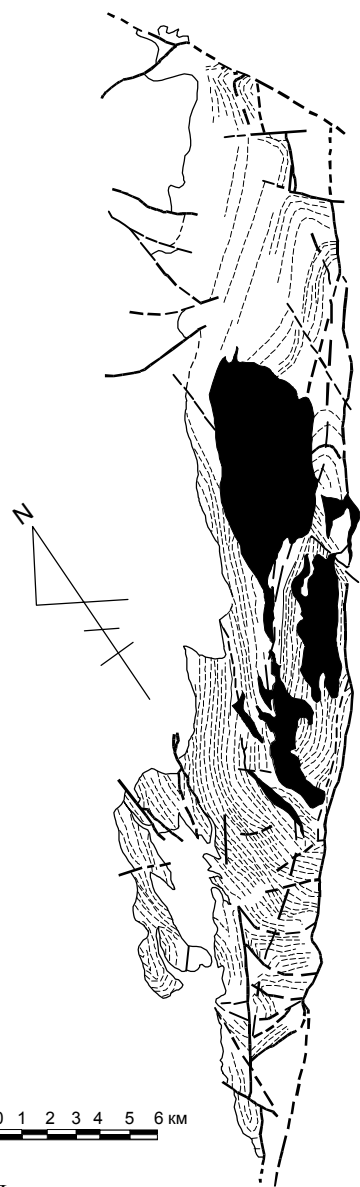


Рис. 4. Простираения слоистости отложений бассейна Ёндонг (по [16]).

сы фанов северо-западной части бассейна превышают 2 км и представлены они отложениями систем ветвящихся потоков, обладавших значительно меньшей (чем у юго-восточного края бассейна) энергией. Обломочный материал поступал как с северо-запада, так и с юго-востока относительно оси бассейна, что установлено измерениями ориентировок уплощенных галек, “черепитчато” перекрывающих друг друга, знаков ряби и косой слоистости, а также следов микрорусел, сохранившихся на поверхностях пластов в виде желобков (рис. 5). Судя по составу галек и валунов, дренажная система северо-западной части бассейна занимала более значительную площадь (что фиксируется богатым спектром пород, включающих разнообразные граниты, гнейсы, кварциты,

метапесчаники, филлиты и известняки), чем площадь, поставлявшая гальки и валуны для конгломератов и брекчий юго-восточной полосы. Последние образованы “местными” гранитами, гнейсами и метаморфическими сланцами.

Данные о распределении фаций в поперечном направлении свидетельствуют о двух важных вещах: во-первых, седиментация в бассейне контролировалась боковыми разломами; во-вторых, вдоль юго-восточного разлома прогибание происходило с большей активностью, чем вдоль северо-западного.

В продольном направлении бассейна выделяется два седиментационных цикла, перекрывающих друг друга (рис. 5).

Породы нижнего цикла заполняют юго-западную четверть бассейна. Матрикс конгломератов и гравелитов, а также тонкообломочные породы окрашены преимущественно в зеленовато-серый и темно-серый цвета; в северо-западной части бассейна отмечены также красно-коричневые песчаники. Озерные отложения осевой части бассейна представлены здесь темно-серыми глинистыми сланцами с прослоями песчаников, содержащими известковые линзы и конкреции, отпечатки флоры, остатки харофитов и остракод. Здесь обычны трещины усыхания, знаки ряби и следы капель дождя, что свидетельствует об относительно мелководной обстановке в пределах небольшого озера.

Породы верхнего седиментационного цикла выполняют остальные три четверти бассейна. Для этих отложений характерна ярко выраженная ритмичность с постепенными переходами в пределах ритмов от конгломератов (либо песчаников в верхней части разреза) до глинистых сланцев. Базальные грубообломочные породы в этом случае прослежены непрерывной полосой поперек бассейна. В краевых частях бассейна они с ясно выраженным несогласием перекрывают породы как нижнего седиментационного цикла, так и домелового фундамента. Ближе к осевой части бассейна наблюдаются достаточно постепенные переходы от глинистых пород нижнего цикла к грубообломочным породам верхнего или в переходной зоне обнаруживается несколько ритмо-слоев, содержащих конгломераты, песчаники и глинистые сланцы.

Песчаники, алевролиты и глинистые сланцы, а также матрикс конгломератов верхнего седиментационного цикла окрашены чаще в красно-коричневый и пурпурно-красный цвета. Поступление обломочного материала происходило, как и при накоплении предшествовавшего цикла, как с северо-запада, так и с юго-востока (рис. 5). Однако, кроме перечисленных выше пород фундамента, в гальках и валунах (часто совершенно неокатанных) в том или ином количестве присутствуют зеленовато-серые или пурпурно-крас-

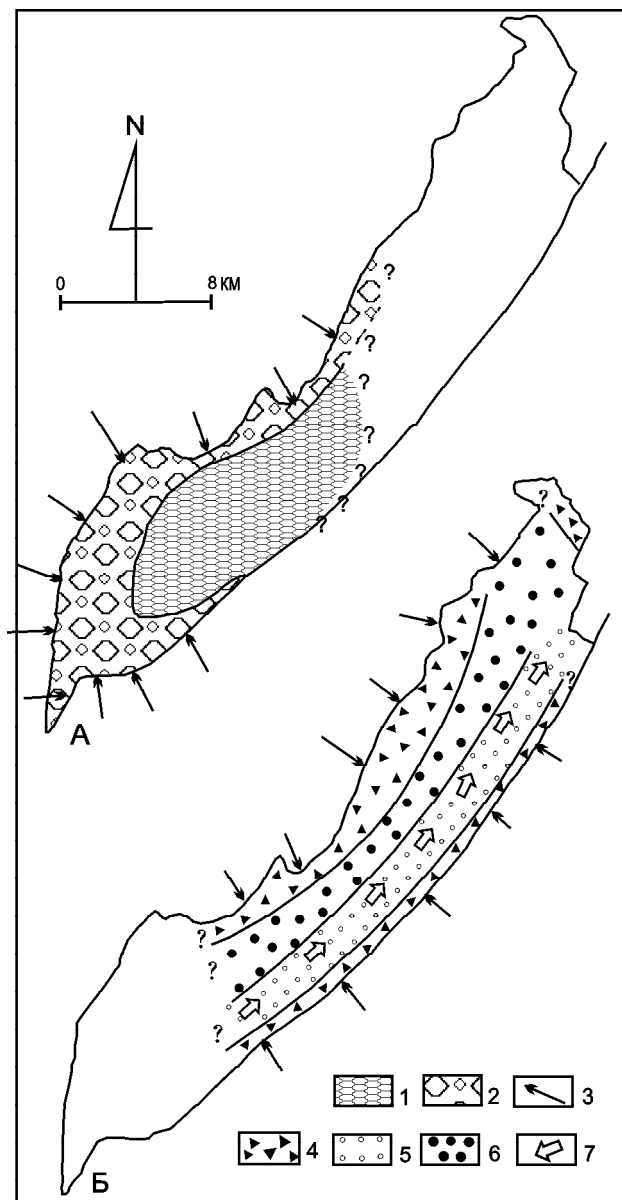


Рис. 5. Схема распространения фаций бассейна Ёндонг. По [24].

1 – 2 – группы фаций нижнего седиментационного цикла: 1 – фации озерных черных глинистых сланцев; 2 – фации аллювиальных конгломератов; 3 – направления палеотечений; 4 – 6 – группы фаций верхнего седиментационного цикла: 4 – фации аллювиальных конгломератов, 5 – фации флювиальных песчаников, конгломератов, глинистых сланцев; 6 – фации аллювиальных песчаников и сланцев; 7 – направления течения главного русла палеореки.

ные глинистые сланцы, алевролиты и песчаники, а также гравелиты и конгломераты, т.е. породы внутри-бассейнового происхождения. Можно предполагать, таким образом, что к началу накопления разреза верхнего цикла в юго-западной части бассейна седиментация прекратилась и этот район, являясь областью

размыва, испытал даже некоторое воздымание. По-видимому, таким образом осуществлялась миграция депоцентра бассейна в северо-восточном направлении, вдоль простирания бассейна.

Верхняя часть стратиграфического разреза верхнего цикла обнажена в локальных участках северо-восточной приосевой части бассейна и представлена преимущественно песчанниковой толщей (песчаники иногда с примесью гравия) с прослоями алевролитов и глинистых сланцев флювиальных и озерных фаций. Здесь, как и в кровле нижнего седиментационного цикла, отмечены знаки ряби, трещины усыхания, известковистые стяжения, остатки флоры, остракод и харофитов.

Разрез бассейна завершается толщей туфов и туфопесчаников, прорванной субвулканическими интрузиями кварцевых порфиров.

Определение мощностей как отдельных стратиграфических подразделений, так и всего разреза при всей детальной изученности бассейна представляет собой не решенную до конца задачу. Это связано как с наличием сложных фациальных взаимопереходов, так и со спецификой бассейна, заключающейся в миграции депоцентра седиментации. Суммарная мощность наблюдаемой на поверхности последовательности слоев насчитывает около 8 км, а глубина бассейновой впадины, по данным гравirazведки, не превышает 1,5 км [19]. Эта цифра представляется все-таки явно заниженной, и для её объяснения идеи о миграции депоцентра вдоль бассейна, как нам представляется, недостаточно. Вероятно, требует пересмотра петроплотностная модель, использованная Б.Д.Квоном и К.Д.Кимом [19] при интерпретации гравитационного поля.

Возраст отложений бассейна

Изучение флористических остатков, собранных из тонкообломочных пород флювиальных и озерных фаций, показало, что отложения нижнего седиментационного цикла могут быть датированы неокомом (валанжином-готеривом), а верхнего – аптом-альбом. Некоторая расплывчатость датировок связана с ограниченностью видового состава флоры [9,10].

Постседиментационные деформации

Постседиментационные деформации наиболее интенсивны в юго-восточной краевой части бассейна. Здесь, в зоне влияния разлома Ёндонг в той или иной мере катаклазированные раннемеловые породы бассейна имеют обычно крутое (до вертикального), а иногда и опрокинутое залегание. Отдельные сместители разлома нередко косо или даже под прямым углом срезают пласты раннемеловых пород бассейна.

Формирование синклинальной структуры бассейна в целом также связано, по-видимому, с активностью краевых разломов. Примечательно, что ось синклинали унаследовала ось наибольшего прогиба бассейна в процессе седиментации (рис. 4, 5). Значительная деформированность краевых частей бассейна относительно его осевой части связана, по-видимому, с близостью к материнским разломам. Можно предполагать также, что формирование этой синклинали выразилось в том, что стали более крутыми первичные наклоны слоев (вниз по течению палеореки и впадающих в нее ручьев и дебризных потоков).

Модель формирования

Приуроченность грубообломочных пород преимущественно к краевым частям бассейна свидетельствует о том, что седиментация контролировалась активностью разломов, ограничивавших бассейн с юго-востока и северо-запада. Миграция депоцентров вдоль разлома указывает на то, что при этом имела место сдвиговая компонента движений (кроме, разумеется, сбросовой). Эти данные, а также геометрия бассейна, имеющего ясно выраженную ромбовидную форму, позволяют использовать широко распространенную модель формирования бассейна в процессе роста навстречу друг другу двух несоосных сдвигов [29] (рис. 6). Бассейн Ёндонг в этом отношении является типичным “pull-apart basin”, т.е. аналогом кайнозойского бассейна Долины Смерти в Калифорнии [6], позднеюрского-раннемелового бассейна Сория в Испании [14], девонского бассейна Хорнелен в Норвегии [31] и др. Главные признаки такого типа бассейнов сводятся к следующему [24, 29]:

1. Приуроченность к грабенам или полуграбенам, ограниченным субвертикальными разломами с конседиментационной сдвиговой компонентой перемещений.

2. Ромбовидные очертания.

3. Контролирующая роль перемещений вдоль зон “материнских” разломов в процессе заполнения впадин, что выражается в характерном распределении литофаций: грубообломочные породы фаций дебризных потоков и аллювиальных фанов занимают краевые приразломные участки бассейнов, в то время как относительно дистальные флювиально-озерные фации заполняют их центральные части. С этим связана быстрая смена фаций в поперечном и умеренная – в продольном направлениях.

4. Миграция депоцентров вдоль “материнских” разломов, в связи с чем заполнение бассейнов происходит в течение двух и более седиментационных циклов.

5. Лавинный характер седиментации.

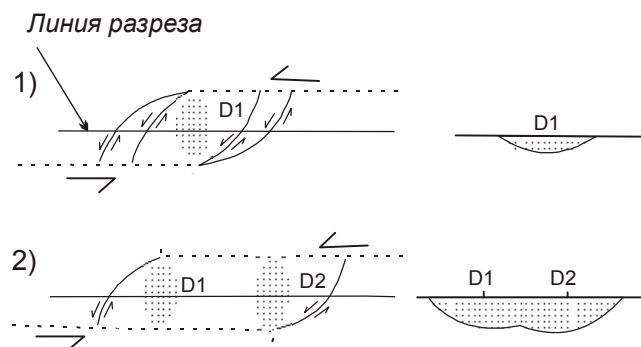


Рис. 6. Схема развития бассейна в процессе роста навстречу друг другу двух несоосных сдвигов, по [29]. Точечным крапом обозначены депоцентры седиментации.

Остальные бассейны, приуроченные к зонам разломов Конджу-Ымсонг и Кванджу-Ёндонг

Эти бассейны формировались близко-одновременно и в той или иной мере обнаруживают сходство с описанным выше бассейном Ёндонг. Все они располагаются в грабенах, ограниченных крутопадающими разломами северо-восточного простирания, движения по которым контролировали процесс внутрибассейновой седиментации, и характеризуются значительными мощностями отложений [12]. Даже такой маленький бассейн, как Пуйо (площадью около 30 кв. км), заполнен отложениями аллювиальных фанов и флювиально-озерными отложениями мощностью не менее 2,5 км [18]. Относительно небольшие по площади бассейны (Пуйо, Конджу, Чонсу, Кекпо и Хенан, см. рис. 2), заполнялись, по-видимому, в течение одного седиментационного цикла [11-13, 25, 26, 30]. Бассейны, расположенные у западного и юго-западного побережья полуострова (Чонсу, Кекпо, Нынджу и Хенан, см. рис. 2), образованы преимущественно вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами, сопоставляемыми с верхними уровнями разреза впадины Ёндонг [11-13]. Относительно крупные, близкие по размеру впадине Ёндонг, бассейны Ымсонг и Муджи-Джинан (рис. 2) заполнялись в течение не менее чем двух седиментационных циклов, и для них установлена миграция депоцентров по простиранию бассейнов [19, 30, 35]. В разрезах верхних седиментационных циклов здесь также установлено появление пачек вулканогенных пород. В бассейне Ымсонг тонкообломочные породы озерных фаций, завершающие разрез нижнего седиментационного цикла, датированы по остаткам флоры и фауны эстерий готеривом-барремом, а по харофитам – готеривом-аптом [8].

ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Сдвиговые перемещения и эволюция бассейнов Юго-Восточной Кореи

Формирование меловых эпиконтинентальных бассейнов юго-восточной части Корейского полуострова тесно связано, таким образом, с латеральными перемещениями вдоль левых сдвигов северо-восточного простирания, принадлежащих системе Тан-Лу. Существует, вероятно, значимая корреляция между интенсивностью погружения бассейновых впадин и активностью материнских разломов. Соответственно, появляется возможность датировать эпизоды активизации перемещений как вдоль конкретных разломов, так и для всей системы в целом.

Зарождение относительно крупных бассейновых впадин (Ымсонг, Ёндонг и, возможно, Конджу) происходило практически одновременно в готериве. Важно отметить, что готеривское время соответствует началу значительной тектонической перестройки восточной окраины Азии. В этот период (точнее, с верхней половины готерива) происходит смена направления движения прилегающей части океанической плиты Изанаги от северо-западного до почти меридионального и возрастание скорости этих движений от 5,3 до 30 см/год [3]. Результатом явилось прекращение субдукции и господство на интересующем нас участке зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану режима трансформной окраины [3, 5]. Этим временем датируется начало главных левых перемещений вдоль системы разломов Тан-Лу [10], а в пределах участков синсдвигового скупивания – формирование комплекса высокоглиноземистых гранитов коллизионного типа (хунгарийский комплекс Северного Сихотэ-Алиня) [5]. В раннемеловых террейнах, формировавшихся на океанической коре вдоль континентальной окраины, этот отрезок времени характеризуется резким изменением режима седиментации [2].

Апт-альбские формации (отложения верхнего седиментационного цикла бассейна Ёндонг и их аналоги в остальных бассейнах региона) формировались в процессе следующего импульса леволатеральных перемещений вдоль материнских разломов, чем обусловлены перемещения депоцентров седиментации вдоль разломов, формирование внутрибассейновых несогласий. Вероятно, с эпизодами особенной активизации перемещений связаны проявления внутрибассейнового вулканизма – в этот период практически каждый из описанных бассейнов являлся вулканическим центром. Этой фазе перемещений соответствует зарождение большей части мелких бассейнов района (Пуйо и др). Апт-альбский импульс левосдвиговых перемещений, ясно проявленный, таким образом, в процессе формирования бассейнов

Юго-Восточной Кореи, в Сихотэ-Алине проявлен в виде внутрибассейновых размывов (Раздольненский и Партизанско-Суходольский бассейны юга Приморья); к этому же времени относится начало формирования Алчанского бассейна, выполненного преимущественно вулканитами [5].

Вероятные амплитуды левых перемещений вдоль зон разломов Конджу-Ымсонг и Кванджу-Ёндонг

В целом же зоны разломов Конджу-Ымсонг и Кванджу-Ёндонг с их многочисленными резкими сменами простираний и разветвлениями не выглядят хорошо проработанными крупными сдвигами, какими являются, например, Центральный Сихотэ-Алинский разлом в Сихотэ-Алине, да и другие крупные разломы системы Тан-Лу. Вопрос об амплитудах левых перемещений вдоль зон разломов Конджу-Ымсонг и Кванджу-Ёндонг остается до настоящего времени открытым. Каких-либо значимых разобщений вдоль зон этих разломов на геологических картах не отмечено, а главные их ветви не доведены до юго-западного побережья Японского моря [14]. Зона разлома Конджу-Ымсонг вообще представляет собой серию отрезков, слабо увязанных между собой. С учетом миграции депоцентра седиментации бассейна Ёндонг, амплитуда раннемеловых синсдвиговых левых перемещений вдоль разлома Кванджу-Ёндонг не должна превышать длину этого бассейна, т.е. 45 километров. Создается впечатление, что в раннемеловое время происходило лишь зарождение сдвиговых зон и до настоящего времени они сохранились в “недоразвитом” виде, т.е. в виде систем эшелонированных сколов. На определенной стадии эти сколы, представляющие собой малоамплитудные сдвиги северо-восточного простирания, в целом не соосные друг другу, соединялись сбросами (или сдвиго-сбросами) северо-западного или меридионального простирания. Продолжение левых перемещений по этим сколам привело к формированию систем ромбовидных зияющих впадин, быстро заполнявшихся обломочным материалом. Во многих бассейнах, приуроченных к зонам Конджу-Ымсонг и Кванджу-Ёндонг, постседиментационные деформации проявлены слабо, а некоторые из этих бассейнов (Ымсонг, Пуйо, см. рис. 2) полностью сохранили первоначальные ромбовидные очертания.

Соответственно, зоны разломов Конджу-Ымсонг и Кванджу-Ёндонг вряд ли представляют собой прямые продолжения крупных левых сдвигов Сихотэ-Алиня – Арсеньевского и Центрального Сихотэ-Алинского разломов, как это можно предположить, глядя на схему главных разломов системы Тан-Лу (см. рис. 1). В меловое время крупномасштабные левые перемещения в районе Корейского полуострова

происходили, по-видимому, главным образом лишь вдоль Корейско-Тайваньского разлома. Этот вывод может оказаться важным для реконструкции положения террейнов до главных перемещений вдоль системы сдвигов Тан-Лу.

Геодинамические обстановки в процессе формирования меловых комплексов Юго-Восточной Кореи

По мнению С.С. Чуна и С.К. Чуга [12] для раннемелового времени рассматриваемой части восточной окраины Азии следует предполагать существование режима косо́й субдукции, когда поддвиг океанической плиты под континент сопровождается значительной левосдвиговой компонентой. Однако каких-либо доказательств существования раннемеловой субдукции, хотя бы в редуцированном виде, в данном регионе пока не обнаружено. Петрохимия внутрибассейновых вулканитов, особенно характерных для верхней половины раннемеловых разрезов эпиконтинентальных бассейнов как Юго-Восточной Кореи, так и более северных районов Западного Сихотэ-Алиня, пока недостаточно изучены. По имеющимся данным, химические и геохимические характеристики раннемеловых вулканитов системы сдвигов Тан-Лу отвечают внутриплитовой геодинамической обстановке [28]. Совершенно иначе дело обстоит с позднемеловыми вулканитами группы Юочон юго-восточного побережья Корейского полуострова, которые, судя по их петрохимическим характеристикам, являются заведомо надсубдукционными [17]. Этот комплекс залегает со значительным несогласием на раннемеловых и более древних образованиях и является аналогом также надсубдукционных вулканитов Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса [5]. Формирование позднемеловых вулканитов происходило в условиях очередной смены направления движения плиты Иванаги (от почти меридионального до северо-западного [3]) и возобновления, в связи с этим, процесса субдукции.

Меловые комплексы Юго-Восточной Кореи формировались, таким образом, в условиях двух резко различных геодинамических обстановок: трансформной окраины (ранний мел) и субдукционной (поздний мел).

Исследования выполнены при поддержке Корейского Фонда научных исследований (KRF-99-015-D10109), а также РФФИ, грант № 98-05-65343.

ЛИТЕРАТУРА

1. Буряк В.А. Тектонофизические условия заложения и развития нефтегазоносных прогибов // Нефтегазоносность юга Дальнего Востока и сопредельных регионов (Сопоставительный анализ) / ИКАРП ДВО РАН, ДВИМС и Роскомнедра 1998. С. 32-53.
2. Голозубов В.В., Ханчук А.И. Таухинский и Журавлевский террейны (Южный Сихотэ-Алинь) – фрагменты раннемеловой окраины Азии // Тихоокеан. геология. 1995. № 2. С. 13-25.
3. Кириллова Г.Л. Корреляция меловых событий на Востоке России с глобальными событиями // Тихоокеан. геология. 1997. № 6. С. 3-20.
4. Уткин В.П. Геодинамические условия формирования окраинно-континентальных вулканических поясов // Вулканические пояса Востока Азии. М.: Наука, 1984. С. 328-352.
5. Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Д., Голозубов В.В., Гонохова Н.Г. Геология и полезные ископаемые Приморского края. Владивосток: Дальнаука, 1995. 82 с.
6. Burchfiel В.С. and Stewart J.H. "Pull-Apart" Origin of the Central Segment of Death Valley, California // Geological Society of America Bulletin. 1966.V. 77. P. 439-442.
7. Chen P. Timing of displacement along Tancheng-Lujiang Fault Zone and the migration of Late Mesozoic volcanism in Eastern China / Xu J. (ed.) Tancheng-Lujiang Wrench Fault System. John Wiley & Sons Ltd., 1993. P. 105-113.
8. Choi S.J., Kim B.C., Chun H.Y. and Kim Y.B. Charophytes from the Chopyeong Formation (Cretaceous) on the Eumsung Basin, Korea // Jour. Geol. Soc. Korea. 1995. V. 31. P. 523-528.
9. Chun H.Y., Um S.N., Choi S.J., Kim Y.B., Kim B.C. and Choi Y.S. The Study on the Organic Remains of the Separated Sedimentary Basins in Korea. KIGAM Report, 1990. 288 p.
10. Chun H.Y., Um S.N., Choi S.J., Kim Y.B., Kim B.C. and Choi Y.S. Fossil Floral and Faunal Assemblage and Paleoenvironmental Modelling Study on the Cretaceous Sedimentary Basins Scattered in/near the Ogcheon Belt. KIGAM Report, 1993. 122 pp.
11. Chun S.S. Sedimentary Process, Depositional Environments and Tectonic Setting of the Cretaceous Uhangri Formation, Southwest Korea. Ph.D. thesis, Seoul National University, 1989. 328 p.
12. Chun S.S. and Chough S.K. Tectonic History of Cretaceous sedimentary basins in the southwestern Korean Peninsula and Yellow Sea / S.K.Chough (ed.), The Sedimentary basins in the Korean Peninsula and adjacent seas. Spec. Publ. Korean Sedim. Research Group (KSRG), Harnlimwon Publ. 1992. P.60-76.
13. Chung G.S. and Song M.Y. Structure and physical property of the midwest crust of Korea: Evolution of sedimentary sequences in the Chonsu Basin of the west coast // Jour. Korean Earth Sci. Soc. 1994. V. 15. P. 470-484.
14. Geological Map of Korea. Scale 1 : 1 000 000. Korea Institute of Geology, Mining & Materials (KIGAM). 1995.
15. Guiraud, M. and Seguret, M. A releasing solitary overstep model for the Late Jurassic-Early Cretaceous (Wealdian) Soria strike-slip basin (Northern Spain) / Biddle K.T. and Christie-Blick N. (Eds) // Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists, Spec. Publs. 1985. V. 37. P. 159-175.
16. Kim B.C. Sequential Development of Depositional Systems in a Strike-Slip Basin: Southern Part of the Cretaceous Youngdong Basin, Korea. Ph.D. thesis, Yonsei University, 1996. 282 pp.
17. Kim K.H. and Lee J.S. Petrochemical Studies of the Cretaceous Volcanic Rocks from the Kyeongsang

- Sedimentary Basin // Jour. Geol. Soc. Korea. 1993. V. 29. P. 84-96.
18. Kim J.H., Lee J.Y. and Kee W.S. Structural Evolution of the Cretaceous Puyo Basin // Korea. Jour. Geol. Soc. Korea. 1994. V. 30. P. 182-192.
 19. Kwon B.D. and Kim K.J. Gravity and Magnetic Interpretation of Youngdong Basin Korea. (abs.) Fourth Int. Sym. and Field Excursion of IGCP 321, Seoul, Korea. 1994. 61 p.
 20. Lee D.W. Sedimentation and Tectonic Evolution of the Cretaceous Yongdong Basin, Korea. Ph.D. thesis, Korea University, 1990. 273 p.
 21. Lee D.W., Chi J.H. and Choh S.J. Depositional environments of Northern part of the Cretaceous Yongdong basin, Korea // S.K. Chough (ed.), The Sedimentary basins in the Korean Peninsula and adjacent seas. Spec. Publ. Korean Sedim. Research Group (KSRG), Harnlimwon Publ. 1992. P.168-181.
 22. Lee D.W., Chi J.H. and Lee K.S. Stratigraphy of the strike-slip fault-controlled Yongdong Basin, Korea: A genetic study in the northern part of the basin // Jour. Geol. Soc. Korea. 1991. V. 27. P. 246-258.
 23. Lee D.W. and Paik K.H. Sedimentological characteristics along Yongdong Basin // Jour. Geol. Soc. Korea. 1989. V.25. P. 259-272.
 24. Lee D.W. and Paik K.H. Evolution of strike-slip fault-controlled Cretaceous Yongdong Basin, South Korea: signs of strike-slip tectonics during infilling // Jour. Geol. Soc. Korea. 1990. V. 26. P. 257-276.
 25. Lee J.Y. Structural evolution of the Gongju Basin (in Korean). Ph.D. thesis, Seoul National University, 1990. 219 pp.
 26. Lee Y.U. Stratigraphy, Depositional Environments and Evolution of the Cretaceous Chinan Basin. Ph.D. thesis, Seoul National University, 1992. 287 p.
 27. Reading H.G. Characteristics and recognition of strike-slip fault system // Sedimentation in Oblique-Slip Mobile Zone, Int. Assoc. Sedimentologists, Spec. Pubs. 1980. V. 4. P. 7-26.
 28. Ren Q., Qiu J., Wang D., Xie X., and Yang R. Metallogenic Series Associated with Volcanic Activities in the Mesozoic Shoshonite Province, Eastern China // Proceeding of the 29th International Geological Congress, 1992. Resource Geology Special Issue. 1993. N 15. P. 309-316.
 29. Rodgers D.A. Analysis of pull-apart basin sedimentation produced by an echelon strike-slip faults // Sedimentation in Oblique-slip Mobile Zone, Int. Assoc. Sedimentologists, Spec. Pubs. 1980. V. 4. P. 27-46.
 30. Song M.Y., Lee C.Z and Lee J.R. Integrated Geotectonic Study on the Mesozoic Sedimentary Basins in Umsong-Jeunpyeong and Kongju Area (I. Umsong-Jeunpyeong) // Jour. Korean Earth Science Society, 11(1). P. 1-12.
 31. Steel R.J. and Gloppen T.G. Late Caledonian (Devonian) basin formation, western Norway: signs of strike-slip tectonics during infilling // Sedimentation in Oblique-slip Mobile Zones, Int. Assoc. Sedimentologists. Spec. Pubs. 1980. V. 4. P. 79-103.
 32. Utkin V.P. Wrench fault of Sikhote-Alin and Accretionary and Destructive Types of Fault Dislocation in the Asia-Pacific Transition Zone // Tancheng-Lujiang Wrench Fault System / Xu J. (editor). John Wiley & Sons. 1993. 188 p.
 33. Worrall D.M., Kruglyak V., Kunst F. and Kuznetsov V. Tertiary tectonics of the Sea of Okhotsk, Russia: Far-field effects of the India-Eurasia collision // Tectonics. 1996. V. 15, N 4. P. 813-826.
 34. Xu J. Basic characteristics and tectonic evolution of the Tancheng-Lujiang Wrench Fault System // Tancheng-Lujiang Wrench Fault System / Xu J. (ed.). John Wiley & Sons. 1993. P. 17-51.
 35. Yang W.H. and Chough S.K. Fluvial and alluvial fans in the Cretaceous Eumseong Basin (abs.). Annual meeting of Geological Soc. Korea. 1994.

Поступила в редакцию 15 сентября 1999 г.

Рекомендована к печати А.П.Сорокиным

Dong Wu Lee, V.V. Golozoubov, Byung Su Lee

Cretaceous pull-apart basins of South-East Korea: stratigraphy, facies, formation mechanism

In the southeastern Korean Peninsula, a series of epicontinental basins of the Hauterivian-Albian age occur along the Konju-Ymsong and Kwanju-Endong left-lateral strike-slip zones. Judging from their geometry and facies distribution, they are typical pull-apart basins. The formation of the Cretaceous basins of Southeast Korea is closely related to the episodes of left-lateral strike-slip displacement activity along the Tan-Lu fault system. As a whole, the environment of the transform margin is reconstructed for the Early Cretaceous in this area of the East Asian margin.

НОВЫЙ РАЗРЕЗ ВЕРХНЕГО МЕЛА НА СЕВЕРНОМ САХАЛИНЕ

Б. А. Сальников, Л. П. Иваньшина, Н. Б. Сальникова, Т. В. Туренко

ОАО «Роснефть-Сахалинморнефтегаз», г. Оха

Описан непрерывный мощный (2400 м) разрез меловых отложений, вскрытый параметрической скважиной на севере о. Сахалин. Изучены вещественный состав и физпараметры пород, остатки моллюсков и фораминифер. Разрез сопоставлен с другими разрезами сенона на Сахалине, Камчатке и в Корякском нагорье.

Ключевые слова: параметрическая скважина, керн, вещественный состав, фауна, верхний мел, Сахалин.

ВВЕДЕНИЕ

В 1993 году в Ногликском районе Сахалина была пробурена Северо-Бауринская параметрическая скважина № 2, которая под кайнозоем вскрыла новый разрез сенонских отложений. Изучение материалов бурения позволило уточнить общую последовательность слоев верхнего мела на восточном побережье Северного Сахалина, некоторые особенности геологической истории региона в позднемеловую эпоху и оценку нефтегазоносности меловых отложений.

В разрезе верхнемеловых отложений различаются две толщи: от забоя (3714 м) до 2380 м – существенно глинистая и от 2380 до 1300 м – существенно песчаная, распадающиеся на пачки: три – в нижней и четыре – в верхней (рис.).

Нижняя, глинистая толща в этом районе известна по данным бурения на Чемернинской площади, где к ней относится весь вскрытый разрез мела, и по Катанглийской параметрической скважине № 700, в которой глинистые породы преобладают ниже глубины 2933 м [1, 2]. Верхняя, песчаная толща также уже вскрывалась, в скважине № 700 Катангли. Здесь она распространена в интервале от 2933 м до контакта с палеогеном (2700 м).

Предшественниками Н.В. Лушниковым, И.А. Тепловым и А.С. Владимировым на основе сопоставления Катанглийского разреза с разрезами мела Западно-Сахалинских гор нижняя толща была названа жонкьерской, а верхняя – красноярковской свитой. Основанием для этого послужило литологическое сходство отложений, а также находки в нижней толще иноцерамов, в том числе радиально-ребристых, среди которых были определены *Inoceramus cf. orientalis* Sok. и *I. cf. schmidti* Mich.

Обработка палеонтологического материала по Северо-Бауринской параметрической скважине (см. ниже) показала, что ни в нижней, ни в верхней

толще нет остатков иноцерамов, которых можно было бы с уверенностью отнести к видам, в частности, к *Inoceramus schmidti* Mich., встречающимся только в красноярковской свите Западного Сахалина. Лишь в одном интервале керна (1589-1596 м) найден один экземпляр иноцерама, определенного как *Inoceramus ex gr. schmidti* Mich. Фораминиферы, обнаруженные в разрезе, также не позволяют провести эту границу, поскольку ассоциацию составляют виды сантон-кампанского возраста, входящие в известный в верхнебыковских и жонкьерских отложениях комплекс с *Quadrimorphina allomorphinoides*, *Fronicularia stratula*, но не содержащие видов-индексов. Имеющиеся палинологические данные указывают на сенонский возраст.

Таким образом, корреляция северобауринского разреза с западно-сахалинским в настоящее время не может считаться надежной, а следовательно недостаточно обосновано и выделение здесь западно-сахалинских свит.

Большее сходство наблюдается между северобауринским и охинским разрезами верхнего мела.

Как известно, в Охинском районе изученный разрез верхов мела также представлен двумя литологическими комплексами: нижним – терригенным глинистым и верхним – вулканогенно-терригенным песчаным. Первый вскрыт и изучен в Полянской параметрической скважине [5], второй – в ряде охинских и на месторождении Колендо [1,3].

Кроме этих двух толщ, общность которых с северобауринскими очевидна, в охинском разрезе бурением изучены, по-видимому, более древние отложения (угленосная троптунская толща и подстилающие ее песчаники предположительно славянской свиты на площади Троптун [1]) и более молодые меловые отложения (средне-основные и более кислые эффузивы и их туфы, перекрывающие толщу туфо-песчаников в нескольких скважинах).

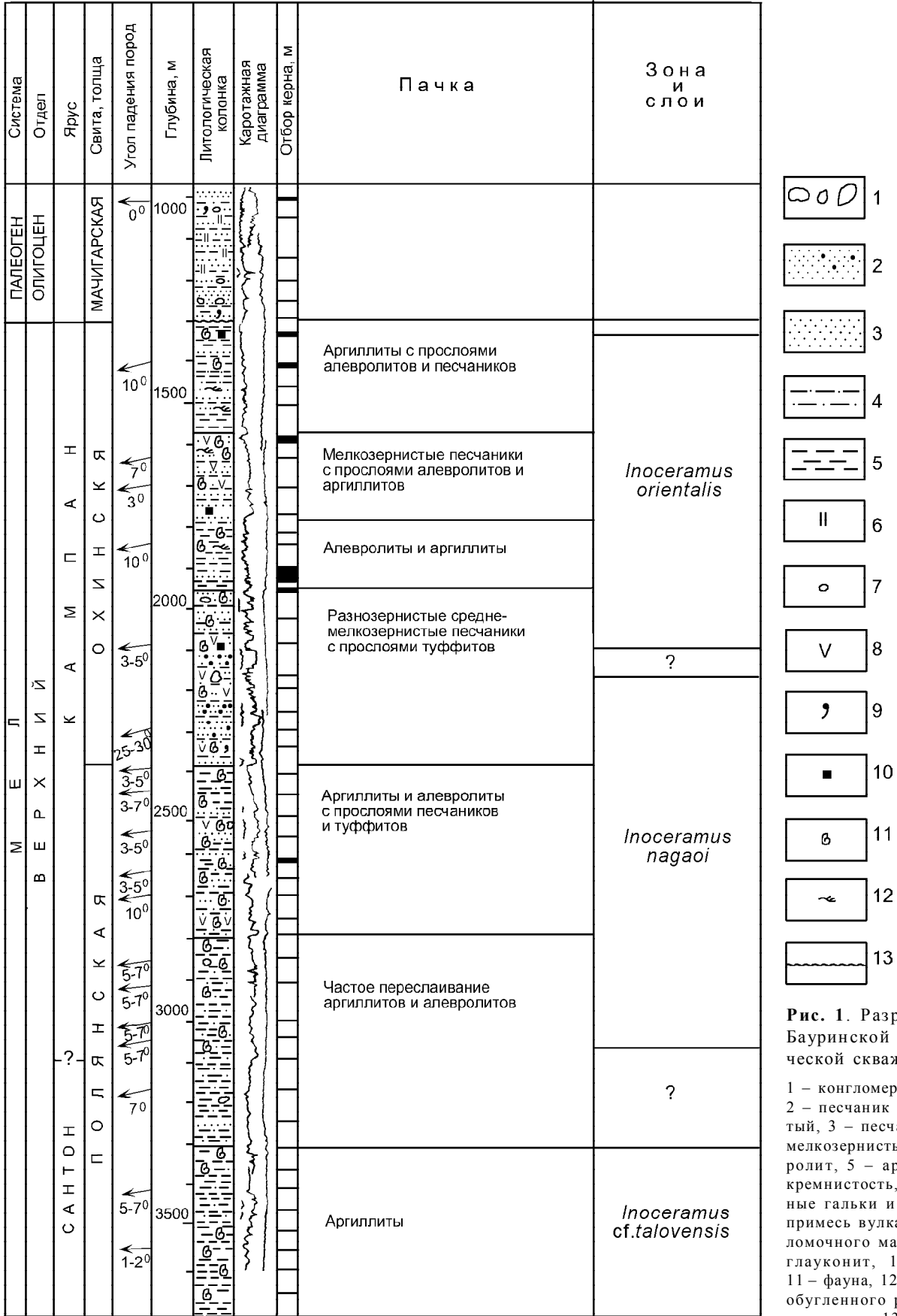


Рис. 1. Разрез Северо-Бауринской параметрической скважины № 2.

1 - конгломерат, гравелит, 2 - песчаник разнозернистый, 3 - песчаник средне-мелкозернистый, 4 - алевролит, 5 - аргиллит, 6 - кремнистость, 7 - отдельные гальки и гравий, 8 - примесь вулканогенно-обломочного материала, 9 - глауконит, 10 - пирит, 11 - фауна, 12 - скопления обугленного растительного детрита, 13 - разрыв.

Терригенная глинистая толща (полянская толща, [1, 5]) охарактеризована иноцерамами и фораминиферами. По моллюскам она сопоставляется с большей нижней частью северобауринской глинистой толщи, по-видимому, до появления туффитов. Это слои с *Inoceramus naumanni* и слои с *Inoceramus nagoi*. К сожалению, в туфопесчаной толще охинского разреза практически нет фауны. Поэтому коррелироваться с аналогичной толщей северобауринского разреза она может только по литологическому сходству. Тем не менее, для северобауринского разреза, по нашему мнению, легче применять охинскую, чем западно-сахалинскую стратиграфическую номенклатуру. Терригенную глинистую толщу можно именовать полянской толщей (или свитой), а вулканогенно-терригенной песчаной лучше присвоить новое название – охинская толща (или свита).

ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Терригенная глинистая (полянская) толща

Полянская толща сложена в основном аргиллитами и алевролитами с редкими прослоями и маломощными пластами песчаников, а в верхней части - и псаммитовых туффитов. В нижней части преобладают массивные аргиллиты, в средней – частое чередование аргиллитов и алевролитов, а в верхней – разнопорядковое чередование трех основных разновидностей, с преобладанием алевроито-глинистых пород. Видимая мощность толщи 1330 м.

Пачка аргиллитов (3714-3300 м)

Представлена аргиллитами с редкими линзовидными, часто неясными, маломощными (доли мм – 4 см) прослоями алевролита. Породы трещиноваты (табл. 1). Трещины часто заполнены кальцитом.

Аргиллиты черные, крепкие, часто с раковистым изломом, алевролитистые или почти лишенные обломочного материала. Основная масса аргиллита сложена тонкочешуйчатым материалом, двупреломляющим в желтых тонах, с субпараллельной ориентировкой на отдельных участках. Отмечается примесь крупночешуйчатой гидрослюд, местами хлоритизированной, очень редкие выделения кальцита.

Алевролиты темно-серые разномощные глинистые, реже песчанисто-глинистые, иногда с линзо-

видными слоями аргиллита алевролитистого или аргиллита, почти лишенного обломочного материала. Местами отмечается неравномерное распределение обломочного материала, приводящее к обогащению отдельных участков глинистым материалом или растительным детритом. На глубине 3503-3508 м встречаются единичные выделения глауконита.

Пачка частого переслаивания аргиллитов и алевролитов (3300-2790 м)

Представлена чередованием маломощных прослоев аргиллита и алевролита (1-5 см, редко до 10 см). При этом аргиллиты и алевролиты, в свою очередь, тонкослоистые. В нижней части пачки встречены прослои песчаника мощностью 2-6 см. Слоистость пород горизонтальная, линзовидная, местами волнистая, с элементами косой слоистости. Мощность слоев изменчива. Контакты четкие и неясно выраженные, прямолинейные и извилистые. Породы трещиноваты. Трещины наклонные и вертикальные, часто заполнены кальцитом, местами – с зеркалами скольжения.

Пачка аргиллитов и алевролитов с прослоями песчаников, туфогенных песчаников и туффитов (2790-2380 м)

Пачка представлена аргиллитами с частыми (через 5-10 см) тонкими прослоями алевролита (мощностью от 0,3-5 см до 10 см) и редкими, но более мощными прослоями мелкозернистых, реже средне-мелкозернистых песчаников (в верхней части пачки – до 40 м, в нижней – 0,5-1,5 м). На глубине 2505-2510 м керн представлен туфогенными песчаниками, алевроито-песчаниками и алевролитами, на глубине 2757-2759 м – грубозернистыми туффитами, переслаивающимися с прослоями аргиллитов (2 см), алевролитов и мелкозернистых песчаников (8-14 см).

Местами песчаники и алевролиты тонкослоисты, содержат миллиметровые горизонтальные линзовидные слои аргиллитов с постепенными или четкими контактами. На плоскостях напластования аргиллитов встречаются глинистые окатыши.

Породы сильно трещиноваты. Трещины горизонтальные, вертикальные и наклонные, часто заполнены карбонатом.

Таблица 1. Параметры трещиноватости пород пачки аргиллитов.

Тип породы	Плотность полых трещин, м/м ²	Плотность заполненных трещин, м/м ²	Трещинная проницаемость, N×10 ⁻³ мкм ²	Сообщаемость трещин (кластер)
1	2	3	4	5
Аргиллиты	0-89.6 ср.50,3(17)	0-47.3 ср.16,7(17)	1.3-7.8 ср.3,1(17)	Ниже пороговой

Вулканогенно-терригенная песчаная (охинская) толща

Эта толща представляет собой разномасштабное чередование песчаников, алевролитов и аргиллитов, с прослоями псаммитовых и редко псефитовых туффитов. Толща подразделяется на четыре пачки, две из которых (первая и третья) существенно песчаные, а две другие (вторая и четвертая) – существенно глинистые. Мощность пачек от 200 до 500 м. Мощность толщи 1000 м.

Следует отметить, что наблюдаемая в разрезе скважины последовательность толщ (терригенный глинистый комплекс внизу и вулканогенно-терригенный песчаный сверху) характерна не только для Сахалина, но и известна в Северной Японии и других регионах северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса [10]. Однако резкая граница между этими ассоциациями пород наблюдается лишь в тех разрезах, где вулканогенно-терригенный комплекс лежит на терригенном с размывом (Найбинский опорный разрез). В местах же, где между толщами наблюдается согласное залегание, например в Макаровском районе, признаки синхронного вулканизма (средне-основного состава) появляются не в подошве зоны *Inoceramus schmidti* (середина кампана), а выше нее. Напротив, в разрезе Восточно-Сахалинских гор [4, 8] вулканизм возможно проявлялся и в раннем сеноне.

Пачка разнозернистых и средне-мелкозернистых песчаников (2380-1950 м)

Пачка представлена темными крепкими разнозернистыми и средне-мелкозернистыми песчаниками с прослоями мелкозернистых, мелко-среднезернистых песчаников, алевроито-песчаников, черных крепких аргиллитов, темных глинистых алевролитов, туфогенных песчаников, туффитов (табл. 2). Песчаники местами массивные и неяснослоистые, местами содержат единичные прослои аргиллитов и алевролитов мощностью до 10 см. Эти прослои, в свою очередь, состоят из тонких слоев аргиллитов, алевролитов и песчаников. Слоистость горизонтальная, волнистая, часто линзовидная. В средней части пачки прослои аргиллита и алевролита более частые и местами достигают мощности 1 м.

В интервале 2340-2345 м в песчаниках встречаются крупные зерна глауконита.

Пачка алевролитов и аргиллитов (1950-1780 м)

Пачка сложена серыми плотными алевролитами с прослоями черных крепких аргиллитов и редких плотных темных мелкозернистых и средне-мелкозернистых песчаников и алевролитов.

В разрезе чередуются неслоистые, неяснослоистые и слоистые породы. Слои и слойки выдержан-

ные горизонтальные и линзовидные с извилистыми контактами. Слои имеют мощность от 10 до 60 см, слойки, заключенные в них – от долей миллиметра до 4 см. Соотношения между содержанием тех или иных разновидностей пород самые разнообразные – от 1:1 до 1:20.

Пачка мелкозернистых песчаников с прослоями алевролитов и аргиллитов (1780-1570 м)

Пачка представлена чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов. Преобладают слои темно-серых и серых крепких песчаников (мощностью от 30 см до 3 м, иногда до 10 см), содержащие редкие маломощные (до 2 см) прослои алевролита и аргиллита. Лишь в единичных прослоях небольшой мощности наблюдаются многочисленные слойки этих пород.

В керне из интервалов 1589-1596 м и 1633-1637 м встречены прослои (30-40 см) туфогенных песчаников.

Фильтрационно-емкостные свойства пород, слагающих пачку мелкозернистых песчаников, низкие. Открытая пористость глинистых пород не превышает 5,0 %, алевроито-песчаных – 7,4 % (табл. 3).

Пачка аргиллитов с прослоями алевролитов и песчаников (1570-1300 м)

Пачка сложена темными оскольчатыми аргиллитами, серыми крепкими алевролитами и темно-серыми, местами с зеленоватым оттенком, мелко- и средне-мелкозернистыми крепкими песчаниками. Породы неслоистые, неяснослоистые, тонкослоистые, иногда слойки располагаются через 10-15 см и имеют мощность 2-10 см. Слоистость обусловлена скоплением растительного детрита или глинистого материала. Иногда встречаются прослои известкового песчаника мощностью до 30 см. Породы трещиноватые, местами с зеркалами скольжения. Многие трещинки заполнены кальцитом.

МАКРОФАУНИСТИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Остатки фауны поздне мелового возраста обнаружены от глубины 1332 м (интервал 1332-1342 м) до глубины 3714 м (интервал 3709-3714 м). Они, как правило, представлены мелкими обломками мелких раковин и призматических слоев иноцерамов. Во всей исследованной толще найдены лишь 2-3 относительно целые раковины средних размеров.

Кроме иноцерамов в меловой толще присутствуют остатки раковин других двустворок, мелких мелководных гастропод, денталиумов, единичных аммонитов, а также брахиопод, ракообразных, морских ежей, чешуй и зубов рыб. Часты находки ходов илоедов в виде песчаных трубочек.

Таблица 2. Состав обломочной части песчаников пачки разнозернистых и средне-мелкозернистых песчаников.

Породообразующие компоненты	Породы	
	Песчаники средне-мелкозернистые, %	Песчаники разнозернистые, %
1	2	3
Кварц	<u>6-18</u> ср. 12	<u>5-9</u> ср. 8
Калиевый полевой шпат	<u>9-36</u> ср. 20	<u>12-30</u> ср. 23
Плагиоклаз	<u>4-30</u> ср. 13 (из них 3-10% пирокластических)	<u>3-34</u> ср. 17 (из них 3-22% пирокластических)
Вулканические стекла	0-2	0
Слюды	<1	0-3
Обломки пород	<u>39-68</u> ср. 55	<u>45-58</u> ср. 49
в том числе:		
1. Эффузивы кислые и средние	<u>5-32</u> ср. 19 (часть - пирокластического происхождения)	<u>21-48</u> ср. 34
2. Аргиллиты	<u>6-12</u> ср. 10	<u>0-4</u> ср. 2
3. Алевролиты	<u>5-27</u> ср. 9	<u>0-3</u> ср. 1
4. Кварциты	<u>2-12</u> ср. 5	<u>0-6</u> ср. 3
5. Кремни	<u>2-3</u> ср. 3	<u>0-3</u> ср. 2
6. Кремнисто-сланцевые породы	<u>2-9</u> ср. 5	—
7. Сланцы (в том числе эпидотовые)	<u>2-7</u> ср. 4	<u>0-2</u> 1
8. Граниты	<u>0-3</u> ср. 1	—
9. Пегматиты	<u>0-1</u> < 1	—

Все остатки фауны имеют плохую сохранность, разбиты, разрушены, почти все видовые определения условны. Тем не менее, всю толщу осадков верхнего мела в Северо-Бауринской параметрической скважине № 2, общей мощностью 2400 м, можно разделить на три части, снизу вверх:

I. Слои с *Inoceramus cf. talovensis* Perg., поздне-сантонского-раннекампанского возраста. К ним относятся отложения с глубины 3714 м (инт. 3709-3714 м) до глубины 3306 м (инт. 3306-3312 м). Мощность 408 м.

II. Зона *Inoceramus nagaoui*, раннекампанского возраста. Она включает осадки с глубины 3051 м (инт. 3047-3051 м) до глубины 2164 м (инт. 2164-2172 м). Мощность 887 м.

III. Зона *Inoceramus orientalis*, ранне-поздне-кампанского возраста. Она включает интервалы глу-

бин с 2098 м (инт. 2091-2098 м) до 1332 м (инт. 1332-1342 м). Мощность 766 м.

Слои с Inoceramus cf. talovensis Perg., представлены в основном мелкозернистыми осадками, присутствуют в интервалах 3709-3714 м, 3306-3312 м.

Объем подразделения определяется наличием в разрезе *Inoceramus cf. talovensis* Perg., который является одним из руководящих видов поздне-сантонских-раннекампанских отложений на Западной Камчатке [7, 8].

Верхняя граница проводится по отсутствию определенной фауны в осадках мощностью около 200 м, т.е. отсутствию вида-индекса этого подразделения.

Кроме *Inoceramus cf. talovensis* Perg. в подразделении встречаются: *Inoceramus aff. patootensis angustus* (Begen.); *I. aff. patootensis sokolovi* Perg.; *I. aff. transpacificus transpacificus* Perg.; *I. aff. transpacificus*

Таблица 3. Фильтрационно-емкостные свойства пород пачки мелкозернистых песчаников с прослоями алевролитов и аргиллитов.

Тип породы	Пористость матрицы открытая, %	Проницаемость матрицы, $N \times 10^{-3} \text{ мкм}^2$	Плотность породы, г/см^3
1	2	3	4
Песчаник средне-мелкозернистый	3,4-6,4	0(5)	2,48-2,57
	5,6(5)		2,50(5)
Песчаник мелкозернистый	3,4-7,4	0(9)	2,43-2,57
	5,3(9)		2,51(9)
Алеврито-песчаник	3,8-5,1	0(5)	2,47-2,55
	4,2(5)		2,53(5)
Алевролит	3,4-5,6	0(3)	2,51-2,54
	4,7(4)		2,53(4)
Аргиллит	5,0(1)	-	2,51(1)
		Нижняя часть (1637-1785)	
Песчаник разнозернистый	2,7(1)	0,6(1)	2,52(1)
Песчаник средне-мелкозернистый	3,2(1)	0,5(1)	2,52(1)
Песчаник мелкозернистый	2,3-3,9	0(3)	2,54-2,58
	3,2(6)		2,56(6)
Алевролит	2,3-3,3	0(6)	2,55-2,58
	2,7(7)		2,56(7)
Аргиллит		-	
	3,2-3,5		2,53-2,56

ramosus Perg.; *I. aff. transpacificus obuncus* Perg.; *I. cf. eingua eingua* Gold.; *I. cf. naumanni* Yok.; *I. cf. yokoyamai* Nag. et Mat; *I. cf. (aff. I. oculatus* Heinz); *Pennatoceras* ex. gr. *higoensis* Noda; *Gaudryceras* cf. *denseplicatum* Jimbo; *Gastropoda* gen. indet.

Комплекс фауны довольно однообразен, представлен, в основном, обломками раковин, очень мелких, чаще всего встреченных в скоплениях органики по напластованию. Там же присутствуют растительный детрит, мелкие обломки угля, зерна пирита.

Комплекс фауны слоев с *Inoceramus talovensis* Северо-Бауринской параметрической скважины имеет очень большое сходство с таковым самой нижней части нижней подсвиты быстринской свиты Северо-Западной Камчатки [7, 8].

Некоторое сходство можно обнаружить и с разновозрастным комплексом фауны нижней части верхнебыковской подсвиты Найбинского опорного разреза [6]. Но из-за различия в условиях образования осадков (большая глубина моря и отсутствие продуктов вулканической деятельности в районе Найбинского разреза) сходство небольшое.

Зона *Inoceramus nagoi* включает отложения в интервалах глубин от 3051 до 2164 м, мощностью 887 м, и представлена довольно мощными пачками алевролитов, аргиллитов, переслаиванием их с песчаниками, реже с туффидами и гравелитами.

Здесь установлен комплекс органических остатков, правда, несколько обедненный, соответствующий

зоне *Inoceramus nagoi* раннекампанского возраста, выделенный во всех районах Сахалина, Камчатки и Чукотки, где обнаружены разновозрастные осадки.

Нижняя граница зоны в Бауринской скважине проводится по появлению в интервале 3047-3051 м более или менее определенной, а выше по разрезу и богатой в количественном отношении, ассоциации иноцерамов из группы *Inoceramus nagoi* Zon.

Между нижней границей зоны *Inoceramus nagoi* и верхней границей нижележащих осадков с *Inoceramus* cf. *talovensis* Perg. имеется перерыв в 255 м, включающий 97 м без керна и интервалы 3253-3095 м, содержащие лишь обломки призматического слоя иноцерамов.

Верхняя граница зоны также довольно условна и проводится по исчезновению богатого и разнообразного комплекса органических остатков, характерного для всей зоны, особенно ее наиболее молодых частей, а также по появлению в разрезе обломков широкой призматик и более крупных раковин иноцерамов.

Определены: *Inoceramus* cf. *nagoi* Zon.; *I. aff. orientalis matsumotoi* Perg.; *I. cf. orientalis vagus* Perg.; *I. cf. elegans* Sok.; *I. aff. transpacificus transpacificus* Perg.; *I. aff. transpacificus ramosus* Perg.; *I. aff. patotensis angustus* (Beyen.); *I. cf. naumanni* Yok.; *I. cf. yokoyamai* Nag. et Mat.; *I. ex gr. Lingua* Gold.

В средней части разреза (инт. 2651-2656 м) встречен обломок аммонита, напоминающего *Pachydiscus* sp.

Почти во всех интервалах обнаружены плохо сохранившиеся остатки денталиумов, брахиопод, мелководных мелких гастропод, обломки ядер неопределимых двустворок, ракообразных, мелких паделл, чешуя рыб.

В самом верхнем интервале (2164-2172 м) зоны *Inoceramus nagaoui* среди большого количества обломков иноцерамов обнаружены также более или менее определимые *Ezonuculana* sp. (cf. *E. Mactraeformis* (Nag)), *Acila* sp. indet., *Anomia* sp. indet., *Ostrea* sp. indet., *Capulus cassidaris* Yok.

Комплекс ископаемой фауны зоны *Inoceramus nagaoui*, характер отложений, его содержащих, в Северо-Бауринской параметрической скважине № 2 наиболее близок таковым среднежонкьерской подсвиты западной части Центрального Сахалина (р.р. Августовка, Агнево, мыс Жонкьер) и др. [1].

Отличия от вышеперечисленных районов заключаются в некотором однообразии северобауринского комплекса фауны, мелком размере его органических остатков и очень плохой их сохранности.

По составу, однообразию данный комплекс аналогичен таковому одновозрастной полянской толщ, вскрытой в Полянской параметрической скважине № 1 [5]. Основные отличия состоят в мелкомерности фауны, ее очень плохой сохранности.

Некоторое сходство имеется и с органикой раннекампанских осадков верхней части верхнебыковской подсвиты Найбинского разреза [6]. Однако отличие здесь существеннее, чем от других сопоставляемых районов, и заключается в очень богатом, разнообразном, с большим количеством аммонитов, глубоководном комплексе фауны Найбинского разреза.

Зона *Inoceramus orientalis* характерна наличием обломков раковин и призматического слоя более крупных иноцерамов и исчезновением, можно сказать почти резким, относительно богатого и разнообразного комплекса фауны, характерного для нижележащей зоны *Inoceramus nagaoui*.

Мощность зоны *Inoceramus orientalis* в Северо-Бауринской скважине 766 м.

Комплекс органических остатков зоны *Inoceramus orientalis* довольно однообразен, а в количественном отношении значительно уступает таковому зоны *Inoceramus nagaoui*.

Отличает данное подразделение, кроме присутствия обломков иноцерамов из группы *Inoceramus orientalis*, относительно частая встречаемость обломков широкого, «волнистого» призматического слоя (так называемая «радиальная ребристость»).

Сохранность остатков фауны плохая. Очень часты находки обломков призматического слоя, разбитых на отдельные призмы, затертых, замытых.

Возраст отложений позднекампанский-раннепозднекампанские устанавливается по находкам остатков руководящего зонального иноцерама *Inoceramus* cf. *orientalis* Sok.; а также других, обычных сопутствующих видов: *Inoceramus* ex gr. *orientalis* Sok.; *I.* cf. *nagaoui* Zon.; *I.* cf. *nagaoui umbonatus* Zon.; *I.* cf. *naumanni* Yok.; *I.* cf. *yokoyamai* Nag. et Mat.; *I.* sp. (aff. *I.* ex gr. *transpacificus* Perg.).

Кроме того, часто встречаются единичные обломки брахиопод, денталиумов, ракообразных, а также чешуя и зубы рыб, единичные обломки неопределимых двустворок типа *Acila* sp., *Nucula* sp., *Glycymeris* sp.

Остатки фауны зоны в скважине более или менее равномерно распределены по разрезу. В основном они представлены единичными обломками более или менее определимых раковин иноцерамов, чаще кусками призматического слоя, нередко разбитого на отдельные призмы, иногда окатанные.

Скопление обломков относительно широкой призматике имеется в самой нижней части разреза (инт. 2091-2098 м).

Более или менее разнообразный и относительно богатый в количественном отношении комплекс встречен в инт. 1708-1713 м, где, кроме отчетливой волнистой призматике, обнаружены концентрические части двух *Inoceramus* ex *orientalis* Sok., восьми обломков *Inoceramus* sp. cf. *I.* ex gr. *transpacificus* Perg., обломки двух двустворок типа *Anomia* sp. indet. и ракообразного.

В общем комплекс органических остатков зоны *Inoceramus orientalis* Северо-Бауринской скважины однообразен и беден, чем очень схож с таковым верхнежонкьерской свиты разреза мыса Жонкьер [1]. Разница заключается лишь в малой мощности последней. Большое сходство имеется также с однообразными отложениями верхнежонкьерской подсвиты более южных разрезов западной части Центрального Сахалина (р.р. Агнево, Пильво, Августовка и др.). Отличия лишь в большом количестве и, пожалуй, в больших размерах раковин на юге.

Меловые отложения, вскрытые в скв. 700 Кангли, безусловно аналогичны данной части разреза Северо-Бауринской скважины.

Обедненный комплекс фауны верхней части барыковской свиты Чукотки, в районе поселка Беринговского, напоминает наш, но содержит раковины иноцерамов нормального размера [7].

Можно предположить соответствие отложений зоны *Inoceramus orientalis* Северо-Бауринской скважины неморским осадкам, содержащим флору

Sequoia cf. obovata Knov., *Cephalotaxopsis* sp. indet., *Ginkgo* sp. indet. и др. сенонского возраста верхнебарыковской подсвиты Пенжинского района Северо-Западной Камчатки, залегающей согласно на нижнебарыковской, с зоной *Inoceramus nagaoui*.

Преобладание грубозернистых пород, обильно насыщенных обугленным растительным детритом, однообразие и скудность фауны, обилие обломков призматического слоя иноцерамов, часто скатанных и разбитых на отдельные призмы, позволяют предположить, что отложения самой верхней зоны *Inoceramus orientalis* Северо-Бауринской параметрической скважины сформировались в условиях более мелководных, чем более древние подразделения.

МИКРОФАУНИСТИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

В интервале глубин 2700-3714 м породы содержат единичные виды из *Bathysiphon*, *Haplophragmoides*, *Silicosigmoilina*, плохой сохранности и не имеющие стратиграфического значения. Немного более богатый комплекс фораминифер, включающий по нескольку видов из вышеперечисленных родов, обнаруженный на глубине 2164-2700 м, позволяет предположительно сопоставить этот интервал с отложениями верхнебыковской подсвиты в разрезах рек Найбы, Красноярки и Акации [1].

Количество и разнообразие микрофаунистических форм увеличивается вверх по разрезу. Выделенный с глубин 1589-2098 м комплекс сходен по составу с микрофаунистическими ассоциациями отложений жонкьерской свиты рек Орловки и Августовки, а также верхнебыковских отложений рек Найбы и Красноярки и верхнебыковских – нижнекрасноярковских (I пачка) отложений реки Акации, в которых содержится комплекс фораминифер с *Quadriformina allomorphinoides*, *Frondicularia striatula* [11]. Однако в изучаемом разрезе оба этих вида отсутствуют, а большинство выявленных форм характерны для широкого интервала сантон-кампанских отложений. В породах полянской толщи в разрезе Полянской параметрической скважины обнаружены некоторые представители родов *Haplophragmoides* и *Silicosigmoilina*, также распространенные и в изучаемом разрезе.

Выше по разрезу, в интервале 1403-1410 м, продолжают доминировать представители рода *Haplophragmoides*, сохраняется число видов из родов *Bathysiphon*, *Silicosigmoilina*, *Asanospira*. Следует отметить, что из рода *Haplophragmoides* исчезают *Haplophragmoides asano* Так. и *Haplophragmoides kirki* Wick., которые не пересекают границу быковской и красноярковской свит на реке Красноярке [6]. Исчезает также *Placentamina placenta* (Grzyb.), вид, встреченный только в верхнебыковских отложениях на реке Найбе, но проходящий в красноярковскую

свиту на реках Орловке и Августовке. Появляется *Bogdanowiczella complanata* (Franke). На основании этого вскрытые в данном интервале отложения можно отнести к нижней части нижнекрасноярковской подсвиты.

На глубине 1332-1342 м численность и разнообразие микрофауны значительно возрастают. Увеличивается количество видов по-прежнему доминирующего рода *Haplophragmoides*, а также родов *Bathysiphon*, *Silicosigmoilina*, *Asanospira* и др. Появляются единичные экземпляры *Spiroplectamina grzybowski* Frissell. В целом по составу выявленная ассоциация фораминифер подобна ассоциации нижнекрасноярковской подсвиты реки Найбы. *Spiroplectamina grzybowski* является одним из видов-индексов выделенного в маастрихте (V пачка нижнекрасноярковской подсвиты) микрофаунистического комплекса с *Haplostiche naibica*, *Spiroplectamina grzybowski*. Однако первый вид в исследуемом интервале не обнаружен, а второй – лишь единично, тогда как для комплекса характерно его массовое присутствие. Кроме того, единичные экземпляры *Spiroplectamina grzybowski* спорадически встречаются и на более низком стратиграфическом уровне в разрезах рек Найбы и Акации. Поэтому возраст данной части разреза можно определить как поздний кампан.

Как отмечалось выше, для всей меловой части разреза характерно доминирование рода *Haplophragmoides*. Глубина обитания различных его видов в современных морях от 50 м до 6200 м, при нормальной солёности воды 34,1-34,6‰. Род *Bathysiphon*, также распространенный по всему изучаемому разрезу, в современной бореальной области расселяется на глубинах батииали и абиссали, а в тропической области не поднимается выше 400 м, при солёности воды 34,6‰. Такие рода, как *Silicosigmoilina*, *Dentalina*, *Robulus*, *Lenticulina*, *Oolina*, *Allomorphina*, в больших количествах развивающиеся как в сублиторальной, так и в батииальной зонах тропической, субтропической и нотальной областей Тихого океана [9], обнаружены и в изучаемом разрезе. Все это дает возможность заключить, что на протяжении сантон-кампанского времени в районе Северного Баури существовал достаточно глубоководный открытый морской бассейн.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Северо-Бауринская параметрическая скважина № 2 вскрыла непрерывный, палеонтологически охарактеризованный разрез сенона на восточном побережье Северного Сахалина, мощностью 2400 м. Этот разрез дополняет информацию, имеющуюся по Ногликскому и Охинскому районам, и позволяет считать, что теперь последовательность слоев здесь установлена надежно.

Палеогеновые (олигоценые) отложения в районе скважины с угловым несогласием залегают на разных горизонтах кампана. Маастрихт отсутствует. Первые проявления вулканизма наблюдаются в низах кампана, а не в верхнем кампане-маастрихте, что характерно для более южных районов.

В Ногликском и Охинском районах не обнаружены массовые скопления раковин крупных радиально-ребристых иноцерамов, которые распространены на огромной территории от Чукотки до юга Сахалина. Скорее всего, этот горизонт на Северном Сахалине выпадает из разреза.

Меловые отложения в районе скважины обладают высокой плотностью, очень низкими фильтрационно-емкостными свойствами, не содержат поровых коллекторов и отличаются плохой сообщаемостью трещин. По этим данным и материалам ГИС, вскрытый разрез не представляет интереса в отношении нефтегазоносности.

ЛИТЕРАТУРА

1. Биофациальные особенности мезокайнозойских бассейнов Сахалина и Курильских островов / Отв. ред. А.В. Фурсенко. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1974. 252 с.
2. Владимиров А.С. Новые данные по стратиграфии Набильско-Катанглийского района // Результаты исследований по геологии и нефтегазоносности Сахалина. Южно-Сахалинск: Сах. отд-ние. ДВНИ изд., 1969. С. 133-143. (Тр. ВНИГРИ: Вып. 255).
3. Геология СССР. Том XXXIII. Остров Сахалин. Геологическое описание / Ред. В.Н. Верещагин. М.: Недра, 1970. 431 с.
4. Гранник В.М. Верхнемеловые вулканогенно-осадочные формации Восточно-Сахалинских гор. М.: Наука, 1978. 169 с.
5. Мишаков Г.С., Ульянова Л.Д. Новые данные по геологическому строению п-ова Шмидта // Вопросы геологии и нефтегазоносности Сахалина. Л.: Недра, 1973. С. 184-188. (Изв. Сах. отд-ния Геогр. о-ва СССР; Вып. 4).
6. Опорный разрез меловых отложений Сахалина (Найбинский разрез) / Отв. ред. З.Н.Пояркова. Л.: Наука, 1987. 197 с. (АН СССР, Мингео СССР, Межвед. стратигр.ком. СССР. Тр. Т. 16).
7. Пергамент М.А. Стратиграфия верхнемеловых отложений Северо-Западной Камчатки. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 147 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 39).
8. Пергамент М.А. Биостратиграфия и иноцерамы сенона (сантон-маастрихт) тихоокеанских районов СССР. М.: Наука, 1974. 267 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 260).
9. Саидова Х.М. Бентосные фораминиферы Тихого океана. М.: Изд-во АН СССР, 1975. 586 с. (Тр. Ин-та океанологии АН СССР).
10. Сальников Б.А., Сальникова Н.Б., Туренко Т.В. Корреляция угленосных толщ в морских отложениях Северо-западной Пацифики // Континентальный мел СССР. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 167-175.
11. Туренко Т.В. Фораминиферы меловых отложений Сахалина: Автореф. дис.... канд. геол.-минер. наук Л.: ВНИГРИ, 1971. 22 с.

Поступила в редакцию 3 мая 2000 г.

Рекомендована к печати Г.Л.Кирилловой

B.A. Salnikov, L.P. Ivanshina, N.B. Salnikova, T.V. Turenko

A new Upper Cretaceous section in the Northern Sakhalin

A continuous 2400 m-thick section of Cretaceous deposits exposed by a parametric hole in the northern Sakhalin is described. Composition and physical parameters of rocks, mollusc and foraminifer remains have been studied. The section is correlated with other Cenonian sections from Sakhalin, Kamchatka and the Koryak Upland.

ПАЛЕОНТОЛОГИЯ, СТРАТИГРАФИЯ

УДК [551.76:552.5](571.63)

СТРАТИГРАФИЯ АЛЧАНСКОГО МЕЛОВОГО ЭПИКОНТИНЕНТАЛЬНОГО
БАСЕЙНА (ЗАПАДНЫЙ СИХОТЭ-АЛИНЬ)

Г.Л. Амельченко*, В.В. Голозубов**, Е.Б. Волынец***, В.С. Маркевич***

*Государственное унитарное геологическое предприятие "Поисково-съёмочная экспедиция", г. Владивосток

**Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

***Биолого-почвенный институт ДВО РАН, г. Владивосток

Дано описание апт–сеноманских отложений Алчанского бассейна и содержащихся в них ископаемых фауны и флоры. Детальный анализ фациального состава пород и изменений таксонометрического состава морской фауны и наземной растительности позволили восстановить особенности обстановок в данном регионе на границе раннего и позднего мела. В пределах бассейна выделены синседиментационные Губеровский и Змеино-Столбовской грабены и разделяющая их Силаньшаньская горст-антиклиналь, развитие которых происходило автономно.

Ключевые слова: стратиграфия, фации, меловой период, палеоботаника, палеогеография, Сихотэ-Алинь.

ВВЕДЕНИЕ

Алчанский бассейн, выполненный меловыми (преимущественно нижнемеловыми) терригенными и вулканогенными образованиями, занимает площадь около 6300 км² и имеет в плане форму вытянутого в северо-восточном направлении треугольника, острая вершина которого располагается на левобережье верховий р. Матай, а постепенно расширяющаяся в юго-западном направлении главная часть занимает долину р. Алчан (правого притока р. Бикин) и междуречье Бикина и Бол. Уссурки в нижнем их течении (рис. 1). На тектонической схеме В.А. Бажанова и Ю.Н. Олейника [5] бассейн составляет главную часть Алчанской структурно-формационной зоны. Бассейн располагается на клиновидном окончании Ханкайского супертеррейна [19] (срединного массива, по [6]), сложенного докембрийским и раннепалеозойским комплексом пород, перекрытого чехлом терригенных и вулканогенных пород позднего палеозоя и мезозоя.

На данном участке Ханкайский супертеррейн с северо-запада и восток-юго-востока граничит с Самаркиным террейном – фрагментом средне-позднеюрской аккреционной призмы [19]. Северо-западной его границе соответствует здесь зона Алчанского разлома, являющегося прямым продолжением

Мишань-Фушуньского разлома Северо-Востока Китая – одной из ветвей системы сдвигов Тан-Лу [23]. Восток-юго-восточной границей супертеррейна (и, соответственно, Алчанского бассейна) является Арсеньевский разлом, входящий в эту же систему сдвигов.

В процессе геологосъёмочных работ масштаба 1:200 000, проведенных в 1961-63 гг. в центральной и южной частях Алчанского бассейна, меловые образования были отнесены к уктурской свите (готеривальб) преимущественно терригенных пород и к впервые выделенной в 1962 году Б.Я. Чернышом алчанской свите вулканогенных, в меньшей степени терригенных пород, датированных по флористическим остаткам сеноманом–туроном [20, 21]. Эта схема стратиграфии бассейна без каких-либо изменений приведена позднее в XXII томе серии "Геология СССР" (Приморский край) [6]. Было установлено также, что меловые отложения бассейна образуют широкую синклиналь с относительно пологими (обычно до 30°) падениями крыльев, центральная часть которой осложнена антиклинальным выступом – Силаньшаньской горст-антиклиналью [6, 20].

В течение последующего 30-летия центральная и южная части бассейна изучены в процессе геологических съёмок масштаба 1: 50000. Полученные при

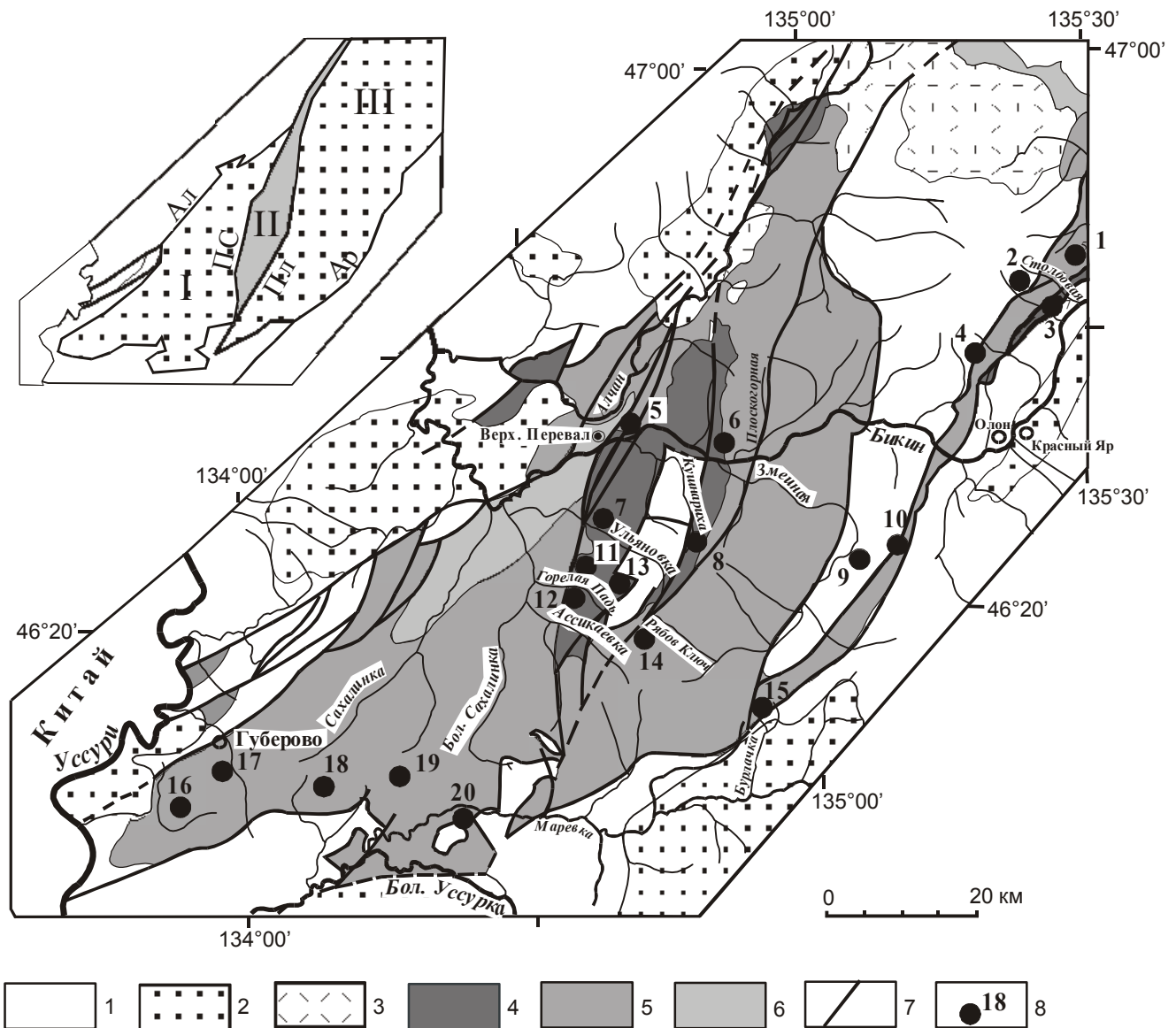


Рис. 1. Схема распространения меловых пород Алчанского бассейна.

1 – породы домелового фундамента; 2 – палеоген-неогеновые угленосные отложения; 3 – позднемеловые вулканиты; 4 – терригенные породы ассикаевской свиты (апт-средний альб); 5 – вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы алчанской свиты (средний и поздний альб); 6 – терригенные отложения столбовской толщи (сеноман); 7 – разломы; 8 – участки детального изучения разрезов и их номера.

В левом верхнем углу рисунка – схема главных структур Алчанского бассейна: Губеровский (I) и Змеино-Столбовской (III) вулканические грабены и разделяющая их Силаньшаньская горст-антиклиналь (II). Буквами обозначены краевые разрывы зон Алчанского (Ал), Право-Сахалинского (ПС), Плоскогорского (Пл) и Арсеньевского (Ар) разломов.

этом новые данные о возрасте и взаимоотношениях меловых отложений до настоящего времени не опубликованы. Лишь в 1990 году на IV Межведомственном региональном стратиграфическом совещании (МРСС) констатировалось, что готерив-альбский возраст уктуурской свиты этого бассейна палеонтологически не подтвержден, а поскольку строение свиты во многом не соответствовало стратотипу, находя-

щемуся в бассейне р.Тумнин, по предложению В.П. Коновалова вместо нее в пределах Алчанского бассейна была выделена апт-альбская ассикаевская свита [16]. Мнения палеоботаников о возрасте алчанской свиты разделились, и в решениях IV МРСС отражена точка зрения В.А. Красиловой о ее позднеальбском-раннесеноманском возрасте. В последнее время были проведены дополнительные сборы раститель-

ных остатков, существенно пополнивших коллекцию из алчанской свиты. Анализ таксономического состава флоры позволил нам уточнить верхнюю возрастную границу этой свиты. Кроме того, в пределах бассейна была выделена столбовская толща терригенных пород, по фитофоссилиям датируемая сеноманом [14]. Ряд вопросов, важных для корреляции меловых событий как Сихотэ-Алинского региона, так и всей восточной окраины Азии, остаются, однако, до настоящего времени неясными и, соответственно, являются предметом дискуссий. Прежде всего, это касается возраста и геодинамической природы алчанского вулканизма, связи его с предшествовавшими и последующими эпизодами становления структуры Сихотэ-Алиня. В предлагаемой статье обсуждаются накопленные к настоящему времени данные о строении, структурных взаимоотношениях и возрасте меловых стратонтов Алчанского бассейна и сделаны выводы об условиях седиментации в пределах этой структуры.

АССИКАЕВСКАЯ СВИТА

Ассикаевская свита выходит на поверхность преимущественно в центральной части Алчанского бассейна на участках обрамления Силаньшаньского горста, главным образом, на левобережье р. Бикин (рис. 1). Небольшие по площади выходы свиты установлены также в тектонических блоках различных размеров, прилегающих к Арсеньевскому разлому, на правобережье р. Бикин выше пос. Олон. По литологическим признакам свита разделена на три подсвиты. В разрезах ниже- и вышеассикаевской подсвит доминируют песчаники, в то время как среднеассикаевская представлена преимущественно алевролитами. В качестве стратотипического принят разрез, изученный В.А. Якушевым на левобережье р. Бикин в бассейне р. Ассикаевки – правого притока р. Бол. Сахалинки. Подошва свиты здесь, однако, не обнажена, и взаимоотношения её с подстилающими комплексами изучены несколько севернее, на правобережье р. Ульяновки (колонка 7 на рис. 2).

Нижнеассикаевская подсвита

В стратотипической местности (правобережье и верховья р. Кушнарихи, верховья р. Ульяновки, водораздел руч. Рябов Ключ и Ассикаевский, колонки 7 и 13 на рис. 2) подсвита сложена преимущественно песчаниками (около 75% разреза), их пачки иногда разделены горизонтами равномерного переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов (около 20%), среди которых, в свою очередь, присутствуют горизонты “чистых” алевролитов (около 4%). Базальный горизонт мощностью обычно до 20 м (в отдельных разрезах – до 100 м) представлен конгломератами и гравелитами, иногда образующими также

прослой в нижней части подсвиты. Для песчаников и алевролитов характерна устойчивая примесь пеплового материала, а в отдельных разрезах установлены прослой туфов дацитов (колонка 13 на рис. 2). Кроме того, эти породы почти всегда содержат значительную примесь обугленного растительного детрита. Здесь обычны прослой углистых алевролитов и аргиллитов с растительными остатками, линзы и мало мощные прослой каменных углей. В горизонтах “чистых” алевролитов встречаются остатки морской фауны. Мощность подсвиты достигает 780 м.

Подошву подсвиты можно наблюдать на правобережье р. Ульяновки, в верховьях руч. Рябов Ключ и на других участках. На правобережье р. Ульяновки (колонка 7 на рис. 2) базальные конгломераты без значительного углового несогласия перекрывают терригенные породы верхнего триаса. До 80% хорошо окатанных галек в конгломератах сложены здесь песчаниками и песчанистыми алевролитами, аналогичными подстилающим верхнетриасовым породам. Несколько южнее, в верховьях руч. Рябов Ключ (колонка 13 на рис. 2) базальные конгломераты перекрывают верхнепермские терригенные породы уже с ясно выраженным азимутальным и угловым несогласием. Разница в простирациях базальных слоев и подстилающих пород составляет 30°, верхнепермские породы залегают круче на 15°.

В стратотипической местности в нижней части подсвиты Е.П. Гуровым и В.А. Якушевым собраны остатки двустворок *Nuculopsis* sp., *Entolium* sp. indet., *E. cf. utukokense* Imlay, *Eumorphotis* sp., *Pleuromya* sp. indet. В верхней части подсвиты также ими собраны двустворки *Nucula* sp. indet., *Isognomon* sp., *Trapezium* (?) sp., *Gresslia* (?) sp., *Thracia* sp. indet. и аммонит *Hulenites* sp. (определения В.П. Коновалова). Данный комплекс моллюсков позволяет относить вмещающие отложения к апт–альбу. Остатки растений из этого же разреза первоначально (6 видов) датировались С.А. Шороховой ранним мелом. В настоящее время флора из нижеассикаевской подсвиты насчитывает 16 видов: *Equisetites cf. ramosus* Samyl., *E. sp.*, *Birisia (Acantopteris) onychioides* (Vassil. et K.-M.) Samyl., *Onychiopsis psilotoides* (St. et W.) Ward, *Dicksonia concinna* Heer, *Polypodites verestchaginii* Krassil., *Cladophlebis frigida* Heer, *Pterophyllum burejense* Pryn., *Leptopterophyllum (Tyrmia) pterophylloides* (Pryn.) Krassil., *Nilssonia nicanica* Pryn., *N. ex gr. brongniartii* (Mant.) Dunk., *N. sp.*, *Ginkgoites ex gr. adiantoides* (Ung.) Heer, *Elatides asiatica* (Yok.) Krassil., *Athrotaxites berryi* Bell, *Desmiophyllum* sp. (здесь и далее определения Е.Б. Волынец). Сочетание в комплексе видов *Birisia (Acantopteris) onychioides*, *Dicksonia concinna*, *Polypodites verestchaginii*, *Nilssonia nicanica*, *Elatides asiatica* и *Athrotaxites berryi* указывает, что возраст флороносных отложений не древнее апта. В

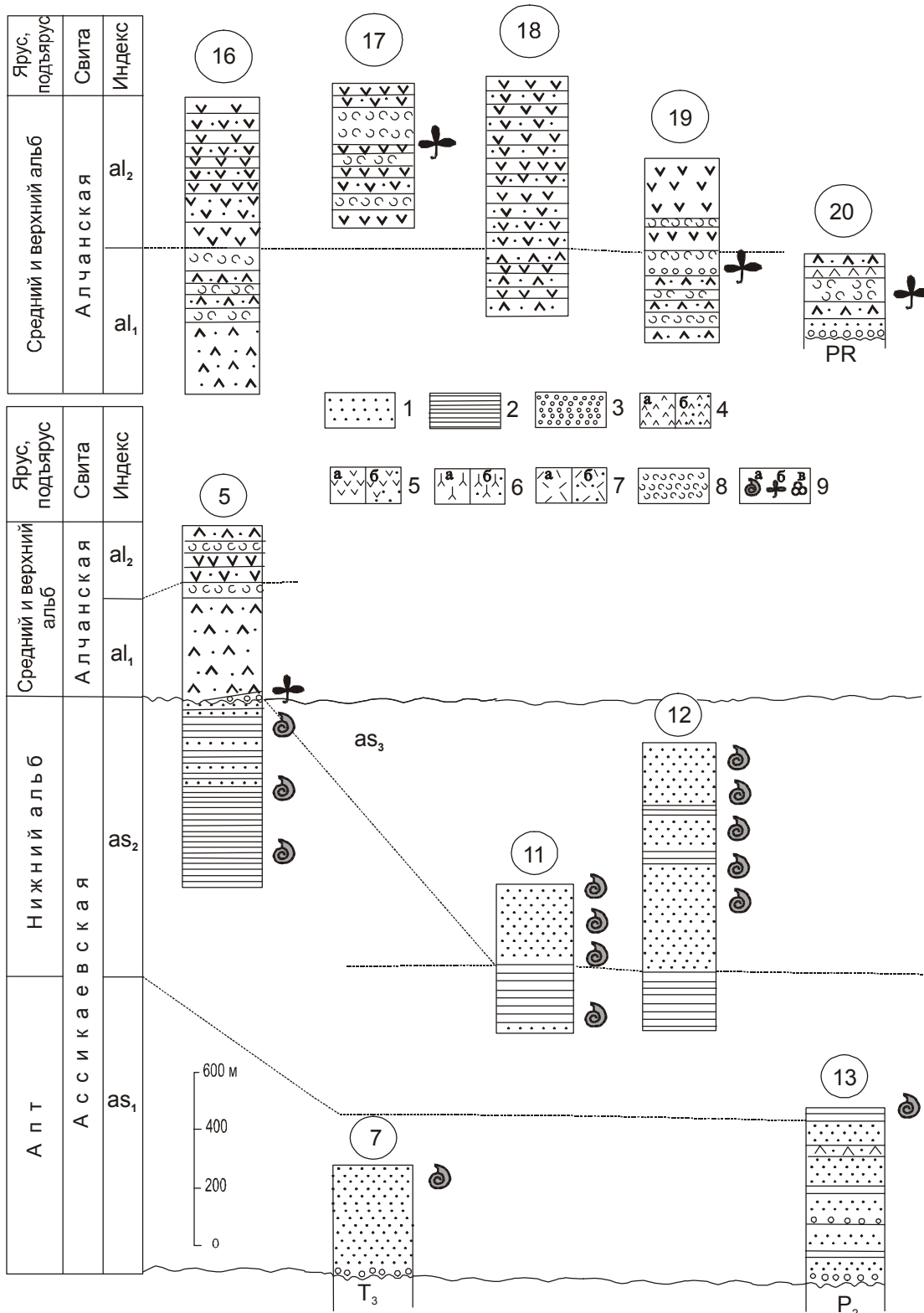


Рис. 2. Схема сопоставления меловых разрезов западной части Алчанского бассейна: Губеровского грабена (вверху) и Силаншаньской горст-антиклинали (внизу). Расположение разрезов см. на рис. 1.

1 – песчаники; 2 – алевролиты и аргиллиты; 3 – конгломераты, гравелиты; 4 – лавы (а) и туфы (б) дацитов; 5 – лавы (а) и туфы (б) андезитов; 6 – лавы (а) и туфы (б) риодацитов; 7 – лавы (а) и туфы (б) риолитов; 8 – туффиты, туфогенные песчаники и алевролиты; 9 – точки сборов ископаемой прибрежно-морской фауны (а), флоры (б) и спорово-пыльцевых комплексов (в).

Южном Приморье перечисленные виды многочисленны в липовецкой и старосучанской (верхняя часть) свитах.

Среднеассикаевская подсвита

Среднеассикаевская подсвита наиболее распространена по сравнению с подстилающей и перекрывающей подсвитами. Полоса её распространения шириной 6-18 километров прослежена от р. Ассикаевки до р. Шибневки на правом берегу р. Бикин на протяжении около 40 километров. Состав подсвиты относительно стабильный – доминируют алевролиты (нередко песчаные) и алевроаргиллиты, среди которых встречаются горизонты переслаивания песчаников и алевролитов. Песчаники составляют до 20% разреза. Кроме того, в ряде мест (в частности, у пос. Верхний Перевал) в верхней половине разреза среди алевролитов присутствуют потоки андезитов и андезибазальтов с прослоями туфов и алевропсаммитовых тефроидов, мощность которых составляет до нескольких десятков метров [18, 21]. По простиранию горизонты вулканитов замещаются терригенными породами с единичными прослоями алевролитовых и псаммитовых туффитов [18].

Мощность подсвиты достигает 870 м. Она согласна перекрывает нижнеассикаевскую подсвиту, что установлено в разрезах верховьев р. Кушнарихи и вдоль р. Тучной (колонки 3 и 8 на рис. 3).

Наиболее детально изучен разрез вдоль береговых обнажений р. Бикин выше по течению пос. Верхний Перевал (колонка 5, рис.2). Здесь наблюдаются:

1. Пачка песчаных алевролитов с прерывистой слоистостью, скорлуповатой отдельностью, содержащих мелкие округлые стяжения песчаного и песчанисто-известкового состава около 380 м.
2. Пачка песчаных алевролитов с прослоями мелкозернистых песчаников мощностью до 15 м, отдельными потоками андезитов, содержащих, в свою очередь, прослои туфов и тефроидов. Суммарная мощность пластов песчаников в этой пачке составляет около 25 м 190 м.
3. Пачка флишеидного переслаивания песчаников и алевролитов. Мощности пластов песчаников, преимущественно тонкозернистых, – 5-15 см, алевролитов – 5-7 см 140 м.

Выше согласно залегает горизонт мелкозернистых плитчатых песчаников подошвы верхнеассикаевской подсвиты.

Во всех разрезах среднеассикаевской свиты обнаружены остатки прибрежно-морской фауны. Наиболее полные коллекции собраны вдоль р. Бикин выше пос. Верхний Перевал, где найдены: *Inoceramus anglicus* Woods, *Aucellina caucasica* (Buch), *A. aptiensis* Pomp., *A. anadyrensis* Ver. (MS), *A. ucturiensis* Ver. (MS), *Entolium utukokense* Imlay, *Puzosia* sp., *Yoldia* ex

gr. *kissoumi* McLearn, *Thracia* cf. *kissoumi* McLearn, *Astarte* ex gr. *semicostata* Nagao, *Protocardia* sp., *Nucula* ex gr. *pectinata* Sov., *Clamys* (?) sp. nov., *Camptonectes* ex gr. *dattermani* Imlay и др. (сборы Б.Я. Черныша, Г.Л. Амельченко и др., определения В.П. Коновалова). В бассейне р. Ассикаевки В.А. Якушевым собран близкий комплекс и, кроме того, аммонит *Anagaudriceras* (?) sp. indet. По мнению В.П. Коновалова, эти виды характерны для раннего альба.

Верхнеассикаевская подсвита

Подсвита распространена там же, где и среднеассикаевская. Состав ее однотипен – доминируют различные по зернистости песчаники. В верхней части разреза иногда наблюдается пачка флишеидного переслаивания с преобладанием песчаников.

Общая мощность подсвиты в приосевой части бассейна (долины рек Ассикаевки и Ульяновки, руч. Горелая Падь, колонка 11, 12 на рис. 3) достигает 870 м. Для этой части бассейна характерны находки морской фауны по всему разрезу подсвиты. Ближе к его восточному краю (подножье г. Точильной, колонка 6 на рис. 3) морская фауна найдена только в нижней части подсвиты совместно с фитофоссилиями. Выше по разрезу встречаются лишь остатки растений, а среди песчаников появляются пласты (0.3-0.8 м) зольных углей, а также прослои туффитов и мелкообломочных пепловых туфов дацитов. В песчаниках верхней части разреза повсеместно отмечена примесь вулканической кластики. В процессе накопления осадков наиболее погруженная часть, таким образом, располагалась в центральной части бассейна, а в направлении к востоку прибрежно-морские отложения средней и верхней частей подсвиты участками фациально замещаются континентальными.

Появление пирокластических пород в самых верхах разреза верхнеассикаевской подсвиты можно наблюдать в береговых обнажениях вдоль р. Бикин у подножья г. Точильной (колонка 6 на рис. 3). Здесь обнажены:

1. Песчаники серые от тонко- до среднезернистых горизонтально- и волнисто-слоистые с прослоями (до 0.35м) конгломератов, сажистых углей и черных углефицированных туффитов (до 0.1 м), содержащие *Alsophyllites nipponensis* (Oishi) Krassil., *Osmunda* sp., *Birisia* (*Acantopteris*) *onychioides* (Vassil. et K.-M.) Samyl., *B. (Ac.) alata* (Pryn.) Samyl., *Adiantopteris yuasensis* (Oishi) Krassil., *Ptilophyllum* sp., *Taeniopteris* cf. *bikinensis* Schoroch., *Nilssonina* sp., *Ginkgoites* ex gr. *adiantoides* (Ung.) Heer, *Elatides asiatica* (Yok.) Krassil., *Sequoia reichenbachii* (Gien.) Heer, *Athrotaxis expansa* Font. emend. Berry, *Torreyites* cf. *dicksonioides* (Daws.) Bell, *Taxites* sp., *Desmiophyllum* sp. (сборы Г.Л. Амельченко) 157 м.
2. Туфы дацитов мелкообломочные литовитрокластические. Контакт с подстилающими породами резкий, согласный 20 м.

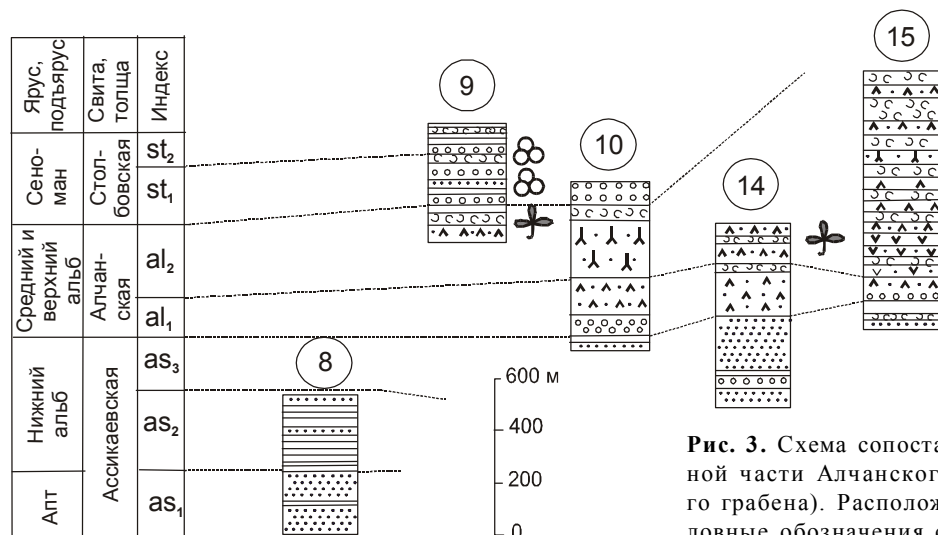
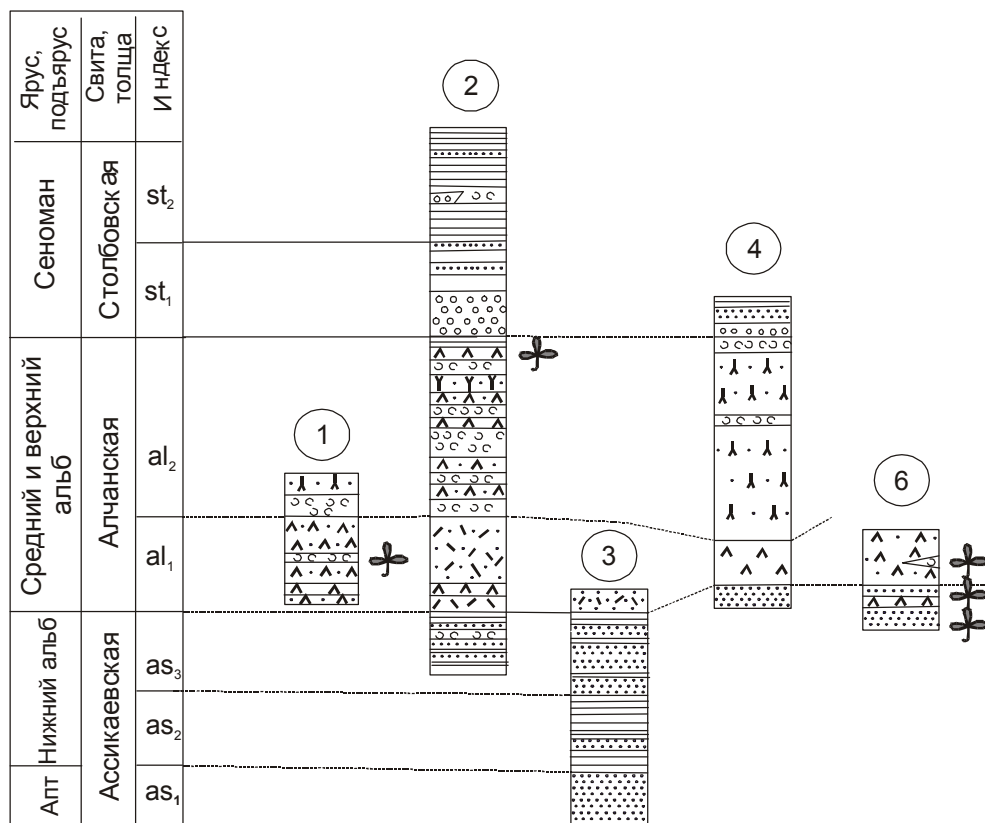


Рис. 3. Схема сопоставления меловых разрезов восточной части Алчанского бассейна (Змеино-Столбовского грабена). Расположение разрезов см. на рис. 1. Условные обозначения см. на рис. 2.

3. Переслаивание песчаников от крупно- до тонкозернистых. Контакт с подстилающими туфами резкий, крупнозернистые песчаники заполняют углубления на поверхности туфового горизонта. Растения: *Ruffordia goepertii* (Dunk.) Nath., *Asplenium* (*Anemia*) *dicksonianum* Heer, *Onychiopsis psilotoides* (St. et W.) Ward, *Birisia* (*Acantopteris*) *onychioides* (Vassil. et K.-M.) Samyl., *Dicksonia concinna* Heer, *Arctopteris* aff. *kolymensis* Samyl., *Zamiophyllum* sp., *Ginkgoites* ex gr. *adiantoides* (Ung.) Heer,

Elatides asiatica (Yok.) Krassil., *E. splendida* Bell, *Taxites* sp., *Sequoia reichenbachii* (Gien.) Heer, *Athrotaxis* *expansa* Font. emend. Berry, *Cyparissidium* (?) *gracile* Heer, *Sapindopsis* cf. *variabilis* Font., *Laurophyllum* sp., *Dicotylophyllum* sp., *Nyssidium* sp., *Onoana* sp. (сборы Г.Л. Амельченко).....20 м.

Выше залегают игнимбриты дацитов, относимые уже к алчанской свите.

В приосевой части Алчанского бассейна в нижней части разреза подсвиты В.А. Якушевым собраны остатки моллюсков: *Thracia* ex gr. *sanctae-crucis* Pictet et Camp., *Entolium* sp. indet., *Aucellina* cf. *caucasica* (Buch); в средней – *Entolium utukokense* Imlay, *Mactromya* sp., *Pleuromya* cf. *kelleri* Imlay; в верхней – *Leda* sp., *Entolium utukokense* Imlay, *Aucellina caucasica* (Buch), *Inoceramus* ex gr. *altifluminis* McLearn, *Mactromya* sp., *Homomya* sp. indet., *Thracia* cf. *stelcki* McLearn, *Gresslya* (?) sp. Эта прибрежно-морская фауна почти не отличается от комплекса из среднеассикаевской подсвиты, но, по мнению В.П. Коновалова, наличие *Inoceramus* ex gr. *altifluminis* McLearn позволяет датировать верхнеассикаевскую подсвиту (во всяком случае её верхнюю часть) средним альбом.

Флористические остатки из подсвиты в разные годы изучались Б.М.Штемпелем и С.А.Шороховой, которые определяли их возраст как раннемеловой. Позднее коллекция ископаемой флоры была значительно дополнена, и в настоящее время она включает 40 видов: *Equisetites* spp., *Osmunda* sp., *Ruffordia goeppertii* (Dunk.) Sew., *Gleichenites porsildii* Sew., *Alsophylites nipponensis* (Oishi) Krassil., *Coniopteris brevifolia* Bell, *C. aff. silapensis* Samyl., *Dicksonia concinna* Heer, *Onychiopsis psilotoides* (St. et W.) Ward, *Birisia* (*Acantopteris*) *onychoides* (Vassil. et K.M.) Samyl., *B. (Ac.) alata* (Pryn.) Samyl., *Asplenium (Anemia) dicksonianum* Heer, *Adiantopteris yuasensis* (Oishi) Krassil., *Lobifolia novopokrovskii* (Pryn.) Rasskaz. et E. Lebed., *Cladophlebis opposita* Pryn., *C. frigida* Heer, *Arctopteris heteropinula* Kiritch., *Ptilophyllum* sp., *Zamiophyllum* sp., *Taeniopteris* cf. *bikinensis* Schoroch., *Nilssonia* ex gr. *brongniartii* (Mant.) Dunk., *N. ex gr. orientalis* Heer, *N. sp.*, *Ginkgoites* ex gr. *adiantoides* (Ung.) Heer, *Baiera* cf. *polymorpha* Samyl., *Podozamites* ex gr. *lanceolatus* (L. et H.) Braun, *Elatides splendida* Bell, *E. asiatica* (Yok.) Krassil., *Torreyites* cf. *dicksonioides* (Daw.) Bell, *Taxites* sp., *Sequoia reichenbachii* (Gein.) Heer, *Athrotaxopsis expansa* Font. emend Berry, *Athrotaxites berryi* Bell, *Cyparissidium* (?) *gracile* Heer, *Desmiophyllum* sp., *Schizolepis* sp.p., *Sapindopsis* cf. *variabilis* Font., *Dicotylophyllum* sp., *Laurophyllum* sp., *Nyssidium* sp., *Onoana* sp., *Carpolithis* sp. (сборы Б.Я. Черныша, С.И. Неволиной, С.А. Шороховой и Г.Л. Амельченко).

Участие в комплексе представителей родов *Asplenium*, *Birisia*, *Osmunda*, *Sequoia*, *Torreyites*, появление первых двудольных (*Sapindopsis*, *Laurophyllum*, *Nyssidium*, *Onoana*) позволяет считать возраст вмещающих отложений среднеальбским. Большая часть видов известна из верхних горизонтов сучанской и никанской серий Южного Приморья, эксеняхской и хатырыкской свит Ленского бассейна [9], буор-кемюсской свиты Северо-Востока России [17], а в пределах всей Голарктики остатки *Asplenium*, *Sequoia*,

Torreyites известны из множества альбских-поздне-меловых захоронений.

Аналоги ассикаевской свиты закартированы севернее Алчанского бассейна в ряде мелких депрессий, приуроченных, по-видимому, как к северо-восточному продолжению Алчанского разлома, так и к серии параллельных ему разломов системы Тан-Лу. Выходы свиты известны, в частности, на левобережье верховья р. Матай [10], а также в бассейне реки Прав. Подхоренок [1, 2], на водоразделе рек Подхоренок, Первая и Вторая Седьмые и в их верховьях [13]. Эти отложения представлены преимущественно морскими фациями и на уровнях, соответствующих средне- и верхнеассикаевской подсвита, содержат остатки ауцелин, аммонитов и других моллюсков.

АЛЧАНСКАЯ СВИТА

Алчанская свита преимущественно вулкано-генных пород выполняет большую часть одноименного бассейна. Комплекс вулканитов включает эффузивные, экструзивные и субвулканические тела, туфовые и игнимбритовые потоки склонов вулканических построек, а также тефроиды, туфы, туффиты, туфопесчаники и алевролиты дистальных фаций.

Намечается два линейных вулканических грабена, приуроченных к ограничивающим бассейн крупным разломам (рис. 1). Более значительный по размерам Змеино-Столбовской вулканический грабен примыкает с запад-северо-запада к зоне Арсеньевского разлома. Он имеет S-образную форму и, в целом, север-северо-восточное простирание и прослеживается от северо-восточного окончания бассейна на левобережье верховья р. Матай до приустьевой части р. Маревки на расстояние около 130 км при наибольшей ширине (35 км) в средней части, на правобережье р. Бикин. По-видимому, западной границей грабена является сброс меридионального простирания, который установлен на правобережье р. Бикин вдоль долины р. Плоскогорки. По данным сейсморазведки, восточный блок (район г. Точильной) опущен по этому сбросу на 1 км.

Губеровский вулканический грабен клиновидной формы вытянут в северо-восточном направлении от правобережья р. Маревки до правобережья р. Бикин на расстояние около 90 км при ширине в южной части 30-35 км. Он ограничен с северо-запада одним из разрывов зоны Алчанского (Мишань-Фушуньского) разлома, а на южном и северном окончаниях соприкасается со Змеино-Столбовским грабеном. Серия разрывов восток-северо-восточного простирания, ограничивающих Губеровский грабен с востока, прослеживается от среднего течения р. Алчан на юг через район пос. Верхний Перевал до правобережья р. Сахалинки. В центральной части бассейна, в приосевой части Силаньшаньской горст-ан-

тиклинали, между вулканическими грабенами располагается полоса шириной до 15 км, в которой проявления алчанского вулканизма локальны.

Формирование грабенов происходило близко-одновременно; выделяется не менее двух циклов вулканизма, разделенных периодом накопления вулканогенно-терригенных пород. Соответственно, среди стратифицированных образований выделяется две подсвиты.

Стратотипический разрез алчанской свиты изучен Б.Я. Чернышом [20] на правом берегу р. Бикин в районе пос. Верхний Перевал, где обнажены обе подсвиты.

Нижнеалчанская подсвита

В составе пород нижнеалчанской подсвиты доминируют продукты дацитового, в меньшей степени риодацитового и риолитового вулканизма.

В центральной части бассейна, у пос. Верхний Перевал, подсвита с размывом, азимутальным и угловым несогласием перекрывает алевролиты среднеассикаевской подсвиты. В ее подошве прослежен по простиранию не менее чем на 800 м чрезвычайно изменчивый по составу базальный горизонт мощностью от 7,7 до 14,5 м. В основании этого горизонта установлен выклинивающийся по простиранию пласт конгломератов (до 0,3 м), гальки которых состоят исключительно из песчаников (70%) и алевролитов (30%), аналогичных породам из нижележащей среднеассикаевской подсвиты. Выше наблюдаются часто чередующиеся песчаники, песчанисто-алевролитовые туффиты, песчанистые алевролиты с прослоями аргиллитов и маломощные (до 0,4 м) прослои углистых аргиллитов и каменных углей. По всему разрезу встречаются остатки растений. Восточнее в породах горизонта увеличивается примесь вулканического материала. Базальный горизонт согласно перекрывается потоком игнимбринов дацитов мощностью 370 м, который и составляет основную часть разреза подсвиты.

У подножья г. Точильной в Змеино-Столбовском вулканическом грабене (колонка 6 на рис. 3) базальный грубообломочный горизонт отсутствует, и нижняя часть подсвиты представлена потоком игнимбринов дацитов мощностью 140 м, который восточнее фациально замещается различными по зернистости литовитрокластическими туфами дацитов. Здесь нижнеалчанская подсвита залегает совершенно согласно на верхнеассикаевской подсвите. Это взаимоотношение установлено структурными наблюдениями, а постепенность перехода подчеркивается следами вулканической активности в разрезе верхней части верхнеассикаевской подсвиты: песчаники содержат здесь обильную примесь пеплового материала, среди них установлен описанный выше гори-

зонт туфов дацитов. В зоне непосредственного контакта наблюдается проникновение витрокластического материала в трещины подстилающих песчаников; игнимбрины у контакта имеют бурую зону закалки, в которой встречаются просечки гидроокислов железа и карбонатов. Характер контакта свидетельствует о соприкосновении горячего игнимбринового потока с обводненным осадком. Проведение границы между свитами по первому появлению в разрезе пирокластических пород (как это предлагается некоторыми исследователями, например [15]) вряд ли целесообразно, т.к. пласт туфов в этом разрезе подстилается и перекрывается идентичными породами, неотрывными от разреза верхнеассикаевской подсвиты. Сказанное подтверждается и близкими по видовому составу комплексами флоры (см. выше), обнаруженными выше и ниже этого туфового горизонта.

Согласные взаимоотношения верхнеассикаевской и нижнеалчанской подсвит наблюдались также и севернее, в бассейнах рек Столбовой и Медвежьей, Тучной и Полянихи. В разрезе на правом берегу р. Тучной в основании подсвиты наблюдается слой базальных туфогравелитов мощностью до 15 м.

В нижней и верхней частях игнимбринового потока, образующего нижнюю часть подсвиты у г. Точильной, встречаются прослои вулканогенно-осадочных пород с остатками растений. Выше залегает поток туфолов дацитов (60-100 м), перекрывающийся, в свою очередь, потоком лав риодацитов и дацитов (40-60 м). Суммарная мощность нижнеалчанской подсвиты составляет здесь около 260 м.

На других участках Змеино-Столбовского вулканического грабена вышеописанные особенности разреза нижнеалчанской подсвиты в определенной мере сохраняются. По мере приближения к восточной его границе увеличивается роль туфоловой составляющей. По-видимому, вулканические центры этого времени в пределах грабена контролировались перемещениями вдоль разрывов зоны Арсеньевского разлома. В отдельных разрезах (например, на водоразделе рек Столбовой и Медвежьей) подсвита сложена преимущественно туфами риолитов (от тонкообломочных до агломератовых) мощностью до 880 м, содержащими горизонты туфолов риодацитов (до 50 м).

В западной и юго-западной частях бассейна, в пределах Губеровского вулканического грабена нижнеалчанская подсвита залегает на породах домелового фундамента. Так, в бассейне рек Челдонки и Крутобережной подсвита с размывом перекрывает порфиробластические гнейсы протерозойской тургеневской свиты. Нижняя часть разреза образована довольно мощной (350 м) пачкой переслаивания туфопесчаников, туфоалевролитов, туффитов и туфов да-

цитов. В туфоалевролитах обнаружены многочисленные остатки пресноводных моллюсков и растений. Выше располагается пачка различных по зернистости туфов дацитов, содержащих маломощные горизонты туффитов. В целом аналогичный разрез под свиты наблюдается и восточнее, в бассейне р. Маревки у сопки Саровские Дачи (колонка 20 на рис. 2). Мощность пачки переслаивания в основании под свиты – до 136 м. В ее подошве установлен пласт базальных конгломератов (до 5 м), состоящих из продуктов перемыва протерозойских метаморфических сланцев. Выше залегают потоки туфов и лав дацитов общей мощностью до 200 м.

Севернее, в верховьях р. Алчан (где сближаются Губеровский и Змеино-Столбовской вулканические грабены), состав нижнеалчанской под свиты сходен с вышеописанными разрезами южного и юго-западного обрамления бассейна. Нижняя часть разреза представлена также пачкой переслаивания туфопесчаников, туффитов, тефроидов и туфов дацитов мощностью около 490 м. Выше залегают пачка туфов дацитов с горизонтами туфолав и туффитов (до 700 м).

Верхнеалчанская под свита

Верхнеалчанская под свита представлена двумя типами разрезов. В пределах Змеино-Столбовского вулканического грабена она сложена вулканогенно-осадочными породами с прослоями туфов дацитов. Для Губеровского вулканического грабена характерно преобладание туфов и лав андезитов. Существует также и промежуточный тип разреза, включающий продукты как андезитового, так и дацитового вулканизма. Такие разрезы тяготеют к приосевой части бассейна, куда, по-видимому, время от времени попадал вулканический материал из обоих вулканических грабенов. Объединяет эти разрезы наличие в подошве под свиты пачки туффитов и/или туфогенно-осадочных пород мощностью не менее нескольких десятков метров, свидетельствующей о перерыве между двумя вспышками вулканизма.

В пределах Змеино-Столбовского вулканического грабена под свита характеризуется резкой фациальной изменчивостью. В западной части грабена разрез начинается пачкой туффитов с прослоями туфов дацитов и тефроидов. Перекрывается она горизонтом туфов дацитов, выше которых залегают еще одна пачка вулканогенно-осадочных пород. Общая мощность под свиты не превышает здесь 205 м. Ближе к его восточной части, например на водоразделе рек Столбовая и Медвежья (колонка 2 на рис. 3), разрезы под свиты имеют более сложное строение и значительную (около 750 м) мощность. Выше первого горизонта вулканогенно-осадочных пород здесь залегают многократно переслаивающиеся горизонты туфов и туфолав дацитов и риодацитов, туффитов,

тефроидов, туфопесчаников и туфоалевролитов, мощность которых колеблется в пределах 20-90 м. В кровле под свиты постоянно наблюдается пачка алевролитов (до 90 м). Южнее, на водоразделе руч. Бол. Берестянки и Вилюйки (колонка 4 на рис. 3), разрез под свиты более простой. Здесь он представлен монотонной пачкой туфов и игнимбритов риодацитов с редкими прослоями туффитов мощностью около 820 м.

В пределах Губеровского вулканического грабена выше горизонта вулканогенно-осадочных пород (35-60 м) кровли нижнеалчанской под свиты залегают чередующиеся горизонты андезитов и различных по зернистости туфов андезитов (район г. Сухановки, бассейн р. Мал. Сахалинки и др., колонки 16, 17, 18, 19 на рис. 2). Мощности таких горизонтов варьируют от 5-10 до 80-110 и более метров. В средних частях некоторых разрезов присутствует пачка вулканогенно-осадочных пород (мощностью до 130 м у с. Знаменка) с остатками растений, а в верхней части разрезов между потоками андезитов иногда встречаются горизонты туфов дацитов мощностью 5-20 м. Общая мощность верхнеалчанской под свиты составляет здесь 600-900 м.

Промежуточный тип разреза описан вдоль берега р. Бикин у пос. Верхний Перевал (колонка 5 на рис. 2). В основании разреза на нижнеалчанской под свите залегают пачка туфов, лавобрекчий и лав андезитов мощностью до 120 м. Выше вулкаников среднего состава залегают туфы и игнимбриты дацитов мощностью до 160 м. Подобные разрезы описаны также в междуречье Ульяновка и Бикин, Правая Бурлачка и руч. Ингулец. В последнем случае мощность пачки андезитовых туфов в основании под свиты составляет 60 м, а вышележащая пачка чередования туфов дацитов и вулканогенно-терригенных пород имеет мощность более 720 м.

Алчанская свита, таким образом, формировалась преимущественно в континентальных условиях в пределах двух вулканических грабенов, прилегающих к Алчанскому (Мишань-Фушуньскому) и Арсеньевскому разломам, контролировавшим границы бассейна. Морская фауна в этой свите установлена лишь на северо-восточном окончании бассейна на левобережье верховья р. Матай, где в пачке переслаивающихся туфоалевролитов, туфопесчаников и туффитов (нижняя часть алчанской свиты) В.И. Анойкиным и Е.А. Калининым найдены аммонит *Paragastropilites* ex gr. *spiekeri* (McLearn) и двустворки: нукулиды, трации, кампктонектесы, пинниды и др. Выше залегают дациты, андезиты и их туфы. Недалеко от этого местонахождения, у пос. Южный, в туфоалевролитах среди андезитов и их туфов (по-видимому, верхняя под свита алчанской свиты) Е.А. Калинин обнаружил фрагмент аммонита, который он опреде-

лил как *Eogunnarites* sp., что послужило основанием рассматривать возраст подсвиты раннесеноманским. Однако, как отмечает В.П. Коновалов [15], подобные *Eogunnarites* обнаружены на о. Хоккайдо совместно с верхнеальбскими *Stoliczkaia* sp. Аммонит *Paragastropylites* ex gr. *spiekeri*, по мнению В.П. Коновалова, позволяет считать вмещающие отложения средним альбом.

Возраст растительных остатков из алчанской свиты В.А. Красилов и С.А. Шорохова определяли как альб-сеноман [12], а Е.Б. Волынец – как средний (вторая половина) – поздний альб [3, 4]. На IV МРСС [16] была принята точка зрения В.А. Красилова о позднеальбском–сеноманском возрасте свиты.

На основании детального литологического и фитостратиграфического изучения алчанской свиты в подсвитах удалось выделить по 3 флористических комплекса.

В разрезе у пос. Верхний Перевал выше базальных конгломератов определены *Gleichenites porsildii* Sew., *G. zippei* (Corda) Sew., *Asplenium (Anemia) dicksonianum* Heer, *Coniopteris setacea* Vachr., *Arctopteris* aff. *kolymensis* Samyl., *Cladophlebis opposita* Pryn., *Pterophyllum sutschanense* Pryn., *Taeniopteris bikinensis* Schoroch., *Sequoia reichenbachii* (Gien.) Heer (сборы Г.Л. Амельченко). В этом фитоорктоценозе отмечается монодоминантное захоронение *Taeniopteris bikinensis*, вероятно болотного растения, листовые отпечатки которого найдены в углефицированном прослое. Выше по разрезу в песчаных алевролитах – монозахоронение *Gleichenites*, а в туффилах и туфопесчаниках – многочисленные побеги и шишки хвойных *Elatides asiatica* (Yok.) Krassil. и *Sequoia reichenbachii* (Gien.) Heer (сборы Б.Я. Черныша, С.И. Неволлиной и С.А. Шороховой).

В средней части нижнеалчанской подсвиты в бассейне р. Сольда из туфов дацитов определены: *Equisetites* sp., *Osmunda* cf. *denticulata* Samyl., *O.* sp., *Asplenium (Anemia) dicksonioides* Heer, *Birisia (Acantopteris)* sp., *Ctenis* sp., *Nilssonsonia* sp., *Ginkgoites* ex gr. *adiantoides* (Ung.) Heer, *Sphenobaiera* sp., *Podozamites* ex gr. *lanceolatus* (L. et H.) Braun, *Elatides asiatica* (Yok.) Krassil., *Pseudolarix* sp., *Pagiophyllum orientale* Krysh. et Prin., *Athrotaxopsis expansa* Font. emend Berry и *Carpolites* sp. (сборы В.Н. Оковитого).

В верхней части нижнеалчанской подсвиты у подножья г. Точильной выше пачки лав и игнимбригов риодацитов и дацитов в туфоалевролитах определены: *Lycopodites* cf. *prynadae* Krassil., *Gleichenites porsildii* Sew., *Asplenium (Anemia) dicksonianum* Heer, *Pterophyllum sutschanense* Pryn., *Nilssonsonia nicanica* Pryn., *Ginkgoites* ex gr. *adiantoides* (Ung.) Heer, *Elatides asiatica* (Yok.) Krassil., *Torreyites dicksonioides* (Daws.) Bell, *Athrotaxopsis expansa* Font. emend Berry, *Taxites* sp. (сборы Г.Л. Амельченко).

Видовой состав остатков растений из нижнеалчанской подсвиты сходен с альбскими флорами из средней части северосучанской свиты Партизанского бассейна Приморья [11] и из буор-кемюсской и омсукчанской свит Северо-Востока России [17]. Возраст флоры из нижнеалчанской подсвиты, по нашему мнению, альбский (среднеальбский).

В нижней части разреза верхнеалчанской подсвиты из 8 местонахождений определено 30 видов растений, среди которых доминируют хвойные из семейств Тахасеае и Подозамитасеае. Роль папоротниковых и кейтониювых невелика, встречены чекановские, и снова появляются примитивные покрытосеменные родов *Sapindopsis* и *Araliaephyllum*. Видовой состав комплекса аналогичен нижнеалчанскому, но в нем увеличилось разнообразие за счет *Arctopteris* aff. *heterophylla* Kiritch., *Neozamites verchojanensis* Vachr., “*Sagenopteris*” *orientalis* Krassil., *S. variabilis* Velen., *Podozamites tenuinervis* Heer, *Pseudolarix* aff. *dorofeevii* Samyl., *Pityospermum* aff. *prynadae* Krassil., *Phoenicopsis* ex gr. *angustifolia* Heer, *Sapindopsis* sp., *Araliaephyllum* sp., *Kenella harrisiana* Samyl. (сборы Г.Л. Амельченко, Е.Б. Волынец и С.И. Неволлиной).

В средней части подсвиты флора собрана из 14 местонахождений. В её составе (72 вида) преобладают хвойные (25 видов), разнообразны папоротники (24 вида), встречены единичные фрагменты покрытосеменных (*Sapindopsis*). Характерными видами являются: *Gleichenites* aff. *porsildii* Sew., *Birisia (Acantopteris) oerstedtii* (Krysh.) E. Lebed., *Asplenium (Anemia) dicksonianum* Heer, *Osmunda denticulata* Samyl., *Arctopteris* aff. *kolymensis* Samyl., *A. rigidum* Heer, *Teihardia tenella* (Pryn.) Krassil., “*Sagenopteris*” *orientalis* Krassil., *S. variabilis* Velen., *Zamiophyllum ivanovii* (Krisht. et Prin.) Krassil., *Cycadeoidea bikinensis* Krassil., *Cyparissidium gracile* Heer, *Nilssonsonia mediana* (Leck. et Bean) Fox-Strang., *N.* ex gr. *yukonensis* Hollick, *Taxites* sp. 1, *Podozamites tenuinervis* Heer, *Pseudolarix* aff. *dorofeevii* Samyl., *Sphenolepis sternbergianum* (Dunk.) Shenk, *Sequoia reichenbachii* (Gein.) Heer, *S. ambigua* Heer, *Sapindopsis variabilis* Font., *Kenella harrisiana* Samyl., *Araliaephyllum* sp. (сборы В.Л. Мудрова, А.Н. Найдено, В.Ф. Лушникова, С.И. Неволлиной и Е.Б. Волынец). В целом комплекс сходен с комплексом из нижней части подсвиты, но в нем появляются виды, получившие расцвет в поздне-меловое время. К ним относятся: *Birisia (Acantopteris) oerstedtii*, *Asplenium rigidum*, *Sagenopteris variabilis*, *Nilssonsonia* ex gr. *yukonensis*, *Sequoia ambigua* и *Araliaephyllum* sp. Собраны также многочисленные стебли с мощным панцирем – *Cycadeoidea bikinensis* Krassil. – и принадлежащие этому же растению листья – *Zamiophyllum ivanovii* (Krisht. et Prin.) Krassil.

которые В.А. Красилов первоначально определял как *Z. ex gr. buchianum* (Eltings.) Nath. [12].

Верхняя часть подсвиты охарактеризована комплексом флоры из 3 местонахождений (сборы В.Ф. Лушникова, Б.Л. Кабанова, С.И. Неволиной, Е.Б. Волинец и Г.Л. Амельченко), включающем 63 вида. Велико разнообразие папоротников (26 видов), особенно мелколистных: *Asplenium (Anemia)*, *Birisia (Acantopteris)*, *Arctopteris*, *Gleichenites*, *Coniopteris*, *Eogymnocarpium*. Хвойные (17 видов) представлены родами *Elatides*, *Sphenolepis*, *Alhrotaxopsis*, *Sequoia* и *Taxites*. Довольно многочисленны листья покрытосеменных (18 видов), но роль их в этом растительном сообществе невелика. В одном из местонахождений (кл. Сторожевой) многочисленны отпечатки *Otozamites* sp., свидетельствующие о начавшейся аридизации климата. Наиболее характерные виды комплекса: *Birisia (Acantopteris) samylinae* E.Lebed., *B. (A.) jelisejevii* (Krisht.) Philip., *Eogymnocarpium* aff. *sinensis* Li, *Osmunda denticulata* Samyl., *Asplenium (Anemia) dicksonianum* Heer, *A. rigida* Heer, *Coniopteris asplenioides* Kiritchk., *Arctopteris obtusipinnatus* Samyl., *Nicania* aff. *pectinata* Pryn., *Nilssonia canadensis* Bell, *Elatides splendida* Bell, *Sphenolepis sternbergianum* (Dunk.) Shenk, *Taxites* sp. 1, *Athrotaxopsis expansa* Font. emend. Berry, *Sapindopsis brevifolia* Font., *S. variabilis* Font., *Vitiphyllum (Cissites) parvifolium* Font., *Celastrorhynchium* sp.p., *Quercophyllum* ex gr. *grossedentatum* Font., *Sassafras ussuriensis* Krassil., *Laurophyllum* sp., *Araliaephyllum* sp.p.

Этот комплекс близок к позднеальбским флорам из топтанской, омсукчанской и, частично, зоринской свит Омсукчанского бассейна [17], а также из верхней части северосучанской (френцевской) и кангаузской свит Партизанского и галенковской свиты Раздольненского бассейна Южного Приморья [11].

В составе верхнеалчанского комплекса по фрагменту побега без кутикулы В.А. Красиловым [12] был определен редкий вид хвойного *Metasequoia cuneata* (Newb.) Chaney, характерного для позднемеловых флор Канады, включая сеноманскую формацию Данвеган. В исследованном материале этот вид также обнаружен, отпечатки его хорошей сохранности. Но отсутствие кутикулы позволяет относить их лишь к роду *Taxites*, установленному Броньяром [22] для облиственных побегов, у которых листья прикрепляются спирально и, располагаясь в два ряда, образуют плоский побег. В Алчанском бассейне представители рода *Taxites* впервые встречаются в комплексе верхнеассикаевской свиты. Хорошей сохранности остатки нами найдены в местонахождениях по р. Крутоярхе, а также из галенковской свиты (альб) Раздольненского бассейна Южного Приморья (бассейн р. Барабашевки, руч. Болотный).

В палинокомплексе из средней части верхнеалчанской подсвиты (бассейн р. Васильевки) доминируют споры. Это, главным образом, гладкие трилетные *Leiotriletes* sp., *Cyathidites australis* Coup., *C. minor* Coup., а также близкие к глейхениевым *Gleicheniidites laetus* (Bolch.) Bolch., *G. senonicus* Ross, *Plicifera delicata* Bolch. и уховниковым – *Laevigatosporites ovatus* Wils. et Webst., *L. ovoideus* Takah. Среди голосеменных многочисленна пыльца *Ginkgocycadophytus*, а также близких к таксодиевым и подозамитам. Покрытосеменные представлены трехбороздной пыльцой *Tricolpites* и *Clavatipollenites ineicus* Chlon.

С учетом приведенных данных мы полагаем, что алчанская свита накапливалась в течение второй половины среднего и в позднем альбе.

СТОЛБОВСКАЯ ТОЛЩА

Столбовская толща заполняет наиболее углубленные участки Змеино-Столбовского и Губеровского грабенов. Толща практически не обнажена и изучена лишь в поверхностных горных выработках и в скважинах колонкового бурения. В пределах Змеино-Столбовского грабена разрез её подразделен на две подтолщи.

Нижняя подтолща

Нижняя подтолща образована преимущественно грубообломочными породами – конгломератами, песчаниками, в меньшей мере – песчанистыми алевролитами. По мере перемещения от краев депрессии к приосевой части доля тонкообломочных пород в разрезе увеличивается от 10 до 30%. В этом же направлении уменьшаются мощности слоев конгломератов и зернистость в песчаниках.

На правобережье верховья р. Змеиной (колонки 9 и 10 на рис. 3) базальная пачка (60 -100 м) представлена мелкогалечными конгломератами, переслаиваемыми с различными по зернистости (от грубо- до мелкозернистых) песчаниками, прослоями песчанистых алевролитов и аргиллитов. В составе хорошо окатанных галек базальных конгломератов, согласно перекрывающих алевролиты верхнеалчанской подсвиты, установлены: кварциты – 19%, ороговикованные песчаники – 6%, ороговикованные алевролиты – 11%, граниты – 12%, кремни – 35%, ридолиты – 2%, дациты – 2%, песчаники – 1%, кварц жильный – 4%, туфы дацитов – 5%, туффиты – 3%, редко встречаются гальки метаморфизованных каменных углей. Соответственно, можно предполагать, что на начальном этапе питающая провинция располагалась преимущественно за пределами бассейна (невелика роль вулканитов алчанского комплекса). Цемент представлен среднезернистым аркозовым песчаником. Песчанистые алевролиты и ар-

гиллиты серые с вишневым оттенком, нередко пятнистоокрашенные.

Вышележащая вторая пачка (от 3.5 до 18.5 м) сложена разномерными песчаниками с линзовидными прослоями гравелитов. Третья пачка (до 40 м) состоит из песчаных алевролитов серых, массивных и горизонтально-слоистых, с линзочками и обломками углистых алевролитов. В средней части пачки – прослой серых песчаников, мощность которого меняется от 5-6 м в краевых частях депрессии до 30 м в приосевой ее части. Четвертая пачка (4 – 5 м) сложена мелкогалечными конгломератами, в которых, в сравнении с базальными конгломератами, увеличена доля галек эффузивных пород.

Общая мощность нижней подтолщи составляет здесь около 110 м.

Верхняя подтолща

Верхняя подтолща состоит из двух пачек. В верховье р. Змеиной первая пачка (10-35 м) представлена туфоалевролитами серыми, зеленовато-серыми, красновато-серыми, горизонтально- и косослоистыми, с прослоями и линзами разномерных и гравелистых песчаников, содержащих, в свою очередь, обломки и тонкие (2-3 см) линзы лигнитов. Прослой песчаников концентрируются преимущественно в бортовых частях депрессии.

Основной объем второй пачки составляют песчаные алевролиты серые, зеленовато-серые, горизонтально- и косослоистые, содержащие прослой (до 6 м) разномерных песчаников и линзы гравелитов. У бортов депрессии, как и в подстилающей пачке, наблюдается преобладание относительно грубообломочных пород (песчаников, гравелитов), сменяющихся по мере приближения к приосевой ее части более мелкообломочными породами. В песчаных алевролитах установлены прослой туффитов и туфов дацитов.

Мощность верхней подтолщи у бортов грабена – 13-17 м, а в приосевой его части – до 120 м.

Разрезы более северной, расширяющейся части грабена имеют значительно большую мощность. Так, на водоразделе рек Столбовой и Медвежьей (колонка 2 на рис. 3) нижняя, грубообломочная подтолща имеет мощность до 350 м, а верхняя, преимущественно алевролитовая – до 430 м. Мощность столбовской толщи в Змеино-Столбовском грабене меняется от 270 м в южной и до 900 и более метров – в северной частях.

В Губеровском грабене столбовская толща имеет подобное строение. Здесь она изучена только по керну скважин. В прибортовых частях грабена также преобладают грубообломочные и песчаные породы, в то время как в приосевой части начинают преобладать красноцветные алевролиты. Кон-

гломераты базальной пачки (более 100 м), в отличие от таковых Змеино-Столбовской депрессии, имеют ярко выраженный вулканомиктовый состав, причем до 54% галек образовано здесь андезитами, аналогичными породам верхнеалчанской подсвиты. Преимущественно вулканитовая кластика характерна и для песчаников. Присутствие зерен андезитов, дацитов и риолитов, имеющих часто зеленую и бордовую окраску, придает породам характерный “узорчатый” облик. Общая мощность столбовской толщи в Губеровском грабене составляет более 450 м.

Возраст столбовской толщи установлен по спорово-пыльцевым комплексам из керна скважин.

Для палинокомплекса нижней части толщи (скв. 100 и 101 в интервале 63-43 м) характерно доминирование папоротникообразных. Это, главным образом, гладкие трилетные споры группы *Leiotriletes*, а также близкие к циатеевым (*Cyathidites australis* Coup., *C. minor* Coup.). Им сопутствуют глейхениевые (*Gleicheniidites laetus* (Bolch.) Bolch., *G. senonicus* Ross., *G. circinidites* (Schwarz) Nokav., *G. sp.*, *Plicifera delicata* Bolch.), схизеевые (*Cicatricosisporites minutaeistriatus* (Bolch.) Poc., *C. multicosatus* (Bolch.) Poc., *C. dorogensis* Pot. et Gell., *Appendicisporites auriferus* (Bolch.) Bolch., *A. imperfectus* (Mal. et Boch.) Poc., *Concavissimisporites asper* Poc.), а также близкие к чистоустовым (*Osmundacidites nicanicus* (Verb.) Schug., *O. wellmanii* Coup.) и ужовниковым (*Laevigatosporites ovatus* Wills. et Webst., *L. sp.*). Встречены споры сфагновых (*Stereiotriletes sereoides* (Pot. et Venitz.) Pfl., *S. antiquasporites* (Wills. et Webst.) и печеночных (*Roussisporites reticulatus* Poc., *R. laevigatus* Coup.) мхов, плауновидных и селлагинелловых. Но их участие невелико. Характерны, но редко встречаются споры *Stenozonotriletes exuperans* Chlon.

Среди голосеменных многочисленна двумешковая пыльца близких к сосновым, а также таксодиевым: *Alisporites aequalis* (Bolch.) Chlon., *A. similis* (Balme) Dett., *Rugubivesiculites rugosus* Pierc., *Protocedrus cenomanica* Chlon., *Taxodiumpollenites hiatus* (Rot.) Kremp, *T. distichiforme* (Simp.) Sriv., *Inaperturopollenites dubius* (Rot. et Gell.) Thoms. et Pfl. Реже встречаются *Ginkgocycadophytus* spp., а также пыльца близких к араукариевым (*Araucariacites*), но иногда ее участие достигает 11%. Спорадически в виде единичных зерен представлена пыльца *Classopollis*, *Podocarpidites* и *Gnetaceaepollenites*.

Цветковые составляют незначительную часть палинокомплекса (до 2%) и представлены трехбороздной пыльцой с гладкой (*Tricolpites*) и скульптурированной мелкой сеточкой (*Tricolpites micromunus*) – экиной, а также трехборозднопоровой (*Tricolporopollenites*) пыльцой.

Таксономический состав палинокомплекса из нижней части столбовской толщи близок к комплек-

сам позднего альба, изученным из нижней части коркинской серии в Раздольненском бассейне Южного и лужкинской свиты – Центрального Сихотэ-Алиня и из альб–сеноманских отложений бассейнов рек Янджи и Сунляо Северо-Восточного Китая.

Редкие находки спор *Stenozonotriletes exuperans*, которые появляются в сеноманских и характерны для туронских палинофлор, не позволяют считать позднеальбской нижнюю возрастную границу столбовской толщи. По всей вероятности, накопление осадков этой части толщи происходило в раннем сеномане.

В палинокомплексе верхней части столбовской толщи по-прежнему доминируют споры разнообразных папоротников (более 90% и 120 видов) Среди них преобладают споры близких к схизеевым. Кроме видов, участвующих в палинокомплексе из нижней части толщи, в нем определены *Cicatuco-sisporites exiloides* (Mal.) Bolch., *C. perforatus* (Baran. et Nemk.) Singh., *C. pseudoauriferus* (Bolch.) Chlon., *Appendicisporites tricostatus* (Bolch.) Poc., *A. trichacantus* (Mal.) Poc., *A. macrorhizus* (Bolch.) Poc., *Impardecisporites apiverrucata* (Coup.) Venkat. et Rasa, *I. valanjinensis* (Bolch.) Shug., *Pilosisporites verus* (Delc. et Sprum.) Brenn., *P. setiferus* (Verb.) Singh., *P. echinaceus* (Bolch.) Singh.

Возросло разнообразие мохообразных и плауновидных. Наиболее характерны среди них *Rouseisporites reticulatus* Poc., *R. triangularis* Poc., *R. laevigatus* Coup., *R. radiatus* Poc., *Lobatia involucrata* (Chlon.) Chlon., *Foraminisporites asimmetricus* (Cook. et Dett.) Dett., *Foveosporites canalis* Balme, *F. cenomanicus* (Chlon.) Schwetz., *Selaginella kemensis* Chlon., *Densoisporites corrugatus* Arch. et Gam., *Stenozonotriletes exuperans* Chlon. Многие из этих видов появляются в альбских палинофлорах, а некоторые типичны для сеноманских. Они постоянны в палинокомплексе из верхней части столбовской толщи, но число их невелико. Сокращается участие спор, близких к циатеевым.

Среди голосеменных обильна пыльца близких к таксодиевым и кипарисовым. Довольно разнообразна двумешковая пыльца близких к сосновым, реже встречаются ногоплодниковые, гинкгоцикадофитовые, гирмериелловые и гнетовые.

Покрытосеменные составляют 2-6% и представлены, главным образом, трехбороздной и трехборозднопоровой пыльцой с экзиной гладкой или орнаментированной тонкой нечеткой сеточкой. Кроме этой пыльцы встречаются также многопоровые (*Polyporites clarus* M. Mtch.) и трехпоровые (*Triporepollenites* sp.) зерна.

В таксономическом составе спор и пыльцы голосеменных по сравнению с комплексом из нижней

части столбовской толщи существенных изменений не произошло. Сократилось участие таксонов, обычно доминирующих в раннемеловых палинофлорах, и возросло число и разнообразие среди папоротникообразных, голосеменных и, особенно, цветковых (7 видов и, иногда, до 6%).

Наиболее вероятное время формирования верхней подтолщи, судя по этим данным, – поздняя половина сеномана.

Кроме того, в разрезе верхней части толщи в бассейне р. Заломной собраны флористические остатки, а также остатки пресноводных жаброногих ракообразных – конхостраки. Флористические остатки включают *Onychiopsis psilotoides* (St. et W.) Ward, *Ginkgo* ex gr. *sibirica* Heer, *Sphenopteris stricta* (Newb.) Bell, *Torreytes dicksonioides* (Dawson) Bell, *Brachyphyllum douglasii* Bell, *Araliaephyllum rotundiloba* (Newb.) Fretes, *Ficus*(?) *glascolana* Lesg., *Andromeda* (?) *spatulata* Bell (определения С.И.Неволиной). В этом комплексе преобладают характерные сеноманские и некоторые альбские виды.

Конхостраки представлены *Paleoleptestheria favosa* Oleyн., *Bairdestheria abbreviata* Oleyн., характерными, по заключению А.Н. Олейникова, для альба или альб–сеномана.

Возраст столбовской толщи, таким образом, устанавливается достаточно уверенно в рамках сеноманского века.

ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Фациальные обстановки и палеогеография

Детальный анализ фациального состава пород и изменений таксонометрического состава морской фауны и наземной растительности позволили восстановить особенности обстановок в данном регионе на границе раннего и позднего мела.

Для конца аптского века (времени накопления нижнеассикаевской подсвиты) характерно формирование отложений чередующихся прибрежно-морских и континентальных фаций. В растительных сообществах этого времени доминируют голосеменные (в том числе цикадофитовые и хвойные) в сочетании с разнообразными папоротникообразными и хвощами.

В раннем альбе (период формирования среднеассикаевской подсвиты) изученные отложения представлены прибрежно-морскими фациями. Спорадически отмечаются проявления андезитового вулканизма.

В начале среднего альба (период накопления отложений верхнеассикаевской подсвиты) море оставалось лишь в центральной части бассейна, а в его восточной части установлено чередование прибрежно-морских и континентальных фаций. Море, по-ви-

димому, было мелководным, о чем свидетельствуют остатки прибрежно-морских моллюсков.

На суше в это время проявляется активный вулканизм, что сказалось на характере растительности. В начале среднего альба она представлена, в основном, папоротниками и беннеттитовыми, к концу возрастает видовое разнообразие в растительных сообществах (до 40 видов). Среди них доминируют таксодиевые и многочисленные папоротниковые, появляются узколистные цветковые.

В конце среднего и позднем альбе (время формирования алчанской свиты) седиментация происходила на фоне интенсивного наземного вулканизма, особенно активного в восточной части бассейна. Море сохранилось лишь на его северо-восточной окраине, что подтверждается находками здесь аммонитов и двустворок. В западной части осадки накапливались частично в озерных условиях (прослой с фауной пресноводных двустворок, гастропод, рыб и насекомых). В конце среднего альба фиксируются условия повышенной влажности (прослой углефицированных пород с доминированием болотных растений). В позднем альбе сложная и нестабильная обстановка, отраженная в резкой фациальной изменчивости пород этого времени, накладывала отпечаток на видовой состав палеофитоценозов. Среди образующих их растений возрастают признаки ксероморфности – доминирование узколистных папоротников. Увеличивается разнообразие папоротникообразных и голосеменных. Среди последних доминируют таксодиевые и гинкговые.

В сеномане (время накопления столбовской толщи) седиментация происходила в пределах аллювиальной равнины и старичных озер в условиях аридного климата. В начале века, по палинологическим данным, имело место доминирование разнообразных папоротникообразных и таксодиевых.

Во второй половине сеномана по-прежнему преобладают разнообразные папоротники (до 120 таксонов), возрастает участие мохообразных и плауновидных. В это время, по-видимому, возросли температура и влажность, о чем свидетельствует значительное количество пыльцы таксодиевых и кипарисовых. Увеличивается также разнообразие цветковых.

Особенности тектонического развития

Заложение Алчанского бассейна, которое произошло в апте, коррелируется с заметной сменой режима седиментации нижнемеловых отложений прилегающих регионов. В частности, в разрезах Журавлевского террейна в это время начинает накапливаться преимущественно песчаниковая толща в основании макроритма (каталевская свита) [7]. В Раздольнинском бассейне в подошве апта установлен

размыв, выше которого залегает угленосная липовецкая свита с конгломератами в основании [8].

Главная фаза вулканизма в пределах Алчанского бассейна имела место в среднем и позднем альбе, однако прослой туфов и туффитов спорадически отмечаются и среди апт–среднеальбских терригенных образований ассикаевской свиты. Это, в определенной степени, свидетельствует об унаследованности развития Алчанского бассейна, что отмечалось и ранее [18].

Формирование бассейна происходило на фоне значительных (с амплитудами в сотни и тысячи метров) вертикальных перемещений как по контролирувавшему его границы Алчанскому и Арсеньевскому разломам, так и по разломам внутри бассейна. Различия в развитии отдельных блоков бассейна фиксируются со среднеальбского времени, с начала активизации вулканизма. Последний был сосредоточен в новообразованных грабенах – Змеино-Столбовском и Губеровском, располагавшихся в зонах влияния Арсеньевского и Алчанского разломов соответственно. В Змеино-Столбовском вулканическом грабене ассикаевская и алчанская свиты, а также столбовская толща залегают согласно, т.е. седиментация была непрерывной в течение апта–сеномана. За пределами этого грабена алчанская свита залегает с размывом на различных горизонтах ассикаевской свиты, а на юге и юго-западе – на породах докембрийского кристаллического фундамента. Автономность развития Губеровского и Змеино-Столбовского грабенов особенно ярко проявлена при формировании верхнеалчанской подсвиты: в разрезах Губеровского грабена доминируют вулканы андезитового, а Змеино-Столбовского – дацитового и риолитового составов.

Формирование крупных структур растяжения, каковыми являются как Алчанский бассейн в целом, так и располагающиеся в его пределах вулканические грабены, по-видимому, тесно связано с латеральными перемещениями вдоль Алчанского и Арсеньевского разломов. Эта проблема, однако, выходит за рамки предлагаемой статьи и требует отдельного рассмотрения.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 98-05-65343 и 99-05-64568).

ЛИТЕРАТУРА

1. Анойкин В.И. Геологическая карта СССР. 1 : 200000. Лист L-53-V. Л.: Госгеолтехиздат, 1984.
2. Анойкин В.И. Геологическая карта СССР. 1 : 200000. Лист L – 53-X. Л.: Госгеолтехиздат, 1985.
3. Волюнец Е.Б. Альбская флора алчанской свиты Приморья: Материалы научной конференции к 110-летию со дня рождения А.Н. Криштофовича. Владивосток: Дальнаука, 1997. С. 23-24.

4. Волынец Е.Б. Этапы развития мезозойских флор Партизанского каменноугольного бассейна Приморья: Тез. докл. XLIV сес. ВПО. СПб., 1998. С. 22-24.
5. Геологическая карта Приморского края. 1 : 1000000 / Ред. Бажанов В.А., Олейник Ю.Н. 1986.
6. Геология СССР. Т. XXXII: Приморский край / Ред. Берсенев И.И. М.: Наука, 1969. 690 с.
7. Голозубов В.В., Ханчук А.И. Таухинский и Журавлевский террейны (Южный Сихотэ-Алинь) – фрагменты раннемеловой окраины Азии // Тихоокеан. геология. 1995. № 2. С. 13-25.
8. Голозубов, В.В., Ли, Донг-У, Амельченко Г.Л. Роль горизонтальных перемещений при формировании Раздольненского мелового эпиконтинентального бассейна (Южное Приморье) // Тихоокеан. геология. 1998. Т. 17, № 3. С. 14-21.
9. Киричкова А.И. (сост.) Фитостратиграфия и флора юрских и нижнемеловых отложений Ленского бассейна. Л.: Недра, 1985. 223 с.
10. Козлов А.А. Геологическая карта СССР. 1 : 200000. Лист L-53-IV, с объяснительной запиской. М., 1972. 97 с.
11. Красилов В.А. Раннемеловая флора Южного Приморья и ее значение для стратиграфии. М.: Наука, 1967. 264 с.
12. Красилов В.А., Шорохова С.А. Фитостратиграфия алчанской свиты Северного Приморья // Вулканогенный мел Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 43-50.
13. Лихт Ф.Р. Геологическая карта СССР. 1 : 200000. Лист L-53-IX, с объяснительной запиской. М., 1978. 128 с.
14. Маркевич В.С. Меловая палинофлора севера Восточной Азии. Проект IGCP, № 350. Владивосток: Дальнаука, 1995. 200 с.
15. Маркевич П.В., Коновалов В.П., Филиппов А.Н., Малиновский А.И. Нижнемеловые отложения Сихотэ-Алиня. Владивосток: Дальнаука, 1999. 310 с.
16. Решения IV Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья, (Хабаровск, 1990): Объяснительная записка к стратиграфическим схемам. Хабаровск, 1994. 123 с.
17. Самылина В.А. Меловая флора Омсукчана. Л.: Наука, 1976. 206 с.
18. Филиппов А.Н. Об унаследованном характере орогенных вулканических поясов Сихотэ-Алиня // Тихоокеан. геология. 1984. № 5. С. 115-119.
19. Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Д., Голозубов В.В., Гонохова Н.Г. Геология и полезные ископаемые Приморского края. Владивосток: Дальнаука, 1995. 82 с.
20. Черныш Б.Я. Геологическая карта СССР. 1:200000, Лист L-53-XIV, XV. Объяснительная записка. М.: ВГФ, 1969. 102 с.
21. Черныш Б.Я. К геологии меловых отложений низовьев р. Бикин // Информ. сб. ПГУ. 1971. № 7. Владивосток, 1971. С. 23-28.
22. Brogniart A. Notice sur les plantes d'Armissia pres Narbonne // Ann. Sci. nat. 1828. Ser.1. V. 15. P. 43-51.
23. Xu D. Basic characteristics and tectonic evolution of the Tancheng-Lujiang Fault Zone // Tancheng-Lujiang Wrench Fault System. Chichester. England. John Wiley & Sons. 1993. P. 17-51.

Поступила в редакцию 1 июня 1999 г.

Рекомендована к печати Л.И. Попеко

G.L. Amel'chenko, V.V. Golozoubov, E.B. Volynets, and V.S. Markevich

Stratigraphy of the Alchansky Cretaceous epicontinental basin (West Sikhote-Alin)

Apian-Cenomanian deposits of the Alchansky basin and enclosing deposits of floral and faunal remains are described. Detailed analysis of facies composition and change in time of floral and faunal taxa allowed reconstruction of the environments in this region at the Early to Late Cretaceous boundary. Within the basin synsedimentation Guberovsky and Zmeino-Stolbovskoy grabens, and Silanshansky horst-anticline, separating them, which developed autonomously have been distinguished.

ФАУНИСТИЧЕСКИЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОЙ АККРЕЦИИ ПАЛЕООКЕАНИЧЕСКИХ ФРАГМЕНТОВ ТАУХИНСКОГО ТЕРРЕЙНА (ЮЖНЫЙ СИХОТЭ-АЛИНЬ)

*И.В. Кемкин**, *М. Каметака***, *С. Кодзима****

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

**Нагойский университет, г. Нагойя, Япония

***Гифу университет, г.Гифу, Япония

По данным микрофаунистического изучения кремнисто-терригенных отложений Горбушинского субтеррейна в бассейне р. Корейской установлены три разновозрастных последовательных радиоляриевых комплекса (*Xitus gifuensis*, *Stichomitra doliolum* и *Pseudodictyomitra carpatica*) и определен возраст переходных от кремней к турбидитам слоев. На основании данных биостратиграфического изучения переходных слоев Горбушинского субтеррейна в различных районах делается вывод, что, как минимум, двукратное повторение кремнисто-терригенного разреза в составе средней структурной единицы Таухинской аккреционной призмы является результатом последовательной аккреции разновозрастных участков палеоокеанической плиты, а не постаккреционных синскладчатых надвигов. Приведена краткая характеристика радиоляриевых комплексов.

Ключевые слова: микрофауна, радиоляриевые комплексы, возраст, поздняя юра, ранний мел, аккреция, Сихотэ-Алинь.

ВВЕДЕНИЕ

Таухинский террейн представляет собой фрагмент раннемеловой аккреционной призмы, причлененный к восточной окраине Ханкайско-Буреинского палеоконтинента в баррем – альбское время [8]. Он расположен в юго-восточной части Сихотэ-Алиня, а от соседних Самаркинского и Журавлевского террейнов отделен разломами (рис. 1). Таухинский террейн состоит из трех тектоно-стратиграфических единиц (субтеррейнов), характеризующихся близким составом и строением, но отличающихся возрастом слагающих их пород. Каждый субтеррейн состоит из палеоокеанических образований (кремни и известняки, нередко в ассоциации с базальтами), плавно переходящих выше по разрезу в породы окраинно-морского происхождения – турбидиты и далее в олистострому [8]. Таким образом, олистостромовые горизонты являются, как бы, границами между различными субтеррейнами.

Нижняя структурная единица (Эрдагоуский субтеррейн) сложена базальтами и залегающими на них кремнями и глинистыми кремнями позднеюрско-берриасового возраста (эрдагоуская свита), берриас-валанжинскими турбидитами (силинская толща), согласно и постепенно сменяющимися кремни, и валанжин-барремской олистостромой. Мощность базальтов и кремней составляет немногим более 150 м, а мощность турбидитов оценивается в 2500 м [5], хотя не исключено, что терригенный разрез несколько раз

тектонически повторен. Мощность олистостромовых горизонтов в различных районах изменяется от 100-200 м до 400 м.

Средняя структурная единица (Горбушинский субтеррейн) состоит из средне-позднетриасовых известняков (400-500 м мощностью) с высокотитанистыми щелочными базальтами в основании (тетюхинская свита), раннетриасовых-позднеюрских кремней и глинистых кремней (100 м), которые согласно и постепенно сменяются турбидитами позднего титона-берриаса (горбушинская свита) и берриас-валанжинской олистостромой. Мощность турбидитов в различных пластинах составляет 350 – 700 м [1, 3 и др.], мощность олистостромовых горизонтов – 100-400 м.

Верхняя структурная единица (Скалитореченский субтеррейн) образована позднедевонско-раннепермскими известняками (около 400 м), ассоциирующими с высокотитанистыми щелочными базальтами (скалитореченская свита), кремнями и глинистыми кремнями, возраст которых изменяется от каменноугольного до среднеюрского, и перекрывающими их позднеюрскими турбидитами (пантовая свита). Истинная мощность кремней и терригенных пород ввиду фрагментарности их выходов не установлена.

Характерной особенностью Горбушинского субтеррейна (средняя структурная единица) является то, что кремни и перекрывающие их турбидиты четырехкратно повторяются в разрезе. Такая учетверенная кремнисто-терригенная последовательность

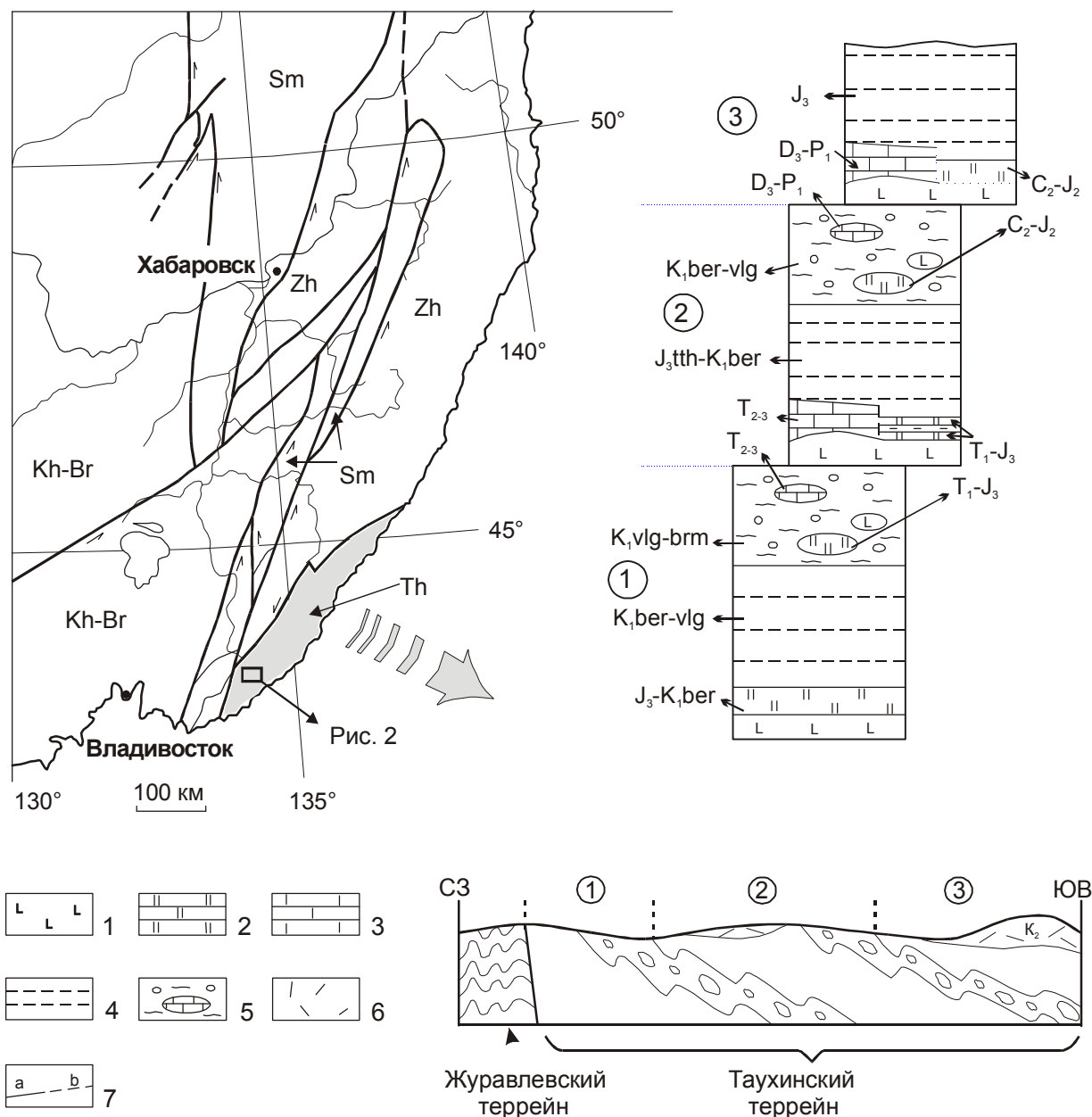


Рис. 1. Тектоническая схема Сихотэ-Алиня, генерализованный разрез Таухинской аккреционной призмы и слагающие ее тектоно-стратиграфические комплексы [8].

1 – базальты, 2 – кремни, 3 – известняки, 4 – турбидиты, 5 – олистострома, 6 – позднемиоценовые вулканиты, 7 – характер контакта между различными литогенетическими типами пород: седиментационный (а), неустановленный (б).

Kh-Br – Ханкайско-Бурейнский супертеррейн, Sm – Самаркинский террейн, Zh – Журавлевский террейн, Th – Таухинский террейн.

Цифры в кружках: 1 – Эрдагоский субтеррейн, 2 – Горбушинский субтеррейн, 3 – Скалистореченский субтеррейн.

горбушинского разреза наблюдается практически во всех районах развития Таухинской призмы [1, 3, 6, 7, 17 и др.]. Однако до сих пор было не ясно, является ли это дуплексирование результатом постааккреционных синскладчатых надвигов в едином кремнисто-терригенном разрезе, или же последовательной аккреции очередных порций палеоокеанической плиты. Решение этого вопроса возможно лишь при тща-

тельном биостратиграфическом изучении каждой из четырех пластин и, особенно, переходных от кремней к турбидитам слоев. Плавная смена кремненакопления терригенной седиментацией свидетельствует о постепенной смене пелагической обстановки осадкообразования гемипелагической и далее окраинно-морской и фиксирует тем самым приближение участков палеоокеанической плиты к зоне конвер-

генции. Следовательно, возраст переходных слоев может служить своеобразным репером начала последующей аккреции океанических фрагментов.

В ходе литолого-биостратиграфических исследований были получены новые данные о возрасте переходных от кремней к турбидитам слоев Горбушинского субтеррейна, способствующие решению обозначенной проблемы. Результаты этих исследований приводятся в данной статье.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

В геологическом строении бассейна р. Корейской принимают участие три группы стратифицированных отложений (рис. 2), отличающихся как составом, так и возрастом. Результаты исследований показывают [16], что в основании разреза рассматриваемого района залегает олистостромовая толща, которая по составу и возрасту олистолитов идентифицируется с верхней частью разреза Эрдагоуского субтеррейна. Олистостромы – это хаотические образования, содержащие глыбы и блоки разновозрастных и генетически разнородных пород, заключенных в алевро-аргиллитовый матрикс. Размер олистолитов (обломков пород) изменяется от нескольких миллиметров и десятков сантиметров до нескольких десятков метров. Форма олистолитов разнообразна: от изометричной и удлиненной до линзовидной и неправильной. Количество обломков составляет 35 – 40 % от объема породы. Среди олистолитов установлены [16] позднепермские известняки, триасовые песчаники и алевролиты, триасовые и юрские кремни, позднеюрские кремнистые аргиллиты, раннемеловые (?) алевролиты и песчаники, а также базальты. Матрикс олистостромы представлен плохо отсортированным алевролитовым материалом, нередко со следами течения и оползания слабо литифицированного осадка. Видимая мощность олистостромовых отложений до 200 м.

Структурно выше залегают кремнисто-терригенные породы, которые по возрастным и литологическим особенностям сопоставляются с таковыми Горбушинского субтеррейна. Контакт их с олистостромой тектонический. Следует отметить однако, что в бассейне р. Корейской обнажены только две пластины кремнисто-терригенных пород Горбушинского субтеррейна, в то время как в большинстве других случаев мы наблюдали четырехкратное повторение. Нижняя часть пластин сложена сургучными, розовато-красными, желтовато- и зеленовато-серыми слоистыми кремнями и глинистыми кремнями. Слоистость обусловлена маломощными (1-3 мм) глинистыми прослоями. Мощность собственно кремневых слоев изменяется от 1.5-2 см до 3-5 см, реже 7-10 см. Породы интенсивно катаклазированы, смяты

в дисгармоничные малоамплитудные складки и разбиты многочисленными трещинами типа микросбросов. Мощность кремневой части, с учетом микрофаунистических данных, составляет порядка 100 м, хотя в пределах пластин разновозрастные фрагменты кремневого разреза повторяют 3-5 раз [14, 17]. Кремни согласно и постепенно, через пачку кремнистых аргиллитов, сменяются черными аргиллитами, алевролитами и далее по разрезу флишоидным переслаиванием алевролитов и песчаников, переходящих в массивные средне- и крупнозернистые песчаники. Видимая мощность терригенной части составляет 300-350 м. Возраст кремней в пределах пластин изменяется от раннего триаса до поздней юры, а возраст терригенных пород – поздний титон–берриас [14, 16].

На олистостромовые отложения Эрдагоуского субтеррейна и кремнисто-терригенные породы Горбушинского субтеррейна надвинуты мелководноморские отложения таухинской свиты. Они представлены мелко-среднегалечными конгломератами с прослоями гравелитов и флишоидным переслаиванием разнозернистых песчаников и алевролитов, которые составляют до 90 % видимой мощности. В песчаниках и алевролитах содержатся многочисленные остатки макрофауны и флоры [4], характеризующие возраст пород как берриас-валанжин. Отложения таухинской свиты сопоставляются с образованиями преддугового бассейна, накапливающимися синхронно с турбидитами и олистостромой, но не в желобе, а в примыкающей к нему мелководной (шельфовой) части.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

Детальные литолого-биостратиграфические исследования Горбушинского субтеррейна были выполнены вдоль береговых обнажений на левобережье р. Корейской в первой (по отношению к подстилающей олистостроме) пластине. Кремнисто-терригенные отложения образуют здесь запрокинутую антиклинальную складку северо-восточного простирания (см. рис. 2 и 3). Зеркало складчатости имеет северо-западную вергентность и полого погружается на юго-восток. Результаты микрофаунистического анализа кремневой части разреза (охватывающей интервал с триаса по среднюю юру) описаны нами в предыдущих статьях [14, 16]. В данной работе мы подробнее остановимся на переходной от кремней к турбидитам части разреза.

Изучение микрофаунистических остатков показало, что последние слои кремневой части (зеленовато-серые глинистые кремни), кремнистые аргиллиты (также зеленовато-серого цвета) и первые слои терригенных пород (черные аргиллиты) содержат радиолярии, указывающие на их позднеюрский возраст. Вместе с тем, различия видового состава

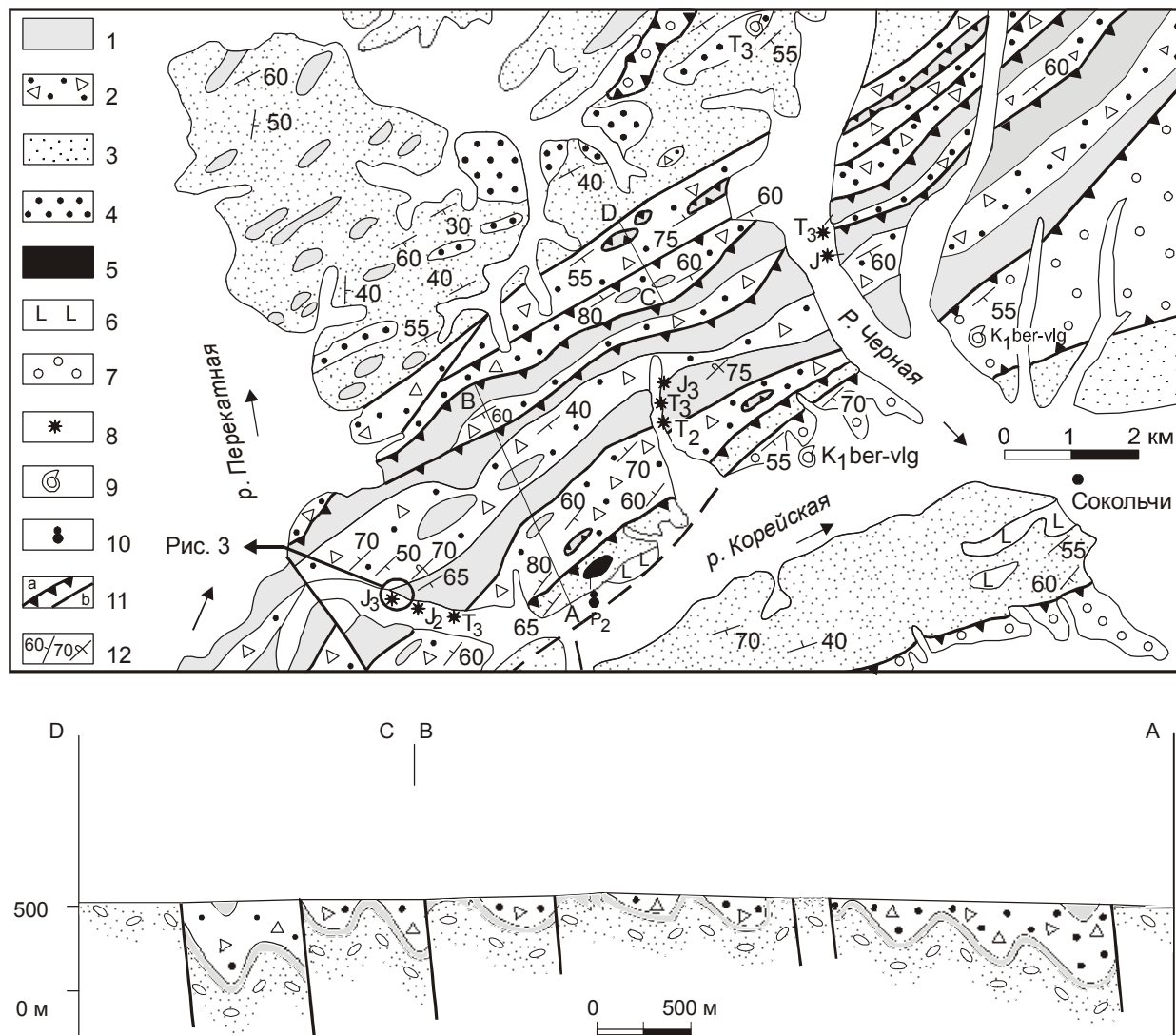


Рис. 2. Геологическая карта и разрез бассейна р. Корейской.

1 – триас-юрские кремни и глинистые кремни, 2 – позднеитон-берриасские турбидиты, 3 – валанжин-барремская олистострома, 4 – средне-позднетриасовые песчаники и алевролиты, 5 – пермские известняки, 6 – базальты, 7 – берриас-валанжинские конгломераты, песчаники и алевролиты, 8-10 – местонахождения остатков фауны: 8 – радиолярий, 9 – макрофауны, 10 – фораминифер, 11 – разрывные нарушения: надвиги (а), сдвиги (б), 12 – элементы залегания пород: нормальные и опрокинутые.

(Табл., Рис. 4) в пределах рассматриваемой части разреза позволили выделить три разновозрастных последовательных радиоляриевых комплекса. Два из них установлены в глинистых кремнях, а последний встречен в кремнистых аргиллитах и черных аргиллитах. Ниже приводится краткая характеристика выявленных комплексов.

1. Комплекс *Xitus gifuensis* экстрагирован из зеленовато-серых глинистых кремней (образцы ЗКо-3, ЗКо-4, ЗКо-5, ЗКо-6, ЗКо-7, С-58, С-61, С-63, С-64, С-65, С-66, С-67, С-68, С-69, С-70, С-71, С-74). Комплекс содержит многочисленные, хорошей сохранности радиолярии, отличающиеся богатым видовым

разнообразием (Табл.). Наиболее характерны представители родов *Archaeodictyomitra*, *Cinguloturris*, *Hsuum*, *Parvicingula*, *Pseudodictyomitra*, *Sethocapsa*, *Spongocapsula*, *Stichocapsa*, *Stichomitra*, *Thanarla*, *Xitus*, *Wrangellium* и др. Возрастной диапазон данного комплекса принят в интервале поздний киммеридж – ранний титон. Нижняя возрастная граница соответствует времени первого появления таких видов как *Xitus gifuensis* Mizutani, *Archaeodictyomitra excellens* (Tan), *Obesacapsula verbana* (Parona) и *Sethocapsa horokanaiensis* Kawabata [11, 15, 22]. Верхний рубеж ограничен последним присутствием видов *Eucyrtidiellum ptyctum* (Riedel et Sanfilippo), *Parvicin-*

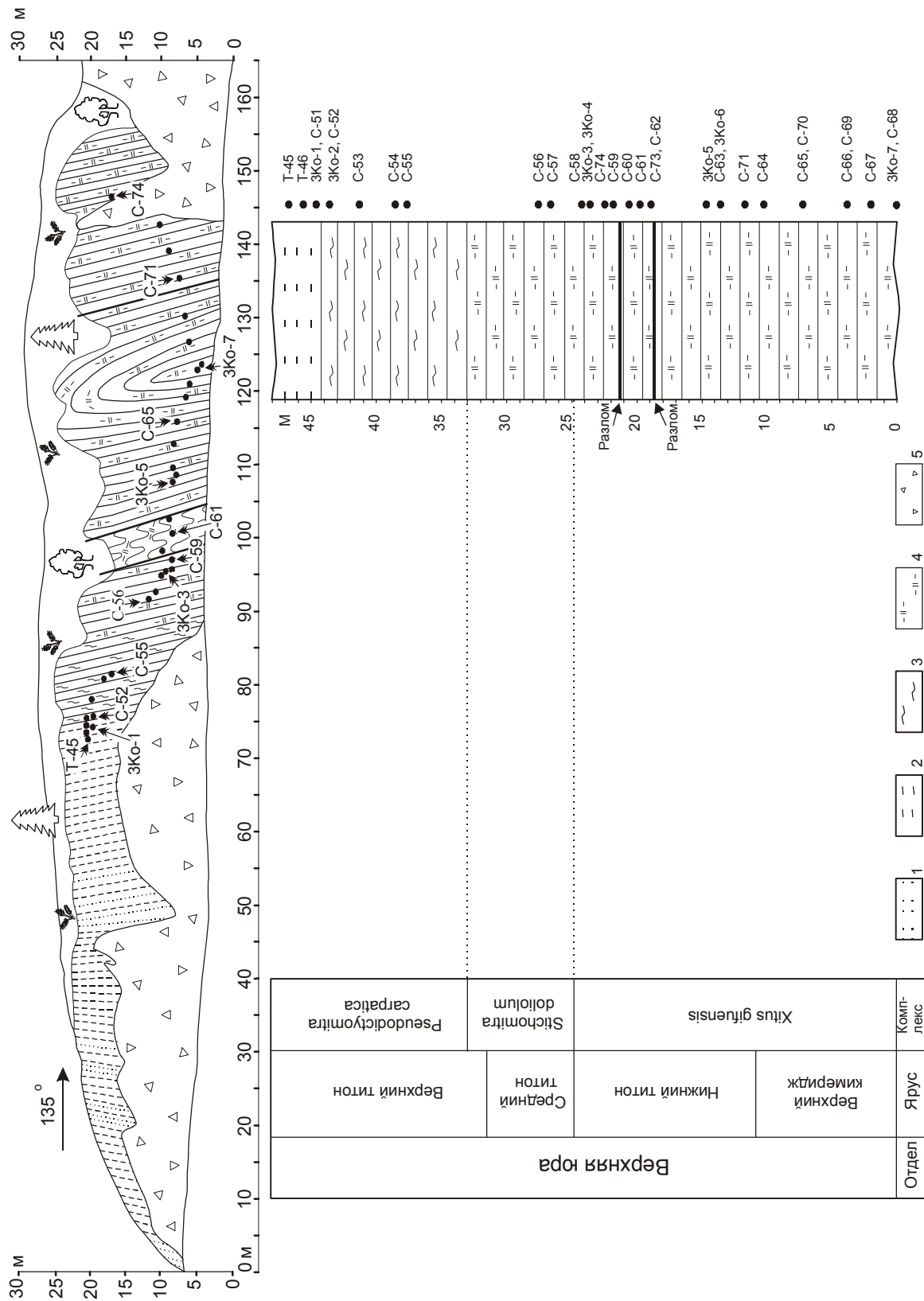


Рис. 3. Фрагмент разреза Горбушинского субтеррейна на левобережье р. Корейской и литолого-стратиграфическая колонка, иллюстрирующая распределение комплексов радиоларий.

1 – песчаники, 2 – алевролиты и аргиллиты, 3 – кремнистые аргиллиты, 4 – глинистые кремни, 5 – делювиальная осыпь.

Таблица. Видовой состав радиоларий по образцам (возрастные интервалы по Pessagno, 1977; Mizutani, 1981; Kawabata, 1988; Aita, 1986; Aita *et al.*, 1987; Baumgartner *et al.*, 1995; Matsuoka *et al.*, 1985; Matsuoka, 1992). Места отбора проб показаны на Рис. 3.

Т-45, Т-46, ЗКо-1 Виды	Интервал распространения			ЗКо-2, С-51 Виды	Интервал распространения		
	kim	tth	ber		kim	tth	ber
<i>Acaeniotyle</i> sp.				<i>Acaeniotyle</i> sp.			
<i>Arch. apiarium</i>				<i>Arch. apiarium</i>			
<i>Arch. ex gr. apiarium</i>				<i>Arch. ex gr. apiarium</i>			
<i>Arch. elliptica</i>				<i>Arch. elliptica</i>			
<i>Arch. ex gr. vulgaris</i>				<i>Arch. ex gr. vulgaris</i>			
<i>Arch. excellens</i>				<i>Arch. excellens</i>			
<i>Arch. minoensis</i>				<i>Arch. minoensis</i>			
<i>Archaeodictyomit.</i> sp.				<i>Archaeodictyomit.</i> sp.			
<i>Archaeospongop.</i> sp.				<i>Archaeospongop.</i> sp.			
<i>Cingul. cylindra</i>				<i>Cingul. cylindra</i>			
<i>Cinguloturris</i> sp.				<i>Cinguloturris</i> sp.			
<i>Eucyrt. pyramis</i>				<i>Eucyrt. pyramis</i>			
<i>Holocryp. barbui</i>				<i>Holocryp. barbui</i>			
<i>Hsuum cuestaense</i>				<i>Hsuum cuestaense</i>			
<i>Obesacapsula</i> sp.				<i>Obesacapsula</i> sp.			
<i>Paronaella</i> sp.				<i>Paronaella</i> sp.			
<i>Parvic. boesii</i> gr.				<i>Parvic. boesii</i> gr.			
<i>Parvic. mashitaensis</i>				<i>Parvic. mashitaensis</i>			
<i>Parvic. omgoniensis</i>				<i>Parvic. omgoniensis</i>			
<i>Parvicingula</i> sp.				<i>Parvicingula</i> sp.			
<i>Podobursa</i> sp.				<i>Podobursa</i> sp.			
<i>Podobursa triacantha</i>				<i>Podobursa triacantha</i>			
<i>Protunuma japonicus</i>				<i>Protunuma japonicus</i>			
<i>Pseudoaulophacus</i> sp.				<i>Pseudoaulophacus</i> sp.			
<i>Pseudodic. carpatica</i>				<i>Pseudodic. carpatica</i>			
<i>Pseudodic. lodogaensis</i>				<i>Pseudodi. lodogaensis</i>			
<i>Pseudodic. ex gr. nuda</i>				<i>Pseudodi. ex gr. nuda</i>			
<i>Pseudodictyomitra</i> sp.				<i>Pseudodictyomitra</i> sp.			
<i>Ristola cretacea</i>				<i>Ristola cretacea</i>			
<i>Sethoc. yahazuensis</i>				<i>Setho. cf. yahazuensis</i>			
<i>Sethoc. horokanaiensis</i>				<i>Setho. horokanaiensis</i>			
<i>Sethocapsa</i> sp.				<i>Sethocapsa</i> sp.			
<i>Sethocapsa</i> sp. nov.				<i>Sethocapsa</i> sp. nov.			
<i>Setho. subcrassitstata</i>				<i>Setho. subcrassitstata</i>			
<i>Stichocapsa criбата</i>				<i>Stichocapsa criбата</i>			
<i>Stichocapsa mediocris</i>				<i>Stichocapsa mediocris</i>			
<i>Stichocapsa</i> sp.				<i>Stichocapsa</i> sp.			
<i>Stichomit. japonica</i>				<i>Stichomit. japonica</i>			
<i>Tetratrabs</i> sp.				<i>Tetratrabs</i> sp.			
<i>Thanarla brouweri</i>				<i>Thanarla brouweri</i>			
<i>Tritrabs</i> sp.				<i>Tritrabs</i> sp.			
<i>Wrangellium</i> sp.				<i>Wrangellium</i> sp.			
<i>Wrangellium</i> sp. nov.				<i>Wrangellium</i> sp. nov.			
<i>Xitus gifuensis</i>				<i>Xitus gifuensis</i>			
<i>Xitus spicularius</i>				<i>Xitus spicularius</i>			
<i>Xitus</i> sp.				<i>Xitus</i> sp.			

Примечание. Нижняя граница *Cinguloturris cylindra* Kemkin et Rudenko, *Pseudodictyomitra ex gr. nuda* Schaaf и *Pseudodictyomitra ex gr. leptocnica* (Foreman) принята по (Кемкин, Кемкина, 1998). Пунктирная линия – предполагаемый интервал распространения некоторых видов.

Продолжение таблицы

С-53 Виды	Интервал распространения		
	kim	tth	ber
<i>Arch. apiarium</i>			
<i>Arch. ex gr. apiarium</i>			
<i>Arch. cf. elliptica</i>			
<i>Arch. ex gr. vulgaris</i>			
<i>Arch. excellens</i>			
<i>Arch. minoensis</i>			
<i>Mirifusus</i> sp.			
<i>Parvic. omgoniense</i>			
<i>Pseudodic. carpatica</i>			
<i>Pseudodic. lodogaensis</i>			
<i>Pseudodic. ex gr. nuda</i>			
<i>Pseudodic. primitiva</i>			
<i>Pseudodictyomitra</i> sp.			
<i>Sethocapsa</i> sp.			
<i>Sethocapsa</i> sp. nov.			
<i>Setho. subcrassitestata</i>			
<i>Spongocapsula</i> sp.			
<i>Sticho. ex gr. criбата</i>			
<i>Stichomit. japonica</i>			
<i>Thanarla brouweri</i>			
<i>Wrangellium</i> sp. nov.			
<i>Xitus cf. spicularius</i>			

С-54 Виды	Интервал распространения		
	kim	tth	ber
<i>Arch. apiarium</i>			
<i>Arch. ex gr. apiarium</i>			
<i>Arch. elliptica</i>			
<i>Arch. ex gr. rigida</i>			
<i>Arch. excellens</i>			
<i>Arch. minoensis</i>			
<i>Cingul. cylindra</i>			
<i>Cinguloturris</i> sp. nov.			
<i>Parvic. boesii</i> gr.			
<i>Parvicingula</i> sp.			
<i>Phuseliforma</i> sp.			
<i>Protunuma japonicus</i>			
<i>Pseudodic. carpatica</i>			
<i>Ps. ex gr. leptoconica</i>			
<i>Pseudodic. ex gr. nuda</i>			
<i>Ristola cretacea</i>			
<i>Sethoc. ex gr. kitoi</i>			
<i>Sethoc. kaminogoensis</i>			
<i>Sethoc. horokanaitensis</i>			
<i>Sethocapsa</i> sp.			
<i>Setho. subcrassitestata</i>			
<i>Spongocaps. perampla</i>			
<i>Stichoc. ex gr. criбата</i>			
<i>Stich. ex gr. mediocris</i>			
<i>Stichoc. altiforemia</i>			
<i>Stichomit. japonica</i>			
<i>Stichomitra</i> sp.			
<i>Thanarla brouweri</i>			
<i>Wrang. crystallinum</i>			
<i>Wrang. depressum</i>			
<i>Xitus gifuensis</i>			
<i>Xitus spicularius</i>			
<i>Xitus cf. plenus</i>			
<i>Zhamoidellum</i> sp.			

С-56 Виды	Интервал распространения		
	kim	tth	ber
<i>Arch. apiarium</i>			
<i>Arch. ex gr. apiarium</i>			
<i>Arch. elliptica</i>			
<i>Arch. excellens</i>			
<i>Arch. minoensis</i>			
<i>Cingul. cylindra</i>			
<i>Cinguloturris</i> sp. nov.			
<i>Deviatius diamphidus</i>			
<i>Emiluvia</i> sp.			
<i>Eucyrt. pyramis</i>			
<i>Hemicryptoc. tuberosa</i>			
<i>Hsuum cuestaense</i>			
<i>Paronaella</i> sp.			
<i>Parvic. boesii</i> gr.			
<i>Parvic. mashitaensis</i>			
<i>Parvicingula</i> sp.			
<i>Podobursa</i> sp.			
<i>Protunuma japonicus</i>			
<i>Ps. ex gr. leptoconica</i>			
<i>Pseudodi. ex gr. nuda</i>			
<i>Pseudodic. primitiva</i>			
<i>Ristola altissima</i>			
<i>Sethocapsa</i> sp.			
<i>Sethocapsa</i> sp. nov.			
<i>Setho. subcrassitestata</i>			
<i>Spongocapsula</i> sp.			
<i>Stichoc. ex gr. criбата</i>			
<i>Stich. ex gr. mediocris</i>			
<i>Stichoc. altiforamina</i>			
<i>Stichomitra doliolum</i>			
<i>Stichomitra tairai</i>			
<i>Stichomit. japonica</i>			
<i>Stichomitra</i> sp.			
<i>Thanarla brouweri</i>			
<i>Tritrabs</i> sp.			
<i>Wrang. crystallinum</i>			
<i>Wrangellium</i> sp.			
<i>Xitus gifuensis</i>			
<i>Xitus spicularius</i>			

3Ко-3, 3Ко-4, С-58 Виды	Интервал распространения		
	kim	tth	ber
<i>Acueniotype</i> sp.			
<i>Arch. apiarium</i>			
<i>Arch. ex gr. apiarium</i>			
<i>Arch. cf. elliptica</i>			
<i>Arch. ex gr. vulgaris</i>			
<i>Arch. excellens</i>			
<i>Arch. minoensis</i>			
<i>Archaeodictyomit. sp.</i>			
<i>Cingul. cylindra</i>			
<i>Cinguloturris</i> sp. nov.			
<i>Cinguloturris</i> sp.			
<i>Emiluvia</i> sp.			
<i>Eucyrtidiel. ozaiense</i>			
<i>Mirifusus</i> sp.			
<i>Paronaella</i> sp.			
<i>Parvic. dhimenaensis</i>			

Продолжение таблицы

<i>Parvic. mashitaensis</i>			
<i>Parvicingula</i> sp.			
<i>Podobursa triacantha</i>			
<i>Podoc. amphitreptera</i>			
<i>Protunuma japonicus</i>			
<i>Ps. ex gr. leptoconica</i>			
<i>Pseudodi. ex gr. nuda</i>			
<i>Ristola altissima</i>			
<i>Sethocapsa</i> sp.			
<i>Sethocapsa</i> sp. nov.			
<i>Sethocap. funatoensis</i>			
<i>Setho. subcrassitestata</i>			
<i>Spongocaps. perampla</i>			
<i>Stichoc. ex gr. cribata</i>			
<i>Stichocap. mediocris</i>			
<i>Stichoc. altiforamina</i>			
<i>Stichomit. japonica</i>			
<i>Stichomitra</i> sp.			
<i>Thanarla brouweri</i>			
<i>Triactoma</i> sp.			
<i>Wrang. crystallinum</i>			
<i>Wrang. okamurai</i>			
<i>Xitus gifuensis</i>			
<i>Xitus spicularius</i>			
<i>Xitus cf. plenus</i>			
<i>Zhamoidellum ovium</i>			
<i>Zhamoidellum</i> sp.			

<i>Cingul. cylindra</i>			
<i>Cinguloturris</i> sp. nov.			
<i>Cinguloturris</i> sp.			
<i>Hsuum cuestaense</i>			
<i>Obesacap. verbana</i>			
<i>Paronaella</i> sp.			
<i>Protunuma japonicus</i>			
<i>Pseudoaulophacus</i> sp.			
<i>Ps. ex gr. leptoconica</i>			
<i>Pseudodi. ex gr. nuda</i>			
<i>Pseudodic. primitiva</i>			
<i>Pseudodi. lodogaensis</i>			
<i>Pseudodictyomitra</i> sp.			
<i>Ristola altissima</i>			
<i>Sethocapsa</i> sp.			
<i>Sethocapsa</i> sp. nov.			
<i>Setho. horokanaiensis</i>			
<i>Spongocapsula obesa</i>			
<i>Spongocaps. perampla</i>			
<i>Stichoc. ex gr. cribata</i>			
<i>Stich. ex gr. mediocris</i>			
<i>Stichomit. japonica</i>			
<i>Stichomitra</i> sp.			
<i>Thanarla brouweri</i>			
<i>Wrangellium</i> sp. nov.			
<i>Xitus gifuensis</i>			
<i>Xitus cf. plenus</i>			
<i>Xitus</i> sp.			
<i>Zhamoidellum</i> sp.			

С-61 Виды	Интервал распространения		
	kim	tth	ber
<i>Arch. excellens</i>			
<i>Arch. minoensis</i>			
<i>Archaeodictyomit. sp.</i>			
<i>Cingul. cylindra</i>			
<i>Cinguloturris</i> sp.			
<i>Parvic. mashitaensis</i>			
<i>Parvicingula</i> sp.			
<i>Ps. ex gr. leptoconica</i>			
<i>Pseudodi. ex gr. nuda</i>			
<i>Pseudodic. primitiva</i>			
<i>Pseudodictyomitra</i> sp.			
<i>Sethocapsa</i> sp.			
<i>Sethocapsa</i> sp. nov.			
<i>Setho. horokanaiensis</i>			
<i>Stichoc. ex gr. cribata</i>			
<i>Stichocap. mediocris</i>			
<i>Stichomit. japonica</i>			
<i>Stichomitra</i> sp.			
<i>Thanarla brouweri</i>			
<i>Tritrabs</i> sp.			
<i>Xitus spicularius</i>			
<i>Xitus</i> sp.			
<i>Zhamoidellum ovium</i>			
<i>Zhamoidellum</i> sp.			

С-64	kim	tth	ber
<i>Arch. ex gr. apiarium</i>			
<i>Arch. excellens</i>			
<i>Arch. minoensis</i>			
<i>Cingul. cylindra</i>			
<i>Hsuum cuestaense</i>			
<i>Paronaella</i> sp.			
<i>Pseudoaulophacus</i> sp.			
<i>Ps. ex gr. leptoconica</i>			
<i>Pseudodi. ex gr. nuda</i>			
<i>Pseudodi. lodogaensis</i>			
<i>Pseudodictyomitra</i> sp.			
<i>Sethocapsa</i> sp.			
<i>Spongocapsula obesa</i>			
<i>Stichoc. ex gr. cribata</i>			
<i>Stich. ex gr. mediocris</i>			
<i>Stichomitra</i> sp.			
<i>Thanarla brouweri</i>			
<i>Xitus cf. plenus</i>			
<i>Zhamoidellum</i> sp.			

ЗК0-5, ЗК0-6, С-63 Виды	Интервал распространения		
	kim	tth	ber
<i>Arch. ex gr. apiarium</i>			
<i>Arch. ex gr. vulgaris</i>			
<i>Arch. excellens</i>			
<i>Arch. minoensis</i>			
<i>Archaeodictyomit. sp.</i>			

С-65 Виды	Интервал распространения		
	kim	tth	ber
<i>Acaeniotyle</i> sp.			
<i>Cinguloturris</i> sp.			
<i>Emiluvia</i> sp.			
<i>Paronaella</i> sp.			
<i>Parvic. mashitaensis</i>			
<i>Parvicingula</i> sp.			
<i>Sethocapsa</i> sp.			
<i>Stich. ex gr. mediocris</i>			

Продолжение таблицы

С-66 Виды	Интервал распространения		
	kim	tth	ber
<i>Parvingula</i> sp.			
<i>Pseudodic. primitiva</i>			
<i>Sethocapsa</i> sp.			
<i>Thanarla brouweri</i>			

С-67 Виды	Интервал распространения		
	kim	tth	ber
<i>Cinguloturris</i> sp. nov.			
<i>Parvic. mashitaensis</i>			
<i>Parvingula</i> sp.			
<i>Pseudodic. primitiva</i>			
<i>Setho. horokanaiensis</i>			
<i>Sethocapsa</i> sp.			
<i>Stichomitra</i> sp.			
<i>Thanarla brouweri</i>			
<i>Trirabs</i> sp.			
<i>Zhamoidellum ovum</i>			

ЗКо-7, С-68 Виды	Интервал распространения		
	kim	tth	ber
<i>Arch. ex gr. apiarium</i>			
<i>Archaeodic. apiarium</i>			
<i>Arch. cf. elliptica</i>			
<i>Arch. minoensis</i>			
<i>Arch. ex gr. vulgaris</i>			
<i>Archaeodictyomit. sp.</i>			
<i>Archaeospongop. sp.</i>			
<i>Cingul. cylindra</i>			
<i>Cinguloturris</i> sp. nov.			
<i>Cinguloturris</i> sp.			
<i>Eucyrtidiel. ozaense</i>			
<i>Eucyrtidiel. pcticum</i>			
<i>Hsuum cuestaense</i>			
<i>Hsuum</i> sp. nov.			
<i>Mirifusus</i> sp.			
<i>Parvic. boesii</i> gr.			
<i>Parvic. dhimenaensis</i>			
<i>Parvic. mashitaensis</i>			
<i>Podobursa</i> sp.			
<i>Podobursa triacantha</i>			
<i>Protunuma japonicus</i>			
<i>Pseudod. lodogaensis</i>			
<i>Ps. ex gr. leptoconica</i>			
<i>Pseudodi. ex gr. nuda</i>			
<i>Pseudodic. primitiva</i>			
<i>Pseudodictyomitra</i> sp.			
<i>Ristola altissima</i>			
<i>Sethocapsa</i> sp.			
<i>Sethocapsa</i> sp. nov.			
<i>Spongocaps. perampla</i>			
<i>Stichoc. altiforamina</i>			
<i>Stichoc. ex gr. crihata</i>			
<i>Stich. ex gr. mediocris</i>			
<i>Stichocap. sp.</i>			
<i>Stichomit. japonica</i>			
<i>Stichomitra</i> sp.			
<i>Thanarla brouweri</i>			
<i>Triactoma blakei</i>			
<i>Trirabs exotica</i>			

Unknown Nassellaria			
<i>Wrang. crystallinum</i>			
<i>Wrang. okamurai</i>			
<i>Wrangellium</i> sp. nov.			
<i>Wrangellium</i> sp.			
<i>Xitus gifuensis</i>			
<i>Xitus</i> cf. <i>spicularius</i>			
<i>Xitus</i> cf. <i>plenus</i>			
<i>Xitus</i> sp.			
<i>Zhamoidellum ovum</i>			
<i>Zhamoidellum</i> sp.			

С-69 Виды	Интервал распространения		
	kim	tth	ber
<i>Arch. ex gr. apiarium</i>			
<i>Archaeodic. apiarium</i>			
<i>Arch. minoensis</i>			
<i>Arch. ex gr. vulgaris</i>			
<i>Archaeodictyomit. sp.</i>			
<i>Archaeospongop. sp.</i>			
<i>Cingul. cylindra</i>			
<i>Cinguloturris</i> sp. nov.			
<i>Cinguloturris</i> sp.			
<i>Eucyrtidiel. ozaense</i>			
<i>Eucyrtidiel. pcticum</i>			
<i>Hsuum</i> sp. nov.			
<i>Mirifusus</i> sp.			
<i>Parvic. dhimenaensis</i>			
<i>Parvic. mashitaensis</i>			
<i>Podobursa</i> sp.			
<i>Podobursa triacantha</i>			
<i>Protunuma japonicus</i>			
<i>Pseudod. lodogaensis</i>			
<i>Ps. ex gr. leptoconica</i>			
<i>Pseudodi. ex gr. nuda</i>			
<i>Pseudodic. primitiva</i>			
<i>Pseudodictyomitra</i> sp.			
<i>Ristola altissima</i>			
<i>Sethocapsa</i> sp.			
<i>Sethocapsa</i> sp. nov.			
<i>Spongocaps. perampla</i>			
<i>Stichoc. altiforamina</i>			
<i>Stichoc. ex gr. crihata</i>			
<i>Stich. ex gr. mediocris</i>			
<i>Stichocap. sp.</i>			
<i>Stichomit. japonica</i>			
<i>Stichomitra</i> sp.			
<i>Thanarla brouweri</i>			
<i>Triactoma blakei</i>			
<i>Trirabs exotica</i>			
Unknown Nassellaria			
<i>Wrang. crystallinum</i>			
<i>Wrang. okamurai</i>			
<i>Wrangellium</i> sp. nov.			
<i>Wrangellium</i> sp.			
<i>Xitus gifuensis</i>			
<i>Xitus</i> cf. <i>spicularius</i>			
<i>Xitus</i> cf. <i>plenus</i>			
<i>Xitus</i> sp.			
<i>Zhamoidellum ovum</i>			
<i>Zhamoidellum</i> sp.			

Окончание таблицы

С-70 Виды	Интервал распространения		
	kim	tth	ber
<i>Arch. ex gr. apiarium</i>			
<i>Arch. excellens</i>			
<i>Arch. minoensis</i>			
<i>Arch. ex gr. vulgaris</i>			
<i>Hsuum sp. nov.</i>			
<i>Mirifusus dinae minor</i>			
<i>Parvic. dhimenaensis</i>			
<i>Parvicingula sp.</i>			
<i>Podobursa sp.</i>			
<i>Podobursa triacantha</i>			
<i>Praeconocariomma sp.</i>			
<i>Ps. ex gr. leptoconica</i>			
<i>Pseudodi. ex gr. nuda</i>			
<i>Pseudodic. primitiva</i>			
<i>Ristola altissima</i>			
<i>Sethoc. yahazuensis</i>			
<i>Sethocapsa sp.</i>			
<i>Spongocaps. perampla</i>			
<i>Stichoc. ex gr. criбата</i>			
<i>Stichomitra sp.</i>			
<i>Thanarla brouweri</i>			
<i>Triactoma blakei</i>			
<i>Tritrabs sp.</i>			
<i>Wrang. okamurai</i>			
<i>Wrangellium sp. nov.</i>			
<i>Xitus gifuensis</i>			
<i>Xitus cf. plenus</i>			
<i>Xitus sp.</i>			
<i>Zhamoidellum sp.</i>			

С-71 Виды	Интервал распространения		
	kim	tth	ber
<i>Archaeodic. apiarium</i>			
<i>Hsuum sp.</i>			
<i>Mirifusus dinae minor</i>			
<i>Podobursa triacantha</i>			
<i>Pseudodi. ex gr. nuda</i>			
<i>Ristola altissima</i>			
<i>Stichoc. ex gr. criбата</i>			
<i>Stichomitra sp.</i>			
<i>Wrang. okamurai</i>			
<i>Zhamoidellum sp.</i>			

С-74 Виды	Интервал распространения		
	kim	tth	ber
<i>Arch. minoensis</i>			
<i>Archaeodictyomit. sp.</i>			
<i>Archaeospongop. sp.</i>			
<i>Cingul. cylindra</i>			
<i>Cinguloturris sp. nov.</i>			
<i>Emiluvia sp.</i>			
<i>Mirifusus dinae minor</i>			
<i>Paronaella sp.</i>			
<i>Parvic. mashitaensis</i>			
<i>Podobursa sp.</i>			
<i>Podobursa triacantha</i>			
<i>Protunuma japonicus</i>			
<i>Pseudodi. ex gr. nuda</i>			
<i>Pseudodic. primitiva</i>			
<i>Ristola altissima</i>			
<i>Setho. horokunaiensis</i>			
<i>Sethocapsa sp.</i>			
<i>Sethocapsa sp. nov.</i>			
<i>Spongocapsula obesa</i>			
<i>Spongocaps. perampla</i>			
<i>Stichoc. altiforamina</i>			
<i>Stichoc. ex gr. criбата</i>			
<i>Stich. ex gr. mediocris</i>			
<i>Stichocap. sp.</i>			
<i>Stichomit. japonica</i>			
<i>Stichomitra sp.</i>			
<i>Thanarla brouweri</i>			
<i>Triactoma blakei</i>			
<i>Xitus gifuensis</i>			
<i>Xitus cf. spicularius</i>			
<i>Xitus sp.</i>			
<i>Zhamoidellum ovum</i>			
<i>Zhamoidellum sp.</i>			

gula dhimenaensis Baumgartner, *Sethocapsa funatoensis* Aita, *Wrangellium okamurai* (Mizutani), *Triactoma blakei* (Pessagno), *Tritrabs exotica* (Pessagno) и приходится на ранний титон [9, 11, 22, 24]. Данный комплекс коррелируется с верхами зоны *Hsuum maxwelli* и низами зоны *Pseudodictyomitra primitiva*, установленными в Японии [20]. Следует добавить, что комплекс содержит кроме того вид *Stichocapsa altiforamina* Tumanda, который был описан из валанжин-барремских отложений [25]. Совместное сосуществование этого вида с поздним кимеридж-раннетитонскими радиоляриями дает основание расширить его возрастной диапазон с баррема до позднего кимериджа.

2. Комплекс *Stichomitra doliolum* также обнаружен в зеленовато-серых глинистых кремнях (образец С-56). Среди многочисленных и разнообразных радиолярий этого комплекса преобладающими являются населлярии родов *Pseudodictyomitra*, *Cinguloturris*, *Parvicingula*, *Archaeodictyomitra*, *Xitus*, *Thanarla*, *Stichocapsa*, *Stichomitra*, *Sethocapsa*, а также спумеллярии родов *Tritrabs* и *Emiluvia*. (Табл.). Возрастной диапазон комплекса установлен как средний титон – начало позднего титона. Нижняя граница определена по первому появлению вида *Stichomitra doliolum* Aita, описанному из среднего титона Японии [10], и отсутствию видов, закончивших свою эволюцию в раннем титоне (см. комплекс *Xitus gifuensis*). Верхний возрастной рубеж контролируется последним присутствием вида *Ristola altissima* (Rust), что соответствует началу позднего титона [11], и нижней границей следующего комплекса. Данный комплекс коррелируется с верхней частью зоны *Pseudodictyomitra primitiva*, выделенной в Японии [20]. Комплекс также содержит вид *Stichocapsa altiforamina* Tumanda.

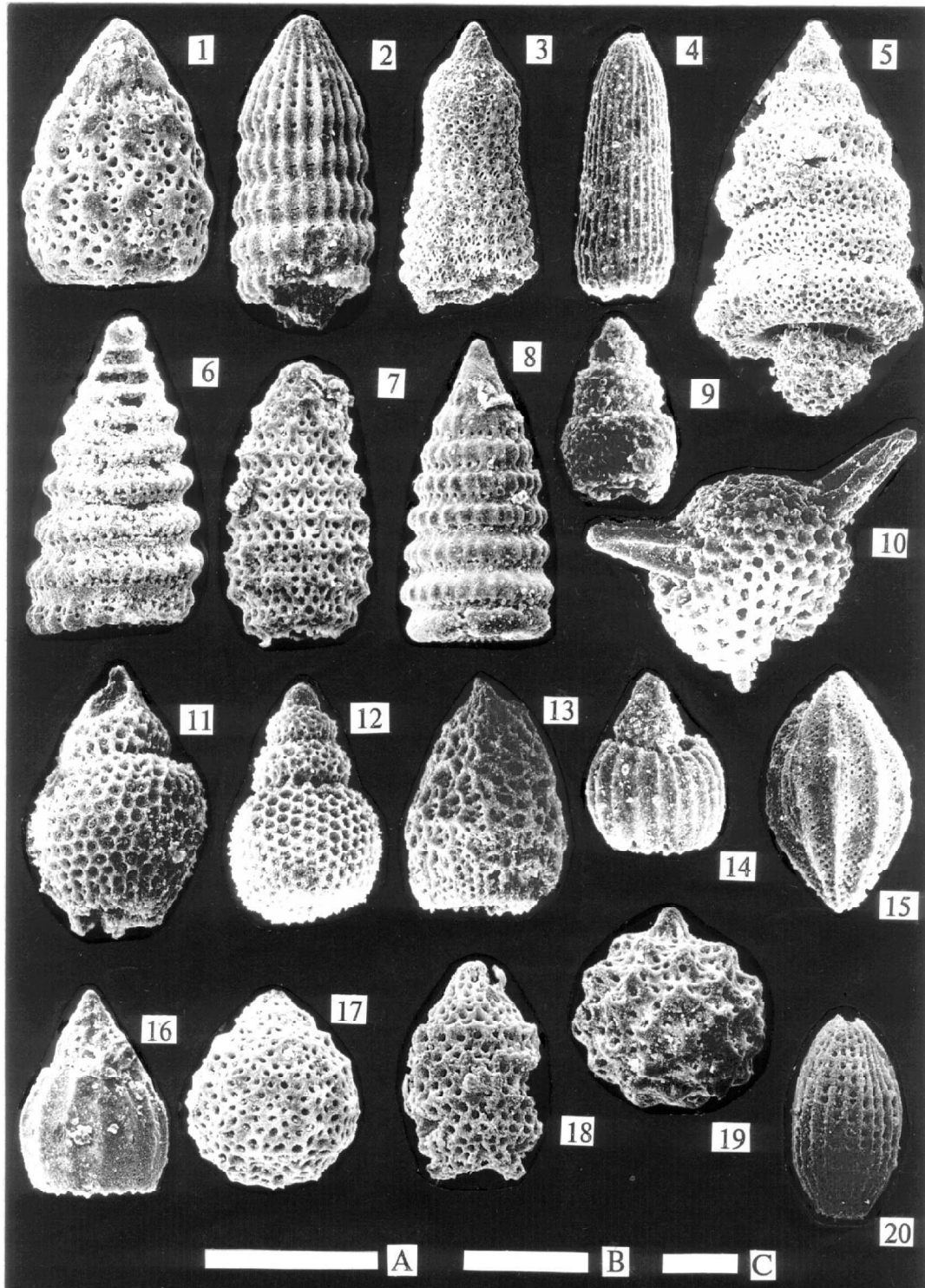


Рис. 4. Позднеюрские радиолярии из переходных слоев Горбушинского субтеррейна.

Все маркеры - 100 мкм. 1. *Xitus gifuensis* Mizutani (обр. C-54); 2. *Archaeodictyomitra minoensis* (Mizutani) (обр. C-56); 3. *Ristola altissima* (Rust) (обр. C-69); 4. *Archaeodictyomitra excellens* (Tan) (обр. C-51); 5. *Spongocapsula perampla* (Rust) (обр. C-74); 6. *Wrangellium okamurai* (Mizutani) (обр. C-69); 7. *Parvicingula dhimenaensis* Baumgartner (обр. C-58); 8. *Pseudodictyomitra carpatica* (Loznyiak) (обр. C-54); 9. *Obesacapsula verbana* (Parona) (обр. C-63); 10. *Triactoma blakei* (Pessagno) (обр. C-69); 11. *Stichomitra doliolum* Aita (обр. C-56); 12. *Sethocapsa horokanaiensis* Kawabata (обр. C-61); 13. *Stichocapsa altiforamina* Tumanda (обр. C-56); 14. *Eucyrtidielum ptictum* (Riedel et Sanfilippo) (обр. C-68); 15. *Protunuma japonicus* Matsuoka et Yao (обр. C-56); 16. *Eucyrtidellum pyramis* (Aita) (обр. C-51); 17. *Sethocapsa yahazuensis* Aita (обр. C-51); 18. *Parvicingula* sp. cf. *P. omgoniensis* Vishnevskaya (обр. C-53); 19. *Sethocapsa funatoensis* Aita (обр. C-58); 20. *Archaeodictyomitra elliptica* Vishnevskaya (обр. C-56); A - $\times 266$ (№№ 1, 2, 7, 8, 9, 11-20), B - $\times 190$ (№№ 4, 5, 6, 10), C - $\times 114$ (№ 3).

3. Комплекс *Pseudodictyomitra carpatica* установлен в зеленовато-серых кремнистых аргиллитах и черных аргиллитах (образцы Т-45, Т-46, ЗКо-1, ЗКо-2, С-51, С-53 и С-54). Многочисленные и разнообразные в видовом отношении радиолярии конца юрского – начала мелового времени были выделены из этих образцов (Табл.). Преобладающими среди них являются представители родов *Archaeodictyomitra*, *Cinguloturris*, *Eucyrtidiellum*, *Hsuum*, *Parvicingula*, *Pseudodictyomitra*, *Sethocapsa*, *Stichocapsa*, *Stichomitra*, *Thanarla*, *Wrangelium*, *Xitus* и др. Возраст комплекса определен как конец позднего титона. Нижняя возрастная граница принята в соответствии с первым появлением вида *Pseudodictyomitra carpatica* (Lozuniak), которое зарегистрировано в конце позднего титона [19]. Верхний возрастной предел ограничивается присутствием видов *Archaeodictyomitra minoensis* (Mizutani), *Spongocapsula perampla* (Rust), *Protunuma japonicus* Matsuoka et Yao, *Eucyrtidiellum pyramis* (Aita) и *Sethocapsa yahazuensis* Aita, эволюция которых заканчивается в позднем титоне [9, 11, 21, 22]. По возрасту комплекс коррелируется с нижней частью зоны *Pseudodictyomitra carpatica*, описанной в Японии [20]. Данный комплекс также содержит вид *Stichocapsa altiforamina* Tumanda. Кроме того в составе комплекса присутствуют виды *Archaeodictyomitra elliptica* Vishnevskaya и *Parvicingula omgoniensis* Vishnevskaya, которые описаны из среднеюрских (байос–батских) отложений Камчатки [2]. Совместное существование этих видов с радиоляриями конца позднего титона позволяет расширить их возрастной диапазон с байоса до, по крайней мере, начала берриаса.

ОБСУЖДЕНИЕ

Согласно полученным данным радиоляриевого анализа, возраст переходных от кремней к турбидитам слоев Горбушинского субтеррейна в бассейне р. Корейской в пределах первой пластины соответствует концу позднего титона. Такой возраст принят на основании эволюционно первого появления в кремнистых аргиллитах вида *Pseudodictyomitra carpatica*. Из этого следует, что время подхода данного участка палеоокеанической плиты к зоне конвергенции приходится на конец позднего титона. С другой стороны, наши предшествующие данные [7] показывают, что возраст переходных слоев Горбушинского субтеррейна в районе г. Дальнегорска в пределах второй (по отношению к подстилающей олистостроме) пластины соответствует интервалу времени поздний кимеридж–средний титон. Комплекс *Pseudodictyomitra carpatica* здесь установлен в черных аргиллитах, последовательно сменяющих в разрезе кремнистые аргиллиты. Эти данные указывают на то, что подход данного фрагмента палеоокеанической плиты к зоне субдукции имел место несколько раньше. Принимая во внимание мощность кремнистых аргиллитов в бассейне

р. Корейской (11 м) и средние скорости накопления кремнисто-глинистых осадков (5 – 10 мм в 1000 лет), можно определить, что время начала аккреции палеоокеанических фрагментов в районе г. Дальнегорска и бассейне р. Корейской отличается примерно на 1.5 млн лет. Другими словами, на примере двух пластин мы фиксируем скользящий возраст переходных слоев, а учитывая возраст подстилающей олистостромы – и время аккреции палеоокеанических образований. Аналогичная ситуация отмечается и для современных аккреционных призм, формирующихся на внутреннем склоне желобов современных конвергентных окраин [12, 13, 18, 23 и др.]. Такое строение призм обусловлено тем, что при субдукции океанической плиты первыми аккретируются ее передовые (наиболее удаленные от центра спрединга и поэтому более древние) участки. Далее к ним, а вернее под них, последовательно аккретируются более молодые участки океанической плиты.

Основываясь на данных биостратиграфического изучения переходных от кремней к турбидитам слоев Горбушинского субтеррейна в бассейне р. Корейской и в районе г. Дальнегорска, можно заключить, что, как минимум, двукратное повторение кремнисто-терригенного разреза в составе средней структурной единицы Таухинской призмы является результатом последовательной аккреции разновозрастных участков палеоокеанической плиты, а не постаккреционных синскладчатых надвигов.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность В. С. Вишневской за критические замечания и ценные советы, а также Ю. Г. Волохину за содействие в проведении исследований.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке Российского Фонда Фундаментальных Исследований (грант № 98-05-65346).

ЛИТЕРАТУРА

1. Брагин Н.Ю. Радиолярии и нижнемезозойские толщи Востока СССР. М: Наука, 1991. 125 с.
2. Вишневская В.С., Богданов Н.А., Бондаренко Г.Е. Борельные радиолярии средней юры – раннего мела Охотоморского побережья Камчатки // Тихоокеан. геология. 1998. Т. 17, № 3. С. 22-35.
3. Волохин Ю.Г., Бурий Г.И., Руденко В.С., Филиппов А.Н. Триасовая кремневая формация Южного Сихотэ-Алиня // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 4. С. 45-57.
4. Геология СССР. Т. 32: Приморский край. М: Недра, 1969. 690 с.
5. Голозубов В.В., Ханчук А.И. Таухинский и Журавлевский террейны (Южный Сихотэ-Алинь) – фрагменты раннемеловой Азиатской окраины // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14, № 2. С. 13-26.
6. Голозубов В.В., Ханчук А.И., Кемкин И.В., Панченко И.В., Симаненко В.П. Таухинский и Журавлевский тер-

- рейны (Южный Сихотэ-Алинь): Препринт. Владивосток, 1992. 83 с.
7. Кемкин И.В., Кемкина Р.А. Юрско-раннемеловая био-стратиграфия кремнистых и терригенных отложений Дальнегорского рудного района (Южный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеан. геология. 1998. Т. 17, № 1. С. 59-76.
 8. Кемкин И.В., Кемкина Р.А. Таухинский террейн Южного Сихотэ-Алиня: строение и условия формирования // Геотектоника. 2000. (в печати).
 9. Aita Y. Middle Jurassic to Lower Cretaceous radiolarian biostratigraphy of Shikoku with reference to selected section in Lombardy Basin and Sicily. Tohoku Univ., Sci. Rep., 2nd ser. (Geol.). 1987. 58. P. 1-91.
 10. Aita Y. and Okada H. Radiolarians and calcareous nannofossils from the uppermost Jurassic and Lower Cretaceous strata of Japan and Tethyan regions // Micropaleontol. 1986. 32. P. 97-128.
 11. Baumgartner P.O., O'Dogherty L., Gorican S., Urquhart E., Pillevuit A. and De Wever P., eds. Middle Jurassic to Lower Cretaceous Radiolaria of Tethys: Occurrences, Systematics, Biochronology // Mem. Geol. Lausanne, 1995. N 23. 1172 p.
 12. Fujioka K., Taira A., et al., eds. 6000 meters deep: A trip to the Japanese Trenches. Tokyo: Univ. Tokyo Press, 1988. 103 p.
 13. Huene R., Langseth M., Nasu N. and Okada H. A summary of Cenozoic tectonic history along the IPOD Japan Trench transect // Geol. Soc. Amer. Bull. 1982. 93. P. 829-846.
 14. Kametaka M., Kojima S. and Kemkin I.V. Mesozoic radiolarians from the Taukha terrane, Far East Russia // News Osaka Micropaleont. 1997. Spec. Vol., N 10. P. 143-154.
 15. Kawabata K. New species of latest Jurassic and earliest Cretaceous radiolarians from the Sorachi Group in Hokkaido, Japan // Bull. Osaka Museum Natural History. 1988. N 43. P. 1-13.
 16. Kemkin I.V. New data on the geology and age of the Koreyskaya River area (south Sikhote-Alin) // The Island Arc. 1996. 5. P. 130-139.
 17. Kemkin I.V., Rudenko V.S. and Taketani Y. Some Jurassic and Early Cretaceous radiolarians from chert-terri-genous sequence of the Taukha Terrane, southern Sikhote-Alin // Mem. Geol. Soc. Japan. 1997. N 48. P. 163-175.
 18. Matsuda T. and Isozaki Y. Well-documented travel history of Mesozoic pelagic chert in Japan: From remote ocean to subduction zone // Tectonics. 1991. 10. P. 475-499.
 19. Matsuoka A. Jurassic and Early Cretaceous radiolarians from Leg. 129, Sites 800 and 801, western Pacific Ocean // Larson, R.L., Lancelot, Y., et al., eds. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 1992. 129. P. 203-220.
 20. Matsuoka A. Jurassic and Lower Cretaceous radiolarian zonation in Japan and in the western Pacific // The Island Arc. 1995. 4. P. 140-153.
 21. Matsuoka A. and Yao A. Latest Jurassic Radiolarians from the Torinosu Group in Southwest Japan // Jour. Geosci., Osaka City Univ. 1985. 28. P. 125-145.
 22. Mizutani, S. A Jurassic formation in the Hida-Kanayama area, central Japan // Bull. Mizunami Fossil Museum, 1981. N. 8. P. 147-190.
 23. Ogawa Y. Variety of subduction and accretion processes in Cretaceous to recent plate boundaries around southwest and central Japan // Tectonophysics. 1985. 112. P. 493-518.
 24. Pessagno E.A., Jr. Upper Jurassic Radiolaria and radiolarian biostratigraphy of the California Coast Ranges // Micropaleontol. 1977. 23. P. 56-113.
 25. Tumanda F.P. Cretaceous radiolarian biostratigraphy in the Esashi Mountain area, Northern Hokkaido, Japan // Sci. Rep. Inst. Geosci. Univ. Tsukuba, 1989. Sec. B, N 10. P. 1-44.

Поступила в редакцию 31 января 2000 г.

Рекомендована к печати Л.И. Попеко

I. V. Kemkin, M. Kametaka, S. Kojima

Faunal evidence of successive accretion of the Taukha terrane paleoceanic fragments (Southern Sikhote-Alin).

Based on the microfaunal study of the Gorbousha subterranean chert-clastic deposits, three successive radiolarian assemblages of different ages have been distinguished. They are *Xitus gifuensis*, *Stichomitra doliolum* and *Pseudodictyomitra carpatica* assemblages. The age of transitional layers from cherts to turbidites has been determined. Biostratigraphic data on the Gorbousha subterranean transitional layers from different regions suggest at least two-times recurrence of Gorbousha subterranean chert-terri-genous section within the Taukha accretionary prism resulting from paleoceanic plate successive accretion, but not from post-accretionary synfolding thrusts. A short description of radiolarian assemblages is given.

СТРАТИГРАФИЯ И ВОЗРАСТ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ВОСТОЧНОЙ ЧУКОТКИ

Г. Г. Филиппова

Федеральное государственное унитарное геологическое предприятие «Георегион», г. Магадан – Анадырь

Для Центральной Чукотки приведена стратиграфия вулканогенных образований, развитых на левобережье р. Паляваам и в прилегающих районах. Дано обоснование турон–коньякского возраста пяти свит чаунской серии. Установлена единая ассоциация растений чаунского флористического комплекса. Для Восточной Чукотки кратко охарактеризована стратиграфия верхнемеловых отложений среднего течения р. Амгуэма и северного побережья залива Креста. По установленным флористическим комплексам обоснован возраст нырвакинотской (поздний альб–сеноман, возможно поздний альб–ранний сеноман) и амгенской (турон) толщ, экитыканской (коньяк) и леурваамской (сантон) свит. Флора из леурваамской свиты сопоставляется с аркаалинским флористическим комплексом Аркаалинской угленосной площади.

Ключевые слова: стратиграфия, флористические комплексы, меловой период, Чукотка.

На территории Центральной и Восточной Чукотки широко развиты вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения, возраст которых определяется главным образом по остаткам ископаемой флоры. Для этих отложений характерны резкая фациальная изменчивость, невыдержанность мощностей по простиранию, неполнота разрезов, редкая встречаемость флористических остатков, что затрудняет возрастную корреляцию свит и толщ, удаленных друг от друга на значительное расстояние.

В последние годы автором пересмотрены коллекции меловой флоры из вулканогенных образований бассейнов рр. Паляваам, Чаун, Мильгувеем [27], бассейна р. Амгуэма и района северного побережья залива Креста [28], дан краткий анализ флористических комплексов, сменяющих друг друга во времени. В настоящей статье возраст этих комплексов несколько уточнен.

ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЧУКОТКА

Вулканогенные образования, развитые на левобережье р. Паляваам, относятся к Чаунской зоне Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП). Они слагают Паляваам-Пыкарваамскую вулканическую депрессию, вытянутую вдоль Анадырско-Паляваамского глубинного разлома северо-восточного простирания [14]. Центральная часть депрессии вдоль оси глубинного разлома представляет собой зону многократных кальдерных обрушений.

Вулканогенные отложения четко стратифицированы и залегают либо горизонтально, либо слабо наклонены в сторону зоны кальдерных обруше-

ний. В.Ф. Белый [1] впервые разделил все стратифицированные образования депрессии на алькаквуньскую, каленьмуваамскую, пыкарваамскую, вороньинскую и коэквуньскую свиты, объединенные в чаунскую серию. В строении серии была установлена двукратно повторяющаяся закономерная смена пород от кислых к основным (снизу вверх), отражающая два последовательных этапа её формирования.

Две нижние свиты чаунской серии (алькаквуньская и каленьмуваамская) образовались в результате первого вулканического цикла, а вышележащие (пыкарваамская, вороньинская и коэквуньская) – во время проявления второго цикла. Возраст серии по флористическим остаткам датировался сеноманом–туроном. На основании новых находок древних видов в породах вороньинской свиты и анализа накопившихся данных по флоре к тому времени было установлено, что нижние четыре свиты чаунской серии имеют раннемеловой возраст и только коэквуньская относится к сеноману [2].

В конце 60-х – начале 70-х гг. при проведении геологосъемочных работ в бассейнах рр. Пучеевеем, Мильгувеем, Угаткин, Чаун и Паляваам А.В. Волохин, П.Д. Волошин, В.Г. Желтовский, Г.Ф. Журавлев и Ф.Б. Раевский собрали большую коллекцию ископаемых растений, определение которых позволило пересмотреть возраст вулканитов северной части ОЧВП. Основанием для пересмотра возраста алькаквуньской, каленьмуваамской, пыкарваамской, вороньинской и коэквуньской свит послужили результаты стратиграфических работ В.Г. Желтовско-

го в 1970 г. и Г.Ф. Журавлева в 1972-1973 гг. на левобережье среднего течения р. Паляваам в бассейнах рр. Вуквульвыгыргын, Глубокой, Угрюмой и Пустынной (район распространения стратотипов свит) и в междуречье рр. Паляваам и Пегтымель (рис. 1). За пересмотр возраста чаунской серии по геологическому строению района выступили геологи Ф.Б. Раевский [18], В.Г. Желтовский [13] при составлении Государственной геологической карты СССР масштаба 1:200000 и Г.Г. Филиппова, определявшая растительные остатки с левобережья р. Паляваам. Коллекции ископаемой флоры из бассейнов рек Мильгугеам и Угаткин определяли В.А. Самылина и Г.Г. Филиппова. Результаты этих определений опубликованы в статьях [18, 20, 21].

Наиболее древние вулканогенные образования в Паляваам-Пыкарваамской депрессии слагают этчикуньскую толщу, закартированную П.Д. Волошиным в 1968 г. в нижнем течении р. Левтутугеам и к западу от нее. Вулканиды толщи с размывом и резким угловым несогласием залегают на осадочных

отложениях верхнего триаса. Толща образована андезитами и андезибазальтами и имеет мощность до 170 м. В основании разреза залегают пачка туфов и туфопесчаников мощностью до 30 м. Общая мощность толщи составляет около 200 м.

В восточном направлении этчикуньская толща резко выклинивается. Её раннемеловой возраст определяется стратиграфическим положением между флористически охарактеризованными нижнемеловыми угленосными отложениями кукевеевской свиты и покровами алькаквуньской свиты [14].

Алькаквуньская свита сложена лавами и туфами кислого состава, которые широко распространены по периферии вулcano-тектонической депрессии, где они с угловым несогласием и размывом перекрывают осадочные отложения триаса. На левобережье р. Левтутугеам, по данным П.Д. Волошина, они со структурным несогласием перекрывают андезиты этчикуньской толщи. Свита состоит из двух частей. Нижняя представлена чередованием пестроцветных разнообломочных туфов с буровато-серыми игним-

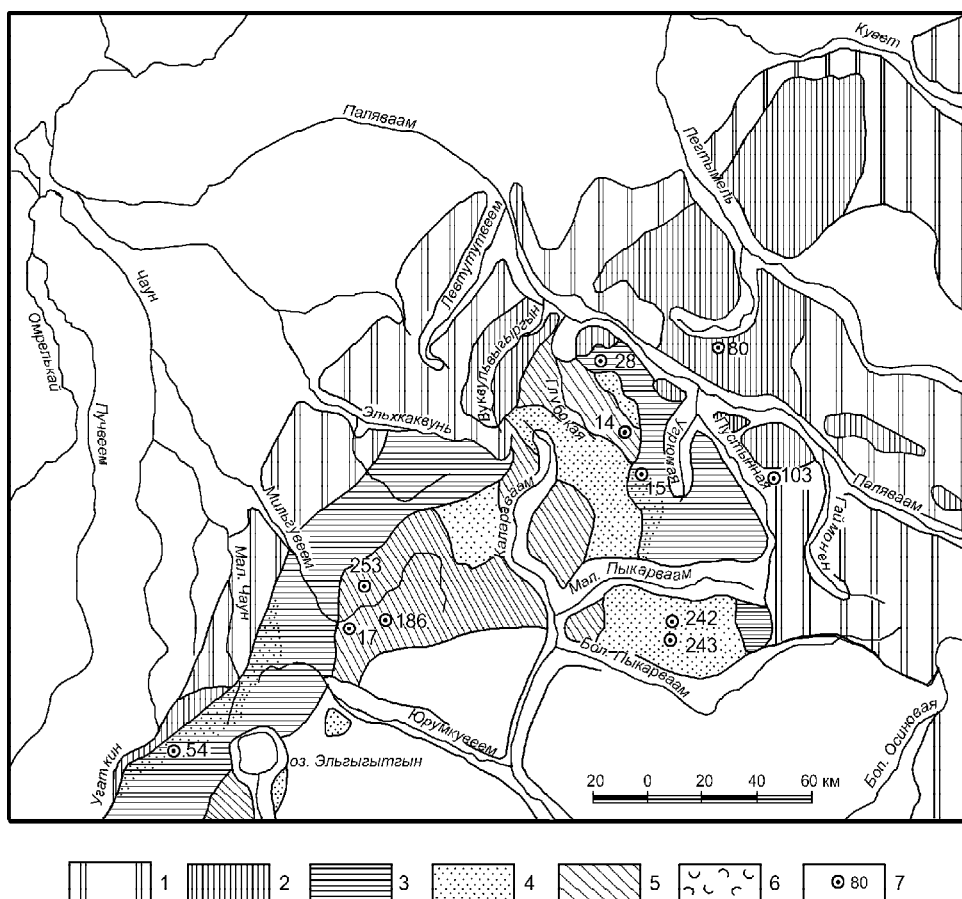


Рис. 1. Геологическая карта среднего течения р. Паляваам и прилегающих районов, по [2].

1 – алькаквуньская свита; 2 – каленьмуваамская свита; 3 – пыкарваамская свита; 4 – вороньинская свита; 5 – козквуньская свита; 6 – мильгугеамская толща; 7 – разрезы с Quegeuxia.

бритами риолитов и дацитов. Её мощность около 600 м. Верхняя часть сложена буровато-серыми порфирокластическими игнимбритами риолитов. Мощность этой части разреза около 200 м. Мощность свиты около 900 м.

В нижней туфо-игнимбритовой пачке на рр. Гаймонен и Кустарниковой Г.Ф. Журавлев в 1970 и 1972 г. собрал *Araucarites subacutensis* Philipp., *Coniopteris* sp., *Elatocladus zheltovskii* Philipp., отпечатки неполных листьев покрытосеменных растений. Кроме этих находок на правом берегу р. Пустынной Г.Ф. Журавлев в 1973 г. нашел остатки *Quereuxia angulata* (Newb.) Krysht., (обн. 103), а на правом берегу р. Паляваам в 5 км восточнее р. Мечек в туфах кислого состава алькаквуньской свиты он собрал *Equisetites* sp., *Tchaunia tchaunensis* Samyl. et Philipp., *Stenis* sp. (крупные листья с широкими удлинёнными сегментами), *Cephalotaxopsis* sp., *Quereuxia* (?) *angulata* (Newb.) Krysht., *Dicotylophyllum* sp. (листья покрытосеменных растений с зубчатым краем, позволившие вмещающие отложения более уверенно датировать поздним мелом).

В бассейнах рр. Чаун и Мильгугеём алькаквуньская свита сложена потоками игнимбритов, пачками и пластами туфов и витрофиров риолитового, реже дацитового состава. Для пород свиты характерны пестрые окраски, лейкократовый облик и тонкая стратификация. Общая мощность видимой части разреза в этом районе не превышает 500 м.

В верховьях р. Малый Чаун в желтовато-серых тонкоплитчатых туфах кислого состава В.Г. Желтовский в 1969 г. собрал растительные остатки *Arctopteris* sp., *Tchaunia tchaunensis* Samyl. et Philipp., *Cladophlebis grandis* Samyl., *C. tchaunensis* Samyl., *Heilungia* sp., *Desmiophyllum* sp., *Sequoia fastigiata* (Sternb.) Heer, *Sequoia* sp., *Elatocladus smittiana* (Heer) Sew., *E. zheltovskii* Philipp., *Araucarites* aff. *anadyrensis* Krysht.

На смежной с запада территории вулканогенные образования аналогичного состава и строения выделены в угаткинскую толщу. Остатки ископаемых растений (папоротники, хвойные) из угаткинской толщи не отличаются от растений, собранных в породах алькаквуньской свиты, развитой северовосточнее р. Угаткин (табл. 1).

Каленьмуваамская свита сложена преимущественно породами кислого состава, которые без видимого углового несогласия залегают на вулканитах алькаквуньской свиты и локально развиты в пределах депрессии. В восточной части (бассейн р. Угрюмой) в составе каленьмуваамской свиты присутствуют линзовидные горизонты биотитовых андезитов мощностью до 150 м. Небольшие поля её, как указывает Г.Ф. Журавлев, известны за пределами депрессии. Долгое время в ней не находили растительных

остатков. В 1973 г. Г.Ф. Журавлев собрал из пачки туфов на правом берегу р. Паляваам против устья р. Пустынной флористические остатки: *Tchaunia tchaunensis* Samyl. et Philipp., *T. lobifolia* Philipp., *Elatocladus zheltovskii* Philipp., *Araucarites subacutensis* Philipp., *Trochodendroides* cf. *microphylla* Philipp., *Dicotylophyllum* sp.

Пыкарваамская свита распространена в зоне кальдерных обрушений и выходит за её пределы на юго-востоке и юго-западе. Свита сложена кислыми породами, которые без видимого углового несогласия перекрывают образования каленьмуваамской свиты, а местами со стратиграфическим перерывом и вулканиты алькаквуньской свиты. В бассейне р. Глубокой разрез представлен чередованием пестроокрашенных игнимбритов риолитов. Мощность свиты здесь до 150 м.

В бассейне р. Угрюмой в основании свиты залегает горизонт разнообломочных светлоокрашенных туфов риолитового состава мощностью около 80 м. В верхних слоях туфовой пачки Г.Ф. Журавлев в 1972 г. собрал *Coniopteris* aff. *bicrenata* Samyl., *Elatocladus* sp., *Quereuxia angulata* (Newb.) Krysht. и двустворчатых пресноводных моллюсков. Выше лежат массивные буровато-серые крупновкрапленниковые риолиты. На левом берегу р. Паляваам в основании свиты (обн. 28) им были найдены *Equisetites* sp., *Coniopteris* sp., *Sphenopteris* sp., *Cephalotaxopsis microphylla* Holl., *Metasequoia* (?) sp., *Carpolithes* sp., *Quereuxia angulata* (Newb.) Krysht.

Восточнее пыкарваамская свита сложена преимущественно массивными игнимбритами риолитов, реже риодацитов.

Для большинства пород свиты, особенно для массивных игнимбритов, характерно обилие крупных кристаллокластов кварца, что, по данным В.Г. Желтовского, резко отличает эти породы от остальных вулканитов района.

В верховьях рр. Юрумкуеём и Малый Чаун пыкарваамская свита без видимого несогласия залегает на игнимбритах каленьмуваамской свиты. В бассейне р. Мильгугеём она со стратиграфическим несогласием перекрывает вулканиты алькаквуньской свиты. Здесь мощность свиты достигает 500 м.

На правом берегу р. Угатки, в бассейнах рр. Крутобережной, малый Чаун, в районе оз. Эльгыгытгын пыкарваамская свита состоит из двух частей: существенно игнимбритово-туфовой и витрофири-игнимбритовой.

Возраст свиты по заключенным в ней остаткам растений определяется как позднемеловой (табл. 1).

Вороньинская свита залегает без видимого несогласия на пыкарваамской свите и распространена преимущественно в зоне кальдерных обрушений и по её периферии.

Таблица 1. Распространение ископаемых растений в меловых отложениях бассейна рр. Угаткин – Мильгувеем.

Вид	Угаткинская толща					Пыкарваамская свита			Вороньинская свита		Козьквуньская свита	
	обн. 9	обн. 55,170	обн. 56	обн. 65	обн. 68	обн. 13	обн. 144	обн. 54	обн. 23	обн. 27	обн. 17	обн. 50
<i>Equisetites</i> sp.		+										
<i>Coniopteris</i> aff. <i>bicrenata</i> Samyl.			+									
<i>Coniopteris</i> sp.	+	+	+				+		+	+		
<i>Cladophlebis tschuktshorum</i> Philipp.						+	+		+			
<i>C. grandis</i> Samyl.	+							+	+	+		+
<i>C. cf. acuta</i> Font.				+								
<i>Tchaunia tchaunensis</i> Samyl. et Philipp.						+	+					+
<i>Kolymella raevskii</i> Samyl. et Philipp.				+								
<i>Ginkgo</i> ex gr. <i>adiantoides</i> (Ung.) Heer		+										
<i>G.</i> ex gr. <i>lepida</i> Heer									+			
<i>Sphenobaiera</i> aff. <i>biloba</i> Pryn.									+			
<i>Phoenicopsis</i> ex gr. <i>angustifolia</i> Heer			+						+	+		
<i>Phoenicopsis</i> sp.								+				+
<i>Desmiophyllum</i> sp.			+									+
<i>Cephalotaxopsis intermedia</i> Holl.											+	
<i>C. heterophylla</i> Holl.		+	+		+							
<i>C. microphylla</i> Holl.		+	+		+							
<i>Cephalotaxopsis</i> sp.	+				+							+
<i>Sequoia reichenbachii</i> (Gein.) Heer	+	+		+		+	+					
<i>S. ambigua</i> Heer			+									
<i>Sequoia</i> sp. - семенная шишка		+										+
<i>Metasequoia cuneata</i> (Newb.) Chaney												+
<i>Elatocladus smittina</i> (Heer) Sew.	+						+	+				
<i>Elatocladus</i> sp.						+		+				+
<i>Araucarites subacutus</i> Philipp.			+	+								
<i>Araucarites</i> sp.	+											
<i>Picea</i> sp. - семенная чешуя				+				+				
<i>Leptostrobus</i> sp.												+
<i>Pityophyllum nordenskioldii</i> (Heer) Nath.								+				+
<i>Trochodendroides microphylla</i> Philipp.								+				
<i>Trochodendroides</i> sp.						+						
<i>Ziziphoides</i> sp.						+						
<i>Quereuxia angulata</i> (Newb.) Krysht.								+				+
<i>Dicotylophyllum</i> sp.								+				
<i>Carpolithes</i> sp.			+					+				+

На левобережье р. Угрюмой свита имеет следующее строение. Непосредственно на игнимбритах риолитов залегают буровато-серые игнимбриты дациитов мощностью 80 м. Выше прослеживается пачка разнообломочных светлоокрашенных туфов среднего состава мощностью до 70 м. В верхах пачки Г.Ф. Журавлев в 1972 г. собрал флористические остатки разнообразного состава. Мощность свиты здесь до 300 м.

На севере и юго-востоке по краю ареала распространения свиты её разрез изменяется. Здесь в основании разреза наблюдается мощная пачка разнообломочных туфов с отдельными маломощными горизонтами игнимбритов андезидацитов. В туфовом горизонте в верховьях руч. Стойбищный в 1970 г. Г.Ф. Журавлевым собраны остатки растений (обн. 242): *Equisetites* sp., *Coniopteris* aff. *bicrenata* Samyl.,

Sequoia cf. *reichenbachii* (Gein.) Heer, *Elatocladus zheltovskii* Philipp., *Elatocladus* sp., *Thuja* (?) *cretacea* (Heer) Newb., *Quereuxia angulata* (Newb.) Krysht.

По сборам В.Г. Желтовского в 1970 г. из туфовых горизонтов вороньинской свиты в верховьях рр. Глубокой, Эльхаквунь и Угрюмой автором определены следующие виды растений (табл. 2).

Козьквуньская свита распространена в верховьях бассейна р. Глубокой и на левобережье нижнего течения р. Пустынной, здесь она согласно залегает на игнимбритах вороньинской свиты. Козьквуньская свита сложена преимущественно андезибазальтами, андезитами, андезидацитами, базальтами и их туфами. В.Г. Желтовский разделил её в бассейне р. Глубокой на две подсвиты. Нижняя мощностью около 190 м сложена пестроокрашенными туфами риоли-

Таблица 2. Распространение ископаемых растений чаунского комплекса на левобережье р. Паляваам (стратотипические разрезы, сборы В.Г. Желтовского, 1970 г.).

Вид	Вороньинская свита								Козьвуньская свита				
	обн. 4а	обн. 24	обн. 104-115	обн. 141	обн. 506	обн. 508	обн. 511	обн. 515	обн. 17	обн. 68	обн. 74	обн. 77	обн. 538
<i>Equisetites</i> sp.		+		+									
<i>Coniopteris</i> aff. <i>bicrenata</i> Samyl.				+	+								
<i>Coniopteris</i> sp.				+									
<i>Arctopteris</i> sp.			+		+								
<i>Tchaunia tchaunensis</i> Samyl. et Philipp.			+				+		+				
<i>T. lobifolia</i> Philipp.			+				+	+	+		+		
<i>Kolymella raevskii</i> Samyl. et Philipp.					+								
<i>Cladophlebis tschuktschorum</i> Philipp.			+		+	+	+		+				+
<i>C. grandis</i> Samyl.			+			+							
<i>Cladophlebis</i> sp.					+	+	+	+	+	+			
<i>Sagenopteris</i> aff. <i>variabilis</i> (Velen.) Velen.									+				
<i>Heilungia</i> sp.									+				
<i>Ctenis paljavaensis</i> Philipp.			+										
<i>Ctenis</i> sp.			+										
<i>Phoenicopsis</i> ex gr. <i>angustifolia</i> Heer	+		+	+	+		+	+		+			
<i>Desmiophyllum</i> sp.			+				+	+		+			
<i>Cephalotaxopsis intermedia</i> Holl.				+									
<i>Cephalotaxopsis</i> sp.													+
<i>Sequoia reichenbachii</i> (Gein.) Heer			+	+	+								
<i>S. ambigua</i> Heer			+		+	+							
<i>Araucarites subacutensis</i> Philipp.		+	+	+		+	+						+
<i>Thuja</i> (?) sp.	+	+	+	+	+		+						+
<i>Elatocladus zheltovskii</i> Philipp.	+	+	+	+	+		+						+
<i>Elatocladus</i> sp.			+										+
<i>Metasequoia</i> aff. <i>cuneata</i> (Newb.) Chaney					+								
<i>Picea</i> sp. - семенная чешуя					+	+	+						
<i>Pityophyllum nordenskioldii</i> (Heer) Nath.			+										+
<i>Trochodendroides microphylla</i> Philipp.			+	+		+	+						
<i>Trochodendroides</i> sp.			+	+		+	+						

тов, верхняя представлена чередованием темно-серых туфов среднего состава и темных андезидацитов мощностью до 280 м. Общая мощность свиты 470 м.

В бассейне р. Юрумкувеем В.Г. Желтовский выделил вулканогенные образования с позднемеловой флорой в мильгугеумскую толщу, которая сложена игнимбритами и туфами трахириолитового и трахидацитового состава. Характерными особенностями этих пород является сиреневая, розовая, коричневая окраски, обилие кристаллокластов полевых шпатов. Максимальная мощность мильгугеумской толщи 700 м.

Изучение растительных остатков из стратотипических разрезов алькаквуньской, каленьмуваамской, пыкарваамской, вороньинской и козвуньской свит показывает, что наиболее полно флористически охарактеризованы отложения вороньинской свиты.

Остальные свиты чаунской серии содержат более бедные комплексы растительных остатков, которые, как видно из текста и табл. 1, 2, почти не отличаются от вороньинского. На основании этого можно предположить, что породы всех пяти свит чаунской серии близки по возрасту.

В комплексе растений из перечисленных свит преобладают папоротники (*Coniopteris*, *Tchaunia*, *Cladophlebis*), хвойные (*Elatocladus*, *Araucarites*, *Sequoia*) и чекановские (*Phoenicopsis*), в небольшом количестве присутствуют гинкговые и покрытосеменные. Остальные группы растений имеют подчиненное значение (*Ctenis*, *Sphenobaiera*).

Папоротники кониоптероидного типа представлены двумя видами. Отпечатки перышек, надрезанных на 3-5, реже 7 долей, относятся к *Coniopteris* aff. *bicrenata* Samyl. Остатки этого вида часто встре-

чаются в породах чаунской серии на левобережье р. Паляваам, реже – в бассейнах рр. Угаткин – Мильгудеем. Листья аналогичного строения известны из разрезов тыльпэгыргынайской и поперечнинской свит, развитых в северной части хр. Пекульней, которые автор вслед за А.Н. Криштофовичем относит к *Dennstaedtia tschuktschorum* Krysht. Остатки листьев, у которых перышки симметричные, относятся к *Coniopteris* sp. Виды *Tchaunia tchaunensis* Samyl. et Philipp. и *T. lobifolia* Philipp. встречаются в породах вороньинской и коэквиульской свит на левобережье р. Паляваам, а также в стратиграфических подразделениях верхнего мела Восточно-Чукотской вулканической зоны ОЧВП. К сборному роду *Cladophlebis* относятся три вида *C. srandis* Samyl., *C. tchaunensis* Samyl., *C. tschuktschorum* Philipp. *C. grandis* изучен на хорошо сохранившемся материале, собранном Ф.Б. Раевским в 1968 г. в вулканитах вороньинской свиты на правобережье р. Юрумкувеем. Неполные листья *C. grandis* в коллекциях предшествующих исследователей определялись как *Cladophlebis haibur-nensis* (L. et H.) Braun. К *Cladophlebis tchaunensis* Samyl. относятся остатки листьев, перышки которых обладают однократной дихотомией боковых жилок и зубчатым верхним краем. Подобной морфологии листья из чаунской серии относились к *Cladophlebis* cf. *frigida* Heer. *Cladophlebis tschuktschorum* установлен в породах вороньинской свиты в верховьях р. Вуквульвыгыргын. Здесь он представлен наиболее полно. Голотип *Kolymella raevskii* Samyl. et Philipp. происходит из туфов кислого состава угаткинской толщи и представлен многочисленными отпечатками стерильных и спороносных листьев дваждыперистого строения [22]. Отпечатки листьев этого вида худшей сохранности найдены в разрезе вороньинской свиты на левобережье р. Паляваам. Кейтониевые представлены одним видом – *Sagenopteris* aff. *variabilis* (Velen.) Velen.

В чаунском растительном комплексе присутствуют и другие представители древних родов *Ctenis*, *Heilungia*, *Sphenobaiera* и *Proenicopsis*. Остатки *Ctenis* в разрезе чаунской серии довольно часты и представлены двумя видами – *C. paljavaensis* Philipp. и *Ctenis* sp. Оба вида в коллекциях геологов 60-х годов относились к *Ctenis yokoyamai* Krysht. [2].

В составе хвойных численно преобладают *Sequoia ambigua* Heer, *Elatocladus zheltovskii* Philipp. и *Araucarites subacutensis* Philipp. Конечные ветки вида *Sequoia* по морфологии листьев несколько напоминают *Pagiophyllum triangulare* Pryn. из альбских отложений р. Зырянки. *Elatocladus zheltovskii* и *Araucarites subacutensis* встречаются в разрезах всех пяти свит чаунской серии на левобережье р. Паляваам. Кроме названных таксонов важную роль для определения возраста чаунской серии вулканогенных образова-

ний имеют *Metasequoia*, *Thuja* и *Cephalotaxopsis*. Последний род более разнообразен на периферии Паляваам-Пыкарваамской депрессии. Например, в бассейне р. Угаткин род *Cephalotaxopsis** состоит из четырех видов – *C. intermedia* Holl., *C. microphylla* Holl., *C. heterophylla* Holl., и *Cephalotaxopsis* sp.

В чаунской вулканической зоне покрытосеменные представлены *Quereuxia*, *Trochodendroides*, *Menispermities*, *Dicotylophyllum* и характеризуются мелколистными формами.

Наиболее распространенными видами чаунского комплекса являются *Coniopteris* aff. *bicrenata* Samyl., *Tchaunia tchaunensis* Samyl. et Philipp., *Tchaunia lobifolia* Philipp., *Kolymella raevskii* Samyl. et Philipp., *Cladophlebis grandis* Samyl., *C. tschuktschorum* Philipp., *Ctenis paljavaensis* Philipp., *Phoenicopsis* ex gr. *angustifolia* Heer, *Sequoia ambigua* Heer, *Elatocladus zheltovskii* Philipp., *Trochodendroides microphylla* Philipp., *Quereuxia angulata* (Newb.) Krysht. Они встречаются как на левобережье р. Паляваам в алькаквуньской, каленьмуваамской, пыкарваамской, вороньинской и коэквиульской свитах, так и в разрезах тех же свит, развитых на периферии Паляваам-Пыкарваамской вулканической депрессии (рр. Угаткин, Чаун, Мильгудеем). Присутствие одних и тех же видов в таофлорах, распространенных от р. Угаткин на юго-западе района до р. Пегтымель на северо-востоке, свидетельствует о единой ассоциации растений чаунского флористического комплекса и их чрезвычайно своеобразном родовом составе. С одной стороны, в составе комплекса присутствуют *Ctenis*, *Heilungia*, *Phoenicopsis*, характерные для юрских-раннемеловых флор Сибирско-Канадской палеофлористической области, местные папоротники *Tchaunia*, *Kolymella*, с другой – он содержит водоплавающее растение *Quereuxia angulata* и хвойное *Metasequoia*, встречающиеся только в верхнемеловых отложениях Восточной Сибири и Северной Америки.

Возраст чаунского растительного комплекса до последнего времени остается дискуссионным. В.А. Самылина [20, 21], ссылаясь на присутствие в составе древних мезофитных форм *Ctenis* и *Heilungia*, допускает, что этот своеобразный комплекс, вероятно, синхронен арманской стратофлоре Северного Приохотья и датируется поздним альбом. Такого же мнения придерживается В.Ф. Белый [3, 4].

С.В. Щепетов [30] предполагает, что «время вероятного существования чаунской флоры включает сеноман и ранний турон».

Г.Г. Филиппова [27, 29], просмотревшая большое количество образцов с отпечатками растений,

*Род *Cephalotaxopsis* В.А. Самылина условно перевела в род *Taxites*. Автор придерживается родового названия *Cephalotaxopsis*, предложенного В.М. Фонтаном.

собранных геологами чаунской экспедиции в 1970–1990 гг. из разрезов чаунской серии, пришла к выводу сначала о раннетуронском, затем туронском возрасте чаунского флористического комплекса.

А.Б. Герман [9], рассматривая эволюцию флор в альбе–позднем мелу Северной Пацифики, чаунскую палеофлору предположительно датирует туроном–коньяком. Основанием для этого послужили полученные S. R. Kelley и его соавторами [31] данные по $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датированию образцов вулканогенных пород из пыкарваамской, вороньинской и козквуньской свит, которые дали возраст в интервале от 86.7 до 88.9 млн лет (коньяк). Более молодым, чем коньякский, по его мнению, должен считаться возраст ископаемых флор аркагалинского типа.

Действительно, верхняя часть разреза чаунской серии (пыкарваамская, вороньинская и козквуньская свиты), сформировавшаяся во время проявления второго вулканического цикла, характеризуется более разнообразным составом ископаемых растений, чем это наблюдается в разрезах первого вулканического цикла (алькаквуньская и каленьмуваамская свиты). В породах пыкарваамской, вороньинской и козквуньской свит часты *Quereuxia* и *Meta-sequoia*. Как было показано выше, остатки *Quereuxia angulata* повсеместно встречаются только в верхнемеловых отложениях северо-восточной части азиатского материка, начиная с турона. Причем во многих районах Тихоокеанского побережья флористические комплексы с *Quereuxia* контролируются морской фауной сенона, и только небольшая часть палеофлор Восточной Сибири с отпечатками этого рода датируется туроном [29, стр. 178]. Туронский возраст таких флор определяется методом сравнения с близлежащими флористическими комплексами. Поэтому не исключена возможность формирования алькаквуньской и каленьмуваамской свит в туронском веке.

ВОСТОЧНАЯ ЧУКОТКА

В бассейне р. Амгуэма и на северном побережье залива Креста флоросодержащие вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения позднемелового возраста слагают нырвакинотскую и амгеньскую толщи, ранее входившие в состав этелькуюмской свиты позднеальбского–раннесеноманского возраста, а также экитыкинскую, леурваамскую свиты, отнесенные к сеноману [19].

В настоящее время возраст флористических комплексов из перечисленных стратиграфических подразделений рассматривается несколько иначе, чем было принято в решениях 2-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания в 1978 г.

Основой для расчленения вулканогенных пород рассматриваемой территории послужила рабо-

чая опорная легенда Эгвекинотской серии листов Государственной геологической карты масштаба 1:50000, составленная В.В. Романовой и Н.И. Романовым (рис. 2).

Нырвакинотская толща выделена В.К. Садаковым в 1965 г. из этелькуюмской свиты. Стратотипические разрезы изучали В.П. Аркавый, И.В. Плясунов, А.В. Куканов по рр. Нырвакинотвеем, Матачингай, Правый Тедлиан и на побережье залива Свободный. Толща сложена измененными роговообманковыми андезитами и их туфами, а также вулканогенными осадочными породами – туфоалевролитами, туфопесчаниками, туфоконгломератами. Для нее характерно быстрое выклинивание по простиранию отдельных пачек туфов и туфогенно-осадочных пород, потоков и покровов лав. Мощность толщи 1000 м.

Нырвакинотская толща залегает в стратотипических разрезах с угловым несогласием и с значительным перерывом на ольховской свите (альб) и перекрывается породами амгеньской толщи.

Из разрезов толщи В.П. Аркавым и А.В. Кукановым собраны следующие ископаемые растения: *Coniopteris* sp., *Tchucotopteris ustinovii* Vassilevsk., *Asplenium* cf. *dicksonianum* Heer, *Cladophlebis* sp., *Taeniopteris* aff. *rhitidorachis* Krysh., *Taeniopteris* sp. (много), *Ginkgo* ex gr. *lepidia* Heer, *Sphenobaiera* sp., *Phoenicopteris* ex gr. *angustifolia* Heer, *Desmiophyllum* sp., *Cephalotaxopsis (Taxites) magnifolia* Font., *C. microphylla* Holl., *Sequoia fastigiata* (Sternb.) Heer, *Elatocladus* sp., *Torreya gracillima* (Holl.) Krysh. et Baik., *Araucarites anadurensis* Krysh., *Podozamites gramineus* Heer, *P. eichwaldii* Schimp., *Parataxodium* sp., *Pityophyllum nordenskioldii* (Heer) Nath., свидетельствующие, по заключению Г.Г. Филипповой, о позднеальбском–сеноманском возрасте нырвакинотской толщи.

Амгеньская толща названа В.П. Аркавым в 1973 г. по п-ову Амгень, где наиболее полно изучены её разрезы. По литологическим признакам она разделена на три подтолщи: нижнюю, среднюю и верхнюю.

Нижняя подтолща сложена игнимбритами риодацитов со значительным количеством обломков зерен кварца. В резко подчиненном количестве отмечаются прослой и линзы туфов кислого состава и вулканогенно-осадочных пород. Мощность 80–500 м.

Средняя подтолща представлена в основном вулканогенно-осадочными породами, переслаиваемыми иногда с туфами кислого состава. На отдельных участках преобладают туфы дацитового состава. Мощность до 500 м.

Верхняя подтолща характеризуется наиболее сложным строением и резкой фациальной изменчивостью. В её строении участвуют игнимбиты дацитов и риодацитов, туфолавы и туфы дацитов, риода-

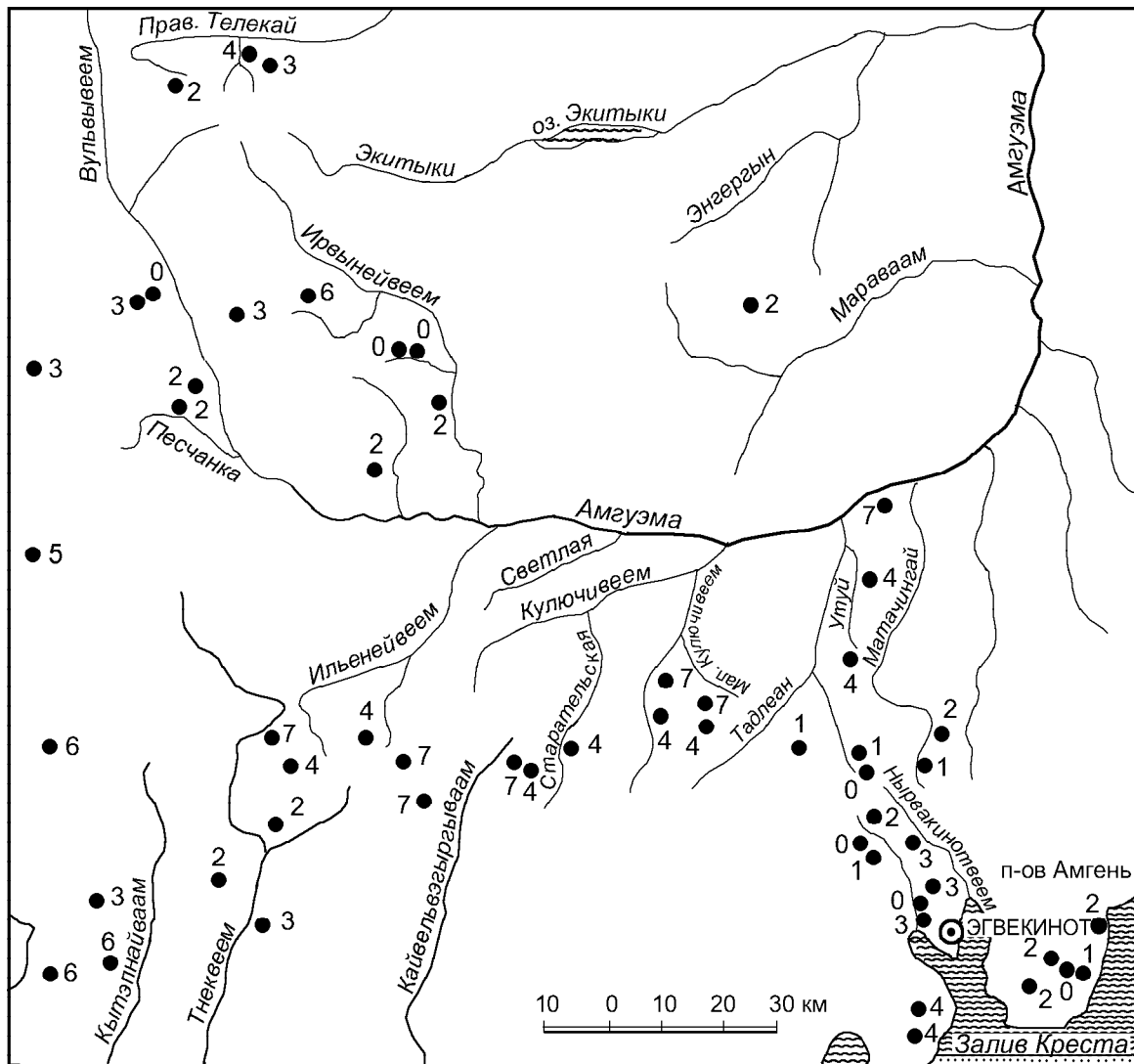


Рис. 2. Схема распространения опорных разрезов меловых континентальных отложений бассейна р. Амгуэма и северного побережья залива Креста (по материалам В.В. Романовой и Н.И. Романова).

0 – ольховская свита; 1 – нырвакинотская толща; 2 – амгеньская (осиновская) толща; 3 – экитыкинская свита; 4 – леурва-амская свита; 5 – ильмынейвеемская толща; 6 – танюрерская свита; 7 – нунлингранская свита.

цитов, реже риолитов, трахидацитов и андезитов. Мощность до 600 м.

В разрезах амгеньской толщи на рр. Матачингай, Эрутга, Курортная В.П. Аркавий собрал *Sphenopteris* sp., *Asplenium dicksonianum* Heer, *Taeniopteris* sp., *Proenicopsis* ex sr. *angustifolia* Heer, *Ginkgo* ex gr. *adiantoides* (Ung.) Heer, *G.* ex gr. *sibirica* Heer, *Sequoia* cf. *fastigiata* (Sternb.) Heer, *S. ambigua* Heer, *S. reichenbachii* (Gein.) Heer, *Elatocladus smittiana* (Heer) Sew., *Parataxodium* sp., *Piceae* sp., *Metasequoia* sp., *Protophyllum* aff. *ignatianum* Kryshch. et Baik., *Grewiopsis* sp. (определения В.А. Самылиной, А.Ф. Ефимовой и Г.Г. Филипповой).

В 1974 г. С.В. Калабашкин на левобережье р. Матачингай обнаружил *Desmiophyllum* cf. *magnum*

(Samyl.) Samyl., *Cephalotaxopsis intermedia* Holl., *Protophyllum* sp., *Celastrorhynchium* sp., *Magnolia* sp. (определения В.А. Самылиной).

В последующие годы в бассейнах рр. Вульвыевем, Ирвынейвеем, Кукулиевем и Паляваам геологи Е.Г. Бордюгов, А.В. Куканов, Е.Е. Петренко, С.Л. Прага, С.П. Бойко, В.А. Абрамов и другие исследователи в амгеньской толще собрали растительные остатки, в составе которых преобладают хвойные, аналогичные родам и видам, установленным в стратотипических разрезах толщи на северном побережье залива Креста.

В 1987 г. Е.Е. Петренко из туфов дацитового состава толщи на левобережье р. Вульвыевем собрал *Asplenium dicksonianum* Heer, *Cephalotaxopsis hetero-*

phylla Holl., *C. microphylla* Holl., *Sequoia ambigua* Heer, *S. cf. fastigiata* (Sternb.) Heer, *Pityophyllum* sp., *Quereuxia angulata* (Newb.) Kryshch., *Quereuxia* sp. (определения Г.Г. Филипповой).

Западнее р. Вульвыеем в туфогенно-осадочных породах амгеньской (осиновской) толщи, развитой в верховьях р. Паляваам, С.П. Бойко обнаружил растительные остатки *Phoenicopsis* ex gr. *ansustifolia* Heer, *Desmiophyllum* sp., *Cephalotaxopsis* sp., *Sequoia obovata* Knowlt., *Metasequoia* cf. *cuneata* (Knowl.) Chaney, *Elatocladus smittiana* (Heer) Sew., *E. kuenliverensis* Philipp.

Амгеньская толща в районе залива Креста с небольшим перерывом залегает на нырвакинотской толще, а в бассейне р. Вульвыеем – со стратиграфическим перерывом и угловым несогласием на отложениях юрского и раннемелового возраста и всюду согласно перекрывается породами экитыкинской свиты.

Экитыкинская свита выделена А.Н. Легковым в 1958 г. в бассейне р. Телекай.

Свита сложена преимущественно двупироксеновыми, гиперстенновыми, реже авгитовыми андезитами. Иногда в её разрезах присутствуют оливинсодержащие двупироксеновые андезибазальты и базальты. В подчиненном количестве в строении свиты участвуют туфы среднего состава и вулканогенно-осадочные породы. Экитыкинская свита имеет локальное развитие, её образования слагают разобщенные поля площадью до 50 км². Средняя мощность свиты 750 м.

Экитыкинская свита согласно залегает на отложениях амгеньской толщи и согласно перекрывается породами леурваамской свиты.

В.И. Плясунов в 1974 г. из разреза свиты на северном побережье залива Креста собрал растительные остатки *Asplenium dicksonianum* Heer, *Tchaunia tchaunensis* Samyl. et Philipp., *Cladophlebis* sp., *Taeniopteris* sp., *Heilungia* sp., *Ginkgo* ex gr. *adiantoides* (Ung.) Heer, *Phoenicopsis angustifolia* Heer, *Cephalitaxopsis heterophylla* Holl., *C. intermedia* Holl., *Sequoia ambigua* Heer, *S. obovata* Knowlt., *S. reichenbachii* (Gein.) Heer, *Thuja cretacea* (Heer) Newb., *Metasequoia cuneata* (Newb.) Chaney, *Torreya gracilima* (Holl.) Kryshch., *Elatocladus smittiana* (Heer) Sew., *E. zheltovskii* Philipp., *Podozamites* cf. *eichwaldii* Shimp., *Pityophyllum nordenskioldii* (Heer) Nath.

В.Г. Решетов из отложений экитыкинской свиты по руч. Валунистому собрал *Cladophlebis* cf. *arctica* (Heer) Sew., *Ginkgo* ex gr. *adiantoides* (Ung.) Heer, *Truja cretacea* (Heer) Newb.

Растительные остатки, собранные геологами Восточно-Чукотской и Анадырской геолого-разведочной экспедиций в породах экитыкинской свиты

на побережье залива Креста и в междуречье Вульвыеем-Танюер, А.Ф. Ефимова, В.А. Самылина и Г.Г. Филиппова относят к нерасчлененному верхнему мелу.

Леурваамская свита выделена В.П. Ажипой в 1959 г. в восточной части Чукотского полуострова, названа по р. Леурваам, левому притоку р. Улювеем, в бассейне которой изучены разрезы и собраны остатки *Ginkgo* ex gr. *adiantoides* (Ung.) Heer, *Cephalotaxopsis intermedia* Holl., *Pityophyllum* sp., *Quereuxia angulata* (Newb.) Kryshch. (определения В.А. Вахрамеева). Кроме приведенных форм в том же месте С.В. Благодатский в 1959 г. собрал *Cephalotaxopsis* cf. *anadyrensis* Kryshch., *Trochodendroides* cf. *richardsonii* (Heer) Kryshch. (определения В.Ф. Белого). Для западной части Восточно-Чукотской вулканической зоны аналогом леурваамской была принята туманинская свита, выделенная в 1958 г. А.Н. Легковым в верховьях р. Телекай. Авторы рабочей опорной легенды Эгвекинотской серии листов геологической карты масштаба 1:50000 в целях терминологического единообразия принимают единый термин – леурваамская свита. Её образования широко распространены во внутренних частях Верхне-Амгумского вулканического прогиба.

Отложения леурваамской свиты изучали многие геологи Северо-Востока, но наиболее полные списки листовой флоры содержатся в работах В.П. Аркавого, С.В. Благодатского, Г.И. Богомолова, Е.Г. Бордюгова, А.В. Куканова, С.Л. Праги, В.К. Садакова и Ю.Б. Тихомирова.

По данным этих исследователей, свита сложена преимущественно игнимбритами риолитово-дацитового состава, в подчиненном количестве присутствуют риолиты, риодациты, линзы и пачки вулканогенно-осадочных пород с растительными остатками. В стратотипическом разрезе мощность свиты – до 400 м, в центральных частях прогибов она достигает 1000 м.

В туфогенных песчаниках и алевролитах по рр. Утуй и Матачингай В.К. Садаков в 1961 г. собрал комплекс растений (табл. 3), свидетельствующий, по заключению А.Ф. Ефимовой [12], о сеноман-туронском возрасте леурваамской свиты.

В.П. Аркавий в 1973 г. из туфогенных алевролитов леурваамской свиты на водоразделе рр. Матачингай – Утуй собрал почти все виды растений, опубликованные в статье А.Ф. Ефимовой [12], а также дополнил коллекцию остатков древних растений *Coniopteris* sp., *Tchaunia* sp., *Cladophlebis* cf. *acuta* (Font.) Kryshch., *Cladophlebis* sp., *Sphenobaiera* sp., *Desmiophyllum* sp., *Sequoia ambigua* Heer, *Pityophyllum nordenskioldii* (Heer) Nath., *Dicotylophyllum* sp., указывающих, по нашему заключению, на сеноман-туронский возраст вмещающих слоев свиты.

Таблица 3. Распространение ископаемых растений леурваамского комплекса на Чукотском полуострове (леурваамская свита)

Растение	С.В. Благодатский, В.К. Садаков, 1961 г., рр. Янрамавеем, Утуй, Матачингай, Голубичная	Е.Г. Бордюгов, 1974 г., р. Мамчер- гыргын	Г.И. Богомолов, 1967 г., С.В. Благодатский, Ю.Б. Тихомиров, 1990 г., рр. Сеутакан, Эргувеем	С.Л. Прага, 1988 г., р. Голубичная	С.П. Бойко, 1991 г., верховье р. Палявамм
1	2	3	4	5	6
<i>Equisetites</i> sp.	+		+	+	+
<i>Asplenium</i> sp.	+				
<i>Osmunda</i> sp.				+	
<i>Gleichenia</i> sp.				+	
<i>Sphenopteris</i> sp.		+	+		
<i>Kolymella raevskii</i> Samyl. et Philipp.	+		+		
<i>Tchaunia tchanensis</i> Samyl. et Philipp.	+		+		
<i>Cladophlebis</i> cf. <i>acuta</i> Font.					
<i>Dennstaedtia tschuktschorum</i> Krysht.	+				
<i>Taeniopteris</i> sp.	+				
Cycadophyta gen. indet.	+				
<i>Ginkgo</i> ex gr. <i>adiantoides</i> (Ung.) Heer	+		+	+	
<i>G.</i> cf. <i>huttonii</i> (Sternb.) Heer	+				
<i>Ginkgo</i> sp.	+				
<i>Sphenobaiera</i> ex gr. <i>longifolia</i> (Pomel) Fl.	+		+	+	
<i>Phoenicopsis</i> ex gr. <i>angustifolia</i> Heer	+	+	+	+	
<i>P. steenstrupii</i> Sew.	+				
<i>Desmiophyllum</i> sp.		+		+	+
<i>Podozamites lanceolatus</i> (Lindl. et Hutt.) Braun	+		+	+	
<i>Cephalotaxopsis intermedia</i> Holl.	+	+	+		
<i>C. heterophylla</i> Holl.	+				
<i>C. amguemensis</i> Efimova	+				
<i>C. microphylla</i> Holl.	+		+		
<i>Araucarites</i> cf. <i>anadyrensis</i> Krysht.			+		
<i>A. subacutensis</i> Philipp.		+	+		+
<i>Araucarites</i> sp.	+				+
<i>Pagiophyllum</i> sp.	+				+
<i>Sequoia obovata</i> Knowlt.	+		+		+
<i>S. fastigiata</i> (Sternb.) Heer	+				+
<i>S. minuta</i> Sveshn.		+			
<i>S. ambigua</i> Heer	+			+	
<i>S. reichenbachii</i> (Gein.) Heer			+		+
<i>Sequoia</i> sp.	+	+	+		+
<i>Elatocladus zheltovskii</i> Philipp.		+	+		+
<i>Elatocladus</i> sp.	+	+		+	+
<i>Torreya</i> cf. <i>gracillima</i> (Holl.) Krysht. et Baik.	+			+	
<i>Metasequoia</i> ex gr. <i>disticha</i> (Heer) Miki	+	+		+	
<i>Metasequoia</i> sp.	+		+	+	+
<i>Libocedrus</i> aff. <i>catenulata</i> (Bell) Krysht.				+	
<i>Glyptostrobus comoxensis</i> Bell		+			
<i>Cedrus</i> sp.	+	+	+	+	

Таблица 3. (продолжение).

1	2	3	4	5	6
<i>Pityophyllum nordenskioldii</i> (Heer) Nath.	+	+	+	+	
<i>Pityophyllum</i> sp.	+				+
<i>Pityocladus</i> sp.					+
<i>Pityostrobus</i> sp.		+			+
<i>Pityostrobus</i> sp. 1		+			+
<i>Thuja cretacea</i> (Heer) Newb.		+			+
<i>Thuja</i> sp.					+
<i>Trochodendroides</i> cf. <i>richardsonii</i> (Heer) Krysh.		+	+	+	
<i>Trochodendroides</i> sp.		+			
<i>Coculus</i> sp.		+		+	
<i>Zizyphoides</i> sp.	+				
<i>Platanus</i> sp.	+	+			
<i>Quereuxia angulata</i> (Newb.) Krysh.	+	+	+		
<i>Dicotylophyllum</i> sp.	+	+	+		
<i>Carpolithes mirabilis</i> Philipp.		+	+	+	+
<i>Carpolithes</i> sp.		+	+		

На левобережье р. Мамчергынган в туфах кислого состава Е.Г. Бордюгов в 1974 г. обнаружил ископаемые растения (табл. 3), свидетельствующие, по заключению Г.Г. Филипповой, о позднеэоценом-туронском возрасте вулканитов кислого состава.

В бассейне р. Эргувеем и в истоках р. Сеутакан С.В. Благодатский и Г.И. Богомолов [7] из туфов и туфогенно-осадочных пород леурваамской свиты собрали растительные остатки (см. табл. 3), определяющие эоцено-туронский возраст образований.

В бассейне р. Сеутакан Ю.Б. Тихомиров [23] разделил леурваамскую свиту на три подсвиты. Нижняя сложена туфоконгломератами, туфопесчаниками, туфоалевролитами, туфами риолитов с остатками листовой флоры *Dennstaedtia* aff. *tschuktschorum* Krysh., *Trochodendroides arctica* (Heer) Berry, *Trochodendrocarpus* sp. Мощность 150 м. Средняя подсвита представлена риолитами, их туфами и игнимбритами, иногда туфами и игнимбритами дацитов, реже туфоалевролитами и туффитами с остатками хвойных *Elatocladus zheltovskii* Philipp. Мощность 350 м. Верхняя подсвита состоит из субщелочных риолитов, их игнимбритов, реже туфов риодацитов. Мощность 450 м.

Северо-западнее рассматриваемого района, в верховьях р. Паляваам, леурваамская (туманинская) свита представлена риолитами, риодацитами, их игнимбритами и туфами. В туфах кислого состава и туффитах С.П. Бойко в 1991 г. собрал остатки растений (табл. 3).

Леурваамская свита с небольшим размывом залегает на андезитах экитыкинской свиты или на

кислых вулканогенных образованиях амгеньской толщи, реже на более древних отложениях и перекрывается базальтами нунлигранской свиты.

Нунлигранская свита выделена в 1958 г. С.Г. Романовой, название дано по пос. Нунлигран. На рассматриваемой площади она объединяет вулканиты почти исключительно основного, реже среднего состава. Свита сложена базальтами и долеритами, в основном оливиновыми, реже встречаются двупироксеновые андезибазальты и андезиты.

Мощность свиты в стратотипических разрезах на рр. Старательская, Утуй и Матачингай от 40 до 200 м. Растительных остатков в ней не обнаружено.

Нунлигранская свита повсеместно залегает без признаков длительного перерыва на леурваамской свите. В региональной стратиграфической схеме [19] нунлигранская свита помещена на уровень тыльпэ-гыргынайского горизонта (коньяк-сантон).

Изучение палеофлоры из стратотипических разрезов нырвакинской и амгеньской толщ, экитыкинской и леурваамской свит, развитых в басс. р. Амгуэма и на северном побережье залива Креста, показывает, что лучше всего изучен флористический комплекс из леурваамской свиты. Остальные стратиграфические подразделения содержат менее представительные комплексы растений и мало чем отличаются от леурваамского комплекса.

Растительный комплекс из нырвакинской толщи представлен 20 видами, в которых по разнообразию родов доминируют хвойные позднеэоценового облика (*Cephalotaxopsis*, *Sequoia*, *Torreya*, *Araucarites*, *Parataxodium*), представители древних мезофит-

ных форм имеют подчиненное положение (*Sphenobaiera*, *Desmiophyllum*, *Podozamites*, *Pityophyllum*).

Папоротник *Tchukotopteris ustinovii* Vassilevsk. установлен по спороносным листьям. Ранее он определялся автором как *Birisia* cf. *onychioides* (Vassilevsk. et K.-M.) Samyl. или как *Birisia alata* Samyl. Стерильные листья *Tchukotopteris* морфологически не отличаются от таковых рода *Birisia*, а спороносные аналогичны листьям рода *Arctopteris*. В стратотипическом разрезе нырвакинской толщи на р. Нырвакиновеем В.П. Аркавий также нашел многочисленные отпечатки *Cladophlebis* sp., которые из-за неудовлетворительной сохранности определяются только до рода. Из цикадофитов установлен род *Taeniopteris* с двумя видами (*T.* cf. *rhitidorachis* Krysht. и *Taeniopteris* sp.). Остатки его в стратотипе толщи многочисленны. Гинкговые состоят из единичных отпечатков *Ginkgo* ex gr. *adiantoides* (Ung.) Heer, *G.* ex gr. *lepada* Heer, *Phoenicopsis* ex gr. *angustifolia* Heer, *Sphenobaiera* sp., *Desmiophyllum* sp.

Анализ растительных остатков из отложений нырвакинской толщи показывает, что папоротники, цикадофиты и некоторые виды хвойных по морфологии листьев ближе стоят к палеофлорам из буоркемюсского горизонта (альб), а большинство облиственных побегов хвойных широко распространено в верхнемеловых отложениях Сибирско-Канадской палеофлористической области.

Возраст нырвакинского флористического комплекса определяется автором поздним альбом – сеноманом, возможно поздним альбом и какой-то частью сеномана. Он отражает следующий за ольховским этап развития растительности на территории Восточной Чукотки. Ольховская свита содержит богатый комплекс растительных остатков, близкий по составу буоркемюсскому флористическому комплексу. Ольховская палеофлора монографически не изучена.

Флористический комплекс из амгеньской толщи включает около 30 видов древних растений, собранных из разрезов вулканогенно-осадочных пород в бассейне р. Вульвыеем (левый приток р. Амгуэма) и на северном побережье залива Креста. В его составе присутствуют многие таксоны, установленные в отложениях нырвакинской толщи, а также разнообразные хвойные *Elatocladus smittiana* (Heer) Sev., *E.* cf. *zheltovskii* Philipp., *Sequoia obovata* Knowlt., *S. reichenbachii* (Gein.) Heer, *Sequoia* sp., единичные отпечатки папоротников *Sphenopteris* sp., *Tchaunia tchaunensis* Samyl. et Philipp., *Tchaunia* sp., *Sagenopteris* sp., редкие находки покрытосеменных. Последние собраны В.П. Аркавым из стратотипического разреза толщи в бассейне р. Матачингай и представлены *Trochodendroides* cf. *richardsonii* (Heer) Krysht.,

Protophyllum aff. *ignatianum* Krysht. et Baik., *Grewiopsis*, *Dicotylophyllum* sp.

В отложениях амгеньской толщи на рр. Вульвыеем и Телекай наряду с разнообразными хвойными присутствуют покрытосеменные *Trochodendroides* sp., *Menispermities* sp., *Quereuxia angulata* (Newb.) Krysht., *Quereuxia* sp.

При сравнении ископаемых растений из разрезов бассейна р. Вульвыеем и северного побережья залива Креста находится много общих видов в составе хвойных, папоротников, цикадофитов, за исключением покрытосеменных. В районе залива Креста покрытосеменные представлены в основном отпечатками крупных листьев платановидного типа – *Protophyllum* aff. *ignatianum* Krysht. et Baik. и *Grewiopsis*. Первый из них А.Б. Герман [10] перевел в *Paraprotophyllum ignatinum* (Krysht. et Baik.) Herman, остатки которого наиболее встречаются в пенжинской флоре на северо-западе Камчатки (турон). Род *Grewiopsis* появляется в коньякских отложениях поперечнинской и тыльпэгыргынайской свит, развитых в северной части хр. Пекуней. Не исключено его присутствие в позднетуронских флорах Северо-Востока Азии.

В разрезах бассейна р. Вульвыеем покрытосеменные состоят из таких мелколистных форм, как *Trochodendroides*, *Dicotylophyllum* и фрагментарных остатков *Quereuxia* – типичных представителей позднемеловых флор Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

Таким образом, появление в составе амгеньского растительного комплекса родов *Metasequoia*, *Paraprotophyllum*, *Grewiopsis* и *Quereuxia* свидетельствует о следующем за нырвакинским этапе развития наземной растительности на территории Восточной Чукотки (турон).

Флористический комплекс из экитыкинской свиты (18 видов) характеризуется сходным таксономическим составом ископаемых растений с амгеньским. В нем присутствуют реликтовые формы *Taeniopteris*, *Podozamites* и молодого облика роды *Sequoia*, *Metasequoia*. Возраст этыкинского растительного комплекса определяется, скорее, коньякским на основании стратиграфического положения (свита всюду залегает согласно на вулканитах амгеньской толщи), а также близкого состава растений с чаунским флористическим комплексом.

Флористический комплекс из леурваамской свиты, распространенной в среднем течении р. Амгуэма (см. рис. 2) и на северном побережье залива Креста, содержит около 60 видов позднемеловых растений. По собранным В.К. Садаковым, А.Н. Легковым и Г.И. Богомолковым в бассейнах рр. Утуй, Матачингай и Голубичная материалам А.Ф. Ефимова опреде-

лила 29 видов папоротниковых, цикадофитовых, гинкговых, хвойных, покрытосеменных и отнесла их к сеноману–турону [12].

В.А. Самылина [21], анализируя палеофлоры, входящие в аркагаалинский фитостратиграфический горизонт, выявила много общих форм, собранных в бассейне р. Амгуэма и в аркагаалинской свите бассейна р. Аркагала, а также переопределила ряд амгуэмских образцов, например в составе папоротников род *Dennstaedtia* перевела в род *Coniopteris tshuktschorum* (Krysnt.) Samyl. на основании внешнего сходства.

В породах аркагаалинской свиты по эпидермальному строению листьев в составе рода *Phoenicopsis*, кроме *P. steenstrupii*, Самылиной установлены ещё два вида феникопсисов; все три вида не отличались друг от друга по морфологии листьев, поэтому отпечатки *Phoenicopsis* из разрезов леурваамской свиты мы относим к *P. ex gr. angustifolia* Heer без изучения эпидермиса листьев.

Переопределение хвойных выполнено на основании сходства морфологических признаков облиственных побегов из бассейнов рр. Амгуэма и Аркагала. Большинство хвойных из аркагаалинской свиты изучено с применением кутикулярного метода. Отпечатки побегов с крючковато изогнутыми вверх листьями, отнесенные А.Ф. Ефимовой к *Pagiophyllum* sp., В.А. Самылиной переведен в род *Taiwania* с новым видовым названием *T. cretacea* Samyl. на основании только морфологического сходства побегов.

Представители рода *Podozamites* установлены в составе леурваамского комплекса. Остатки *P. lanceolatus* Heer найдены на р. Голубичной, в разрезах северного побережья залива Креста и в бассейне р. Сеугакан [23]. Остатки этого рода известны и в других районах ОЧВП, причем сенонский возраст этих остатков подтверждается морской фауной [17].

На Аляске в бассейне р. Чандлер остатки *Podozamites* обнаружены в комплексе растений V флористической зоны, охарактеризованной окаменелостями турона [27], в то же время, они не известны в верхнемеловых отложениях Верхояно-Чукотского субрегиона. Для этой группы растений благоприятным местообитанием становится побережье Тихого океана, в пределах которого В.А. Вахрамеев [8] выделил Северо-Тихоокеанский рефугиум. Здесь подозамиты, как беннетиттовые и цикадовые, продолжают существовать до конца мелового периода.

Присутствие в составе леурваамского растительного комплекса древних мезозойских форм *Phoenicopsis*, *Sphenobaiera*, *Pityophyllum* наряду с *Cephalotaxopsis*, *Metasequoia*, *Quereuxia* сближает его с чаунским флористическим комплексом, развитым в бассейнах рр. Паляваам, Чаун, Угаткин (турон–коньяк), хотя рассматриваемая палеофлора содержит

много общих видов с аркагаалинским флористическим комплексом из аркагаалинской свиты, развитой в верховьях р. Колымы, и растениями из ольской свиты, распространенной в междуречье Армань – Ола (Северное Примагаданье). Эти пространственно разобщенные поздне меловые флоры В.А. Самылина [21] относит к аркагаалинскому этапу развития растительности данной территории (ранний сеноман). Сенонский возраст аркагаалинского горизонта также был принят решениями 2-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания в 1978 году [19]. Однако в последние годы появились сообщения, противоречащие отнесению аркагаалинской стратофлоры (по Самылиной) к раннему сеноману.

Возраст аркагаалинской свиты по результатам спорово-пыльцевого анализа, проведенного В.С. Маркевич [15], датируется поздним турон–сантоном.

Возраст ольской свиты до последнего времени остается спорным. По листовой флоре, собранной А.Д. Поповой и Г.Г. Чертовских в 1947 г., возраст её А.Н. Криштофович датировал сеноном, возможно ранним данием [6].

В 1968 г. Ю.Г. Кобылянский и А.У. Филиппов в верховьях ручья Жданный из верхней части разреза ольской свиты собрали растительные остатки, которые В.А. Самылина [20] сопоставила с флорой аркагаалинской свиты (сеноман).

В 1974 г. П.Н. Аноров в том же месторождении ручья Жданного обнаружил *Cladophlebis* cf. *acuta* (Font.) Krysht., *Hausmannia* sp., *Elatocladus communis* Philipp., *Araucarites orientalis* Philipp. – в дальнейшем отнесенные В.А. Самылиной к *Cunninghamia*, *Quereuxia angulata* (Newb.) Krysht., *Dicotylophyllum* sp. – и другие покрытосеменные. Эти растения, а также анализ всего флористического материала из разрезов ольской свиты позволили автору статьи сделать предположение о туронском, возможно турон–сенонском возрасте ольской свиты [26, с. 23]. По результатам рубидий–стронциевого метода возраст ольской свиты определяется сеноном [16].

В 1993 г. С.В. Щепетов из разреза ольской свиты на ручье Жданном собрал остатки преимущественно покрытосеменных растений, в составе которых А.Б. Герман обнаружил и описал *Macclintockia beringiana* Herman. Голотип вида происходит из отложений барыковской свиты в бухте Угольной (Анадырско-Корякский субрегион). Флороносные отложения барыковской свиты подстилаются и перекрываются породами морского происхождения с фауной раннего или раннего и среднего кампана [11, с. 71].

Несмотря на различную палеогеографическую обстановку, при которой существовали барыковский комплекс растений (приморская равнина) и ольская палеофлора (межгорная впадина), их связывает

общий род *Macclintockia*, с одним и тем же видом – *M. beringiana*. А.Б. Герман [11, с. 44], анализируя списочный состав рассматриваемых палеофлор, считает возможным поставить их на один уровень развития растительности Северо-Востока Азии и датировать сантоном–средним кампаном.

Как было отмечено выше, в леурваамском растительном комплексе установлен род *Podozamites*, верхняя возрастная граница которого на Аляске ограничена туроном. В Охотско-Чукотском субрегионе остатки этого хвойного найдены в породах, залегающих стратиграфически выше коньякских отложений [17]. Остальные таксономические единицы не противоречат отнесению леурваамской флоры к аркагаалинскому флористическому комплексу.

Таким образом, поздне меловые флористические комплексы на территории Центральной и Восточной Чукотки нами рассматриваются в такой последовательности: нырвакинотский растительный комплекс отнесен к позднему альбу–сеноману, возможно к позднему альбу–раннему сеноману; амгеньский комплекс соответствует турону; чаунский комплекс относится к турону–коньяку; экитыкинский комплекс растений датируется коньяком; леурваамский комплекс отнесен к сантону и сопоставляется с аркагаалинским флористическим комплексом; флористический комплекс из ольской и мыгдыкитской свит Северного Примагаданья относится к кампану и какой-то части маастрихта.

ЛИТЕРАТУРА

- Белый В.Ф. Схема тектоники и вулканизма южной части Чаун-Чукотки // Геол. сб. Львовского геол. о-ва. 1958. № 5-6. С. 264-281.
- Белый В.Ф. Стратиграфия и тектоника Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (Центральная Чукотка) // Материалы по геологии и полез. ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1961. № 15. С. 36-71.
- Белый В.Ф. Геология Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 75 с.
- Белый В.Ф. К проблеме фитостратиграфии и палеофлористики среднего мела Северо-Востока Азии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5, № 2. С. 51-59.
- Белый В.Ф., Белая Б.В. Поздняя стадия развития Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (Верхнее течение р. Энмываам). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. 107 с.
- Белый В.Ф., Сперанская И.М., Устиев Е.К. Охотско-Чукотский вулканогенный пояс // Геология СССР. Т. XXX., кн. 1. Северо-Восток СССР. С. 482-489. М.: Недра, 1970.
- Богомолов Г.И. Геологическая карта СССР. 1:200000. Лист Q-XV, XVI. М.: Мингео СССР, 1983. 69 с.
- Вахрамеев В.А. Развитие флор в средней части мелового периода и древние покрытосеменные // Палеонтол. журн. 1981. № 2. С. 3-14.
- Герман А.Б. Фитостратиграфия и эволюция флор в альб-позднем мелу Северной Пацифики // Стратиграфия. Геол. корреляция. Т. 7, № 2. С. 39-53.
- Герман А.Б., Лебедев Е.Л. Стратиграфия и флора меловых отложений Северо-Западной Камчатки. М.: Наука, 1991. 190 с.
- Герман А.Б., Щепетов С.В. Новый вид *Macclintoskia* (покрытосеменные) из верхнего мела Северо-Востока России и его стратиграфическое значение // Палеонтол. журн. 1997. № 2. С. 69-76.
- Ефимова А.Ф. Верхнемеловая флора бассейна р. Амгуэмы // Материалы по геологии и полез. ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1966. № 19. С. 172-187.
- Желтовский В.Г. Геологическая карта СССР. 1:200000. Лист Q-59-V, VI. М.: Мингео СССР, 1984. 87 с.
- Журавлев Г.Ф., Филиппова Г.Г. Стратиграфия и обоснование поздне мелового возраста вулканогенных образований левобережья р. Паляваам // Колыма. 1976. № 2. С. 42-44.
- Маркевич В.С. О возрасте аркагаалинской свиты // Вулканогенный мел Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 93-98.
- Милов А.П., Давыдов И.А., Котляр И.Н., Щепетов С.В., Павлов П.П. Рубидий-стронциевые системы меловых вулканизов Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Региональная геохронология Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1987. С. 69-82.
- Невретдинов Э.Б. Новые данные о возрасте верхнемеловых образований левобережья верховьев р. Анадырь // Материалы по геологии и полез. ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1980. № 25. С. 226-228.
- Раевский Ф.Б. Геологическая карта СССР. 1:200000. Лист Q-59-III, IV. М.: Мингео СССР, 1984. 87 с.
- Решения 2-го Межведомственного стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Северо-Востока СССР. Магадан, 1978. 192 с.
- Самылина В.А. Раннемеловая флора Северо-Востока СССР (к проблеме становления флор кайнофита) / 27-е Комар. чтения. Л.: 1974. 56 с.
- Самылина В.А. Аркагаалинская стратофлора Северо-Востока Азии. Л.: Наука, 1988. 121 с.
- Самылина В.А., Филиппова Г.Г. Новые меловые папоротники Северо-Востока СССР // Палеонтол. журн. 1970. № 2. С. 90-97.
- Тихомиров Ю.Б. Геологическая карта СССР. 1:200000. Лист Q-I-XXI, XXII (без записи). Л.: Мингео СССР, 1990. 1 л.
- Филиппова Г.Г. Новые меловые растения из бассейна р. Паляваам // Колыма. 1972. № 2. С. 36-38.
- Филиппова Г.Г. Меловые растения из бассейнов рек Паляваам и Яблон // Колыма. 1972. № 7. С. 43-46.
- Филиппова Г.Г. Новые меловые хвойные междуречья Армань-Ола (Северное Приохотье) // Колыма. 1980. № 9. С. 22-35.
- Филиппова Г.Г. Стратиграфия и возраст вулканогенных образований левобережья р. Паляваам и бассейнов рек Мильгувеем-Угаткин-Чаун // Колыма. 1996. № 3. С. 7-18.
- Филиппова Г.Г. Стратиграфия и возраст континентальных отложений бассейна реки Амгуэма и северного по-

- бережья залива Креста // Колыма. 1997. № 2. С. 12-23.
29. Филиппова Г.Г., Абрамова Л.Н. Поздне меловая флора Северо-Востока России. М.: Недра. 1993. 338 с.
30. Щелетов С.В. Средне меловая флора чаунской серии (Центральная Чукотка): Стратиграфическое положение, систематический состав, атлас растений. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1991. 50 с.
31. Kelley S.R., Spicer R.A. and A. B. Herman. New $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dates for Cretaceous Group tephra north-eastern Russia, and their implications for the geologic history and floral evolution of the North Pacific region // Cretaceous Research. 1999. Vol. 20, N 1. P. 97-106.
32. Smiley C.J. Cretaceous floras of Chandler-Collville region, Alaska: stratigraphy and preliminary floristics // Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1969. Vol. 53.

Поступила в редакцию 27 декабря 1999 г.

Рекомендована к печати Л.И. Попеко

G.G. Filippova

Stratigraphy and age of the continental deposits of Central and East Chukotka

Stratigraphy of volcanic sediments developed on the left side of the Palyvaam River and adjacent areas has been examined. It has been substantiated that the five members of the Chaun series, Central Chukotka, are of the Turonian–Coniacian age. The Chaun floral complex is considered as a single association.

Upper Cretaceous deposits along the middle reaches of the Amguema River and northern coast of the Krest Bay have been described for East Chukotka. From floral complexes established, the age of Nyrvakintot (Late Albian–Cenomanian, probably, Late Albian–Early Cenomanian) and Amgen (Turonian), Ekitykan (Coniacian), and Leurvaam (Santonian) suites has been determined. Flora of the Leurvaam suite is correlated with the Arkagalinsky floral complex of the Arkagala coal-bearing area.

НЕКОТОРЫЕ РАННЕМЕЛОВЫЕ АММОНИТЫ СИХОТЭ-АЛИНЯ

Е.А. Языкова

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П.Карпинского,
г. Санкт-Петербург

В статье определены и изображены представители некоторых раннемеловых аммоноидей Сихотэ-Алиня. Рассмотрено 36 образцов и установлено 11 таксонов, принадлежащих четырем крупным надсемействам аммоноидей: *Desmocerataceae*, *Tetragonitaceae*, *Phyllocerataceae* и *Turrilitaceae*. Указано точное местонахождение всех упомянутых в тексте экземпляров. Большинство таксонов свидетельствуют об апт-альбском, а в некоторых случаях и раннесеноманском возрасте вмещающих отложений.

Ключевые слова: биостратиграфия, экотон, аммоноидей, меловой период, Сихотэ-Алинь.

Настоящая статья посвящена некоторым представителям аммоноидей, остатки которых были собраны в меловых отложениях Сихотэ-Алиня. Их находки немногочисленны, однако имеют большое значение для установления возраста вмещающих отложений. Большая часть определений дана со знаками открытой номенклатуры, так как сохранность образцов неудовлетворительная. В целом, плохая сохранность и немногочисленность находок аммоноидей, так же как и представителей других групп ископаемой фауны, объясняется, прежде всего, сложной тектонической обстановкой в данном регионе, что также обуславливает и повышенную трудность их сборов. Горная система Сихотэ-Алиня в геологическом отношении является одной из наиболее сложных. Раннемеловой период в истории этой системы отличался повышенной тектонической и вулканической активностью. В связи с этим стратиграфическое значение данных экземпляров еще более возрастает.

Изученные образцы происходят из коллекции В.Н.Верещагина и были собраны дальневосточными геологами во время полевых сезонов в период 30-х – 80-х годов. Их изображения и описания нигде ранее не публиковались, и лишь иногда латинские названия некоторых из них упоминались в немногочисленных статьях, сводных геологических очерках и отчетах.

Настоящая работа является логическим продолжением предыдущих статей [4, 5], где были опубликованы некоторые данные о представителях раннемеловых аммоноидей, иноцерамид и ацеллинов. Ее главная цель – это определение, изображение, краткая характеристика и указание местонахождений на соответствующей схеме. Необходимость публикации этого материала обусловлена началом работ по раз-

работке серии легенд геологических карт нового поколения.

Изученные экземпляры были обнаружены в Приморье и Приамурье, в отложениях палеобассейна внешней дуги Тихоокеанской области [8]. Как уже отмечалось в нескольких работах В.П. Похиалайнена и др. [2, 8], в интервале между 45 и 55 параллелями находилась экотонная зона, в пределах которой в течение юрского и мелового периодов сосуществовали бореальные и тетические группы морских беспозвоночных. Причем, для мелового периода (апт? – альб) было показано [2], что в системе бассейнов внутренней и внешней зон Палеоокеана существовал свободный обмен фауны. Таким образом можно объяснить присутствие как тетических, так и бореальных форм аммоноидей среди изученных нами экземпляров из разрезов Сихотэ-Алиня.

Большая часть определенных таксонов относится к надсемейству *Desmocerataceae*. Недалеко от озера Удыль, в Вассинской протоке (рис. 1, т. 1, обн. 983, сборы В.Д. Овчиниковского, 1966 г.) найден экземпляр, изображенный на табл. I, фиг. 8. Судя по изгибу пережима и толщине оборота это, скорее всего, представитель рода *Desmoceras* (*Pseudouhligella*) sp., широко распространенного с альба по ранний турон как в тетической, так и в бореальной областях и типичного для альба – сеномана Сахалина, Японии, Северо-Востока России, Аляски, Британской Колумбии и Новой Зеландии. Описываемый экземпляр мог бы быть и остатком *Puzosia* cf. *sigmoidalis* Donovan, находки которого указывались здесь ранее [6]. Это не противоречило бы возрасту вмещающих отложений (скорее всего – ранний альб). Однако данный образец не имеет ребер, а лишь пережимы и струйки роста, что больше говорит в пользу *Desmoceras* (*Pseudouhligella*).

Следующим представителем десмоцератаций является *Parasilesites* cf. *bullatus* Imlay. Экземпляр, изображенный на табл. I, фиг. 7, является отпечатком ядра и достаточно труден для определения. Однако по характеру изгиба ребер и пережимов, по их количеству (10 пережимов на оборот и по 4-5 ребер между двумя пережимами на ранних стадиях и 5-7 ребер – на поздних), а также по валикам, присутствие которых является одним из главных признаков этого вида, и вставным ребрам описываемый экземпляр, скорее всего, относится именно к указанному виду. Последний является типичным для раннеальбских отложений Аляски [12, 13]. Надо заметить, что присутствие представителей рода *Parasilesites* указывалось в альбских отложениях Северо-Востока России в бассейне р. Майн [7] вместе с *Cleoniceras* (*Grycia*) *dubium* (I. Michailova et Terechova). Кроме Аляски *Parasilesites* известен из альба Франции, Венесуэлы, Сардинии и Польши [17]. Остается только добавить, что данный образец был найден еще в 1943 году (сборы Г.И. Наговской) в верховьях реки Казачки (рис. 1, т. 13), на прииске Незаметный, вблизи которого в районе Красной речки обнаружены *Aucellina* cf. *aptiensis* (d'Orbigny) Pompek и *Aucellina* ex gr. *caucasica* (Buch) [4]. Присутствие последних также скорее свидетельствует об апт ? – альбском возрасте вмещающих отложений.

На табл. II, фиг. 1-12 изображены представители рода *Archoplites*. Представители последнего являются индикаторами раннеальбского возраста на Аляске и в Канаде, в Иране, Гренландии, на Шпицбергене, в центральных районах России и Транскаспия [18]. Образцы, собранные в низовьях р. Бикин, (рис. 1, т. 11), на ручье Глубоком (сборы Б.Я. Черныша, 1962 г., обр. 590), скорее всего, относятся к *Archoplites* aff. *Archoplites belli* (McLearn). *Archoplites belli* (McLearn) происходит из нижнего альба Аляски [14, 15]. По мнению Уильяма Коббана (W.A. Cobban, устное сообщение), экземпляры, определенные А. Алабушевым как *Neogastrolites kamchatkensis* Alabushev et Wiedmann и *Neogastrolites americanus* (Reeside et Weymouth) [11] из бассейна реки Пенжины на северо-западном побережье Камчатки и с Корякского нагорья, возможно, также относятся именно к *Archoplites belli* (McLearn). Эти данные говорят о присутствии на территории дальневосточных регионов России (Корякия, Камчатка, Сихотэ-Алинь) раннеальбской зоны *Archoplites*.

Несколько выше предыдущего местонахождения по течению р. Амур, в т. 15 (сборы Б.Я. Черныша, 1962 г., обр. 01303), были найдены *Eogaudryceras* (*Eotetragonites*) cf. *duvalianus* d'Orb. (табл. I, фиг. 2) и *Inoceramus* sp. [4]. Образец, встреченный в бассейне реки Гур, (рис. 1, р. Почепта, т. 16), вместе с *Pseudotetragonites* cf. *kudrjavzevi* Druzic [4, 6], скорее всего, является представителем *Cleoniceras* sp. (табл. II, фиг. 16). Несмотря на плохую сохранность данного экземпляра, можно сказать, что он ближе всего к *Cleoniceras* (*Grycia*) *sablei* Imlay [15] из альба Аляски или к *Cleoniceras* (*Grycia*) *dubium* (I. Michailova et Terechova), установленному на Северо-Востоке России, в бассейне р. Майн [7]. В работе Е.А. Калинина

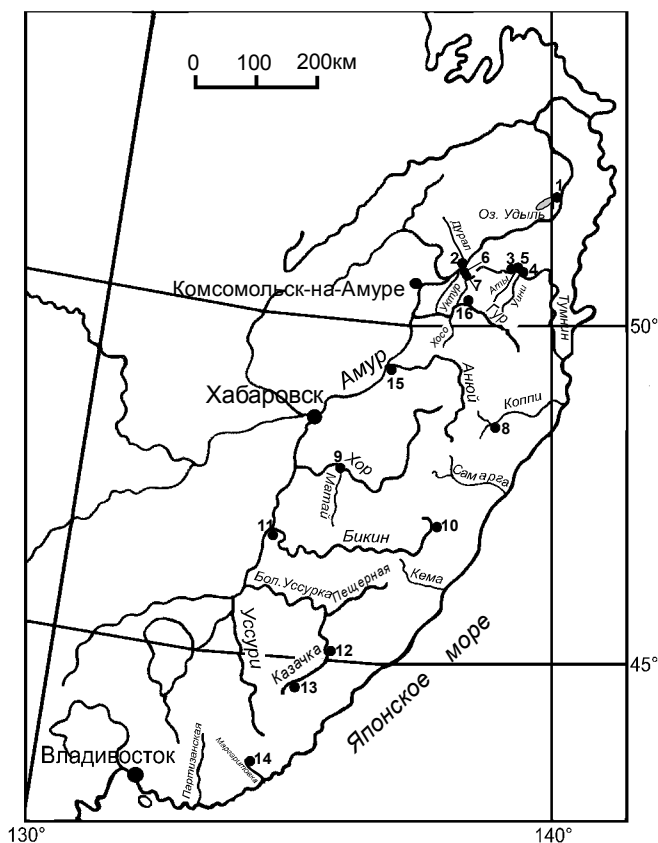
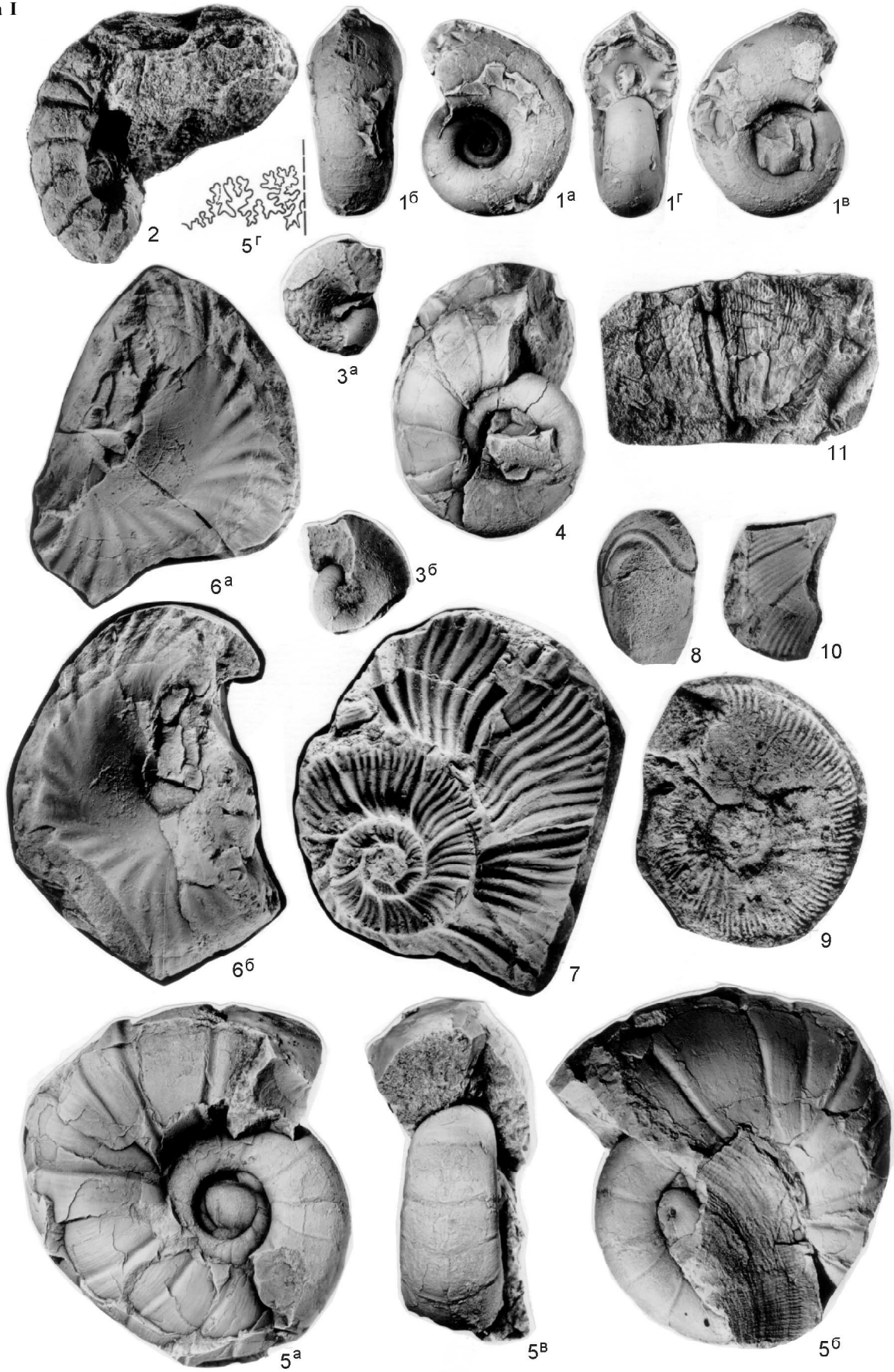


Рис. 1. Схема местонахождений фауны.

1. Нижнее Приамурье, Вассинская протока: *Desmoceras* (*Pseudouhligella*) sp.;
2. Левый берег р. Амур, в 1.5 км выше устья р. Дураля: *Eogaudryceras* (*Eotetragonites*) *duvalianus* Orb., *Gaudryceras penjiensis* Ver., *Phyllopachyceras* sp. aff. *Ph. chitinanum* Imlay;
3. Р. Тумнин, выше устья р. Аты, но ниже р. Чичимара: *Protetragonites* cf. *aeolus aeolus* (d'Orbigny);
4. Р. Тумнин, 1-й приток ниже устья р. Аты: *Marshallites* sp.;
5. Р. Тумнин, между устьями притоков р. Аты и Уини: *Protetragonites* cf. *aeolus aeolus* (d'Orbigny), *Marshallites* sp.;
6. Устье р. Туганина: *Eogunnarites* ? sp.;
7. Р. Туганина: *Puzosia* cf. *lata* Seitz;
8. Р. Коппи: *Marshallites* sp.;
9. Р. Хор: *Marshallites* ? sp.;
10. Верховья р. Бикин, выше устья ключа Плотникова: *Marshallites* sp.;
11. Низовья р. Бикин, руч. Глубокий: *Archoplites* aff. *Archoplites belli* (McLearn);
12. Р. Казачка, приток р. Бол. Уссурки: *Mariella* sp.;
13. Верховья р. Казачки, притока р. Бол. Уссурки: *Parasilesites* cf. *bullatus* Imlay;
14. Приморье, верховья р. Маргаритовки, г. Снежная: *Olcostephanus* sp.;
15. Правый берег р. Амур, выше устья р. Анюй, в р-не пос. Муху: *Eogaudryceras* (*Eotetragonites*) cf. *duvalianus* Orb., *Gaudryceras* cf. *penjiensis* Ver.;
16. Низовья р. Почепта, басс. р. Гур: *Cleoniceras* sp.

Таблица I



[6] несколько раз упоминалось присутствие первого вида в альбских отложениях на реке Вторая Седьмая (бассейн р. Уссури), а находки второго указывались из альба Пенжинской губы [10]. Представители *Cleoniceras* (*Neosaynella* ?) sp. были описаны автором из альбских отложений Сахалина [3]. Род *Cleoniceras* достаточно широко распространен как в пределах Тихоокеанской палеобиогеографической области (Аляска [13, 14, 15], Британская Колумбия [18]), так и в альбе Западной Европы, Транскаспия, северо-западной Индии и Мадагаскара [18]. Практически во всех указанных регионах этот род является индикатором раннеальбского возраста вмещающих отложений.

Недалеко от предыдущего обнажения, на р. Уктур (приток р. Гур) были найдены и определены ауцеллины (*Aucellina ucturiensis* Vereschagin, *Aucellina* aff. *aptiensis* (d'Orbigny) Pompecki, *Aucellina* cf. *caucasica* (Buch) и др.) [5]. Несколько севернее, в устье р. Туганина (рис. 1, т. 6) найдены обломки аммонита (сборы А.И. Савченко, 1958 г.), которые были определены как *Eogunnarites* ? sp. (табл. II, фиг. 23, 24), хотя сохранность этих обломков очень плохая и быть уверенным в правильности определения невозможно. Выше устья р. Туганина (рис. 1, т. 7) также найдены остатки аммонита (сборы А.И. Савченко, 1958 г., обр. 201), сохранность которого не позволяет сделать уверенного определения вида. Однако достаточно хорошо видные ребра и пережимы, а также толщина оборота (табл. II, фиг. 26) позволяют предположить, что это, скорее всего, *Puzosia* cf. *lata* Seitz, вид, встреченный в альбе Франции, Сардинии и Ма-

дагаскара. Кроме того, он очень похож на экземпляр этого же вида, изображенный в работе Купера и др. [12] на табл. 1, фиг. 2а-с. Таким образом, прибавилось еще два представителя надсемейства Desmoserataceae: *Eogunnarites* и *Puzosia*. Остается только добавить, что представители первого являются, скорее, видами палеоцифическими, хотя некоторые *Eogunnarites* были обнаружены в Индии [18]. Второй из упомянутых родов широко распространен практически по всему миру. В целом, находки этих таксонов также больше свидетельствуют об апт ? – альбском возрасте.

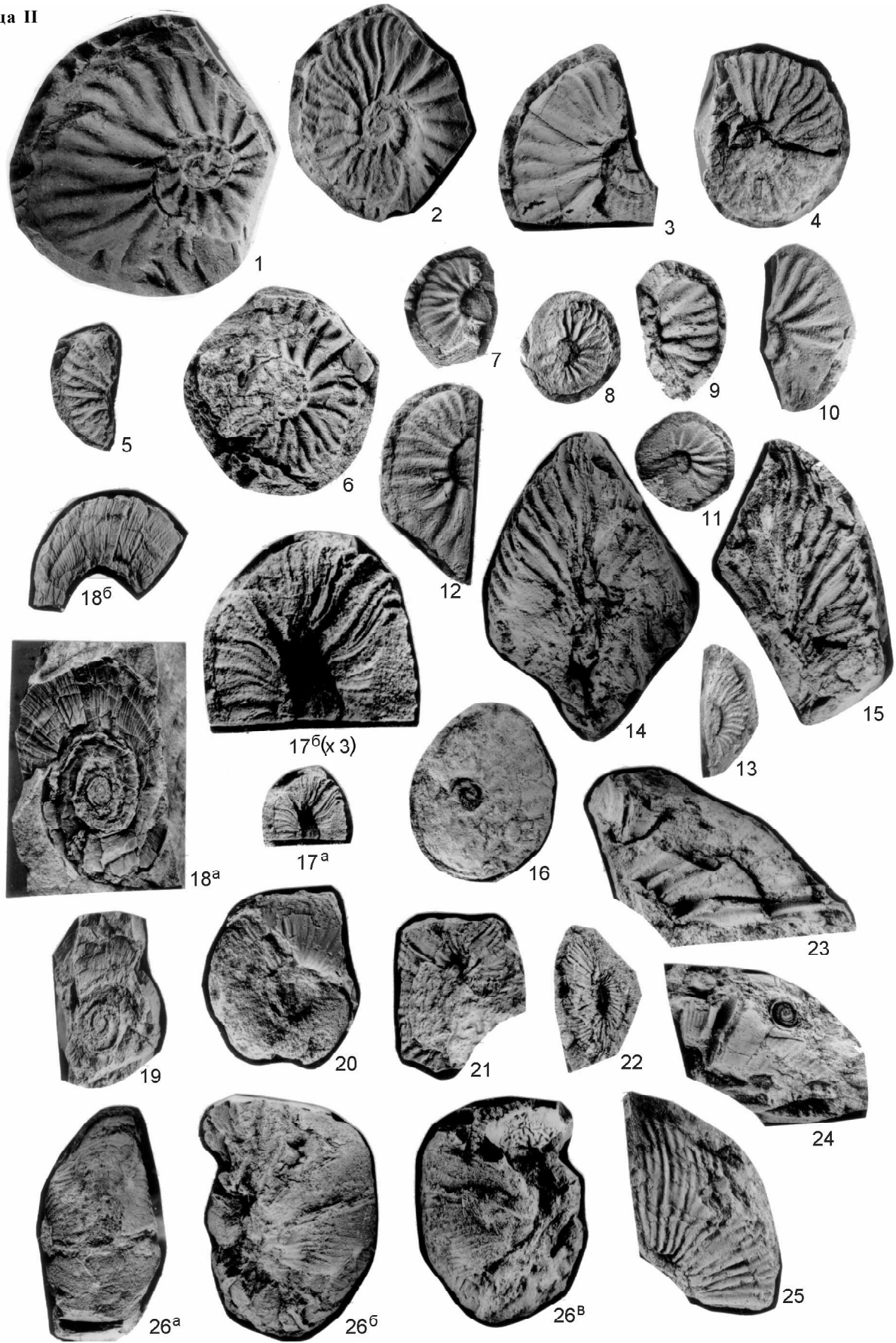
Экземпляр, определенный как *Olcostephanus* sp. (табл. I, фиг. 9), был найден (сборы Н.П. Заболотной, 1939 г., обр. 2138) рядом с г. Снежной в верховьях притока р. Маргаритовки, (рис. 1, т. 14). По характеру ребристости этот образец близок к *Olcostephanus* cf. *unicus* Yabe, который был найден на острове Хоккайдо, в Японии, на территории провинции Ишикари (Ishikari) [19]. К сожалению, возраст этой находки в Японии не известен. В целом, представители рода *Olcostephanus* характерны для верхнего валанжина – готерива [18].

Marshallites ? sp. (табл. I, фиг. 10), был найден на р. Хор (рис. 1, т. 9). Однако это только кусочек оборота, и довольно трудно отнести его к какому бы то ни было виду. К сожалению, практически все образцы, отнесенные к роду *Marshallites*, представляют собой обломки оборотов, трудные для видового определения. Можно только сделать некоторые предположения. Так, экземпляры, изображенные на табл. II, фиг. 14, 15, 20, 21, 22, больше всего похожи на

Таблица I

- Фиг. 1. *Gaudryceras penjiensis* Vereschagin. Экз. № 13047/8. Левый берег р. Амур в 1,5 км выше устья р. Дурал, сборы Т.В. Стасюкевич, И.П. Бойко, 1962 г., обр.3. Апт? – альб.
- Фиг. 2. *Eogaudryceras* (*Eotetragonites*) cf. *duvalianus* (d'Orbigny). Экз. № 13047/7. Хр. Стрельникова, сборы Б.Я.Черныша, 1962 г., обр. 01303. Апт – альб.
- Фиг. 3. *Phyllopachyceras* sp. aff. *Ph. chitinanum* Imlay. Экз. № 13061/1. Левый берег р. Амур, в 1,5 км выше устья р. Дурал. Сборы Т.И. Стасюкевич, И.П. Бойко, 1962 г. (вместе с *Eogaudryceras* (*Eotetragonites*) *duvalianus* (d'Orbigny), обр.3. Апт – альб.
- Фиг. 4,5. *Eogaudryceras* (*Eotetragonites*) *duvalianus* (d'Orbigny). 4- экз. № 13047/1; 5 – экз. № 2/13047: а,б – вид сбоку, в – вид спереди, г – лопостная линия. Левый берег р. Амур, в 1,5 км выше устья р. Дурал, сборы Т.В. Стасюкевич, И.П. Бойко, 1962 г. обр. 3. Апт? – альб.
- Фиг. 6. *Mariella* sp. ба – отпечаток экз. № 13051/20, бб – его противоотпечаток. Р. Казачка, притока р. Бол.Уссурки, сборы В.К.Мостового, 1956 г., обр.14002а. Альб – ? нижний сеноман.
- Фиг. 7. *Parasilesites* cf. *bullatus* Imlay. Экз. № 13061/2. Верховья р. Казачки, притока р. Бол.Уссурки, прииск Незаметный в районе Дальнегорска, сборы Г.И. Наговской, 1943 г. Альб.
- Фиг. 8. *Desmoceras* (*Pseudouhligella*) sp. Экз. № 13061/3. Нижнее Приамурье, Вассинская протока, сборы В.Д. Овчинниковского, 1966 г. Альб – ? нижний сеноман.
- Фиг. 9. *Olcostephanus* sp. Экз. № 13061/4. Приморье, г. Снежная, верховье правого притока р. Маргаритовки, сборы Н.П. Заболотной, 1939 г., обр. 2138. Валанжин.
- Фиг. 10. *Marshallites* ? sp. Экз. № 13061/5. Р. Хор, обр. 1304, сборы партии 488 4-го ГУ. Альб.
- Фиг. 11. Обломок оборота аммонита (возможно, фрагмент крупного *Gaudryceras penjiensis* Vereschagin). Экз. № 13047/9. Правый берег р. Амур, выше устья р. Анюй, в р-не пос. Муху, сборы Г.И. Харитоновича, Е.Т. Михалиной, 1958 г., обр. 1128. Баррем? – альб.

Таблица II



Marshallites columbianus McLearn, представители которого встречаются в верхнем альбе Северо-Востока [9, 10]. Все эти образцы собраны (сборы Л.П. Ботылевой, 1962 г., обр. 1850; А.А. Козлова, обр. 9223) в бассейне р. Коппи (т. 8, рис. 1) практически вместе с ауцеллинами *Aucellina* aff. *aptiensis* (d'Orbigny) Pompecki и *Aucellina rhomboidea* Avdejko et Terechova [5]. Образец, изображенный на табл. II, фиг. 13, был найден в верховьях реки Бикин (сборы И.К. Пушина, 1968 г., обр. 347, рис. 1, т. 10). Этот экземпляр, так же как и изображенный на табл. II, фиг. 17 (рис. 1, т. 4), был определен как *Marshallites* sp., но по характеру скульптуры оба экземпляра можно было бы отнести к *Marshallites cumshewaensis* (Whiteaves). *Marshallites* sp., показанный на табл. II, фиг. 25, найденный в бассейне р. Тумнин (т. 5, рис. 1), скорее всего похож на *Marshallites olcostephanooides* Matsumoto. Все находки маршаллитесов говорят прежде всего о том, что это, видимо, один и тот же стратиграфический уровень среднего–верхнего альба на Северо-Востоке России, на Сахалине, в Японии и на Сихотэ-Алине.

Присутствию на Сихотэ-Алине слоев с *Tetragonites duvalianus* была посвящена одна из предыдущих статей [4]. Следуя новому Treatise, данный вид следует рассматривать в составе рода *Eogaudryceras* (*Eotetragonites*). В настоящей статье приведены три представителя этого вида: экземпляр, изображенный на табл. I, фиг. 2, происходит с хр. Стрельникова (рис. 1, т. 11), экземпляры на табл. I, фиг. 4, 5, найденные на левом берегу р. Амур, выше устья р. Дурал (рис. 1, т. 2). Для одного из экземпляров показана лопастная линия. Указанные образцы встречаются вместе с *Phyllophaceras* sp. aff. *Ph. chitinatum* Imlay (табл. I, фиг. 3, сборки Т.И. Стасюкевич, И.П. Бойко, 1962 г., обр. 3).

Находки *Gaudryceras penjiensis* Vereschagin также указывались ранее на Сихотэ-Алине. На табл. I,

фиг. 1, изображен образец, найденный вместе с *Eogaudryceras* (*Eotetragonites*) *duvalianus* (d'Orbigny) в т. 2 на левом берегу р. Амур. На табл. I, фиг. 11 – обломок оборота аммонита (возможно фрагмент крупного *Gaudryceras penjiensis* Vereschagin), происходящий из т. 15 (рис. 1) на правом берегу р. Амур выше устья р. Анюй. *Gaudryceras penjiensis* достаточно широко распространен в альбских отложениях Северо-Востока.

Интересные аммониты изображены на табл. II, фиг. 18а, б, 19. Находки этих экземпляров были сделаны в бассейне р. Тумнин (рис. 1, т. 3 и т. 5, сборки Е.Б. Бельтенева, соответственно обр. 1143 и обр. 1139). Данные экземпляры по скульптуре и форме раковины, а также по характеру пережимов могут быть определены как *Protetragonites* cf. *aeolus aeolus* (d'Orbigny), характерный для альба Франции, юга Польши и Южной Африки [16].

Последний из рассмотренных в данной статье экземпляров, изображенный на табл. I, фиг. 6а, б, отнесен к роду *Mariella*. Представитель этого рода впервые установлен на Сихотэ-Алине. Находка происходит из разреза на р. Казачке (рис. 1, т. 12) и была сделана в 1956 году, сборки В.К. Мостового. К сожалению, нельзя быть уверенным даже в родовой принадлежности этого экземпляра. Однако можно предположить, что данный образец похож и на *Mariella* (*Mariella*) *pacifica*, выделенную недавно Матсумото и др. в верхнеальбских отложениях острова Хоккайдо [17], и на *Mariella* (*Mariella*) *bergeri* (Brogniart) из альбских отложений Европы, Ирана, Северной и Южной Африки, Мадагаскара, Кавказа, Калифорнии и Аргентины (Патагония) [1]. В любом случае, к какому бы виду не относился упомянутый экземпляр, его находка также свидетельствует в пользу альбского возраста изученных отложений.

Таблица II

Фиг. 1–12. *Archthoplites* aff. *Archthoplites belli* (McLearn). Экз. № 13061/6-17. Хр. Стрельникова, в низовьях р. Бикин, руч. Глубокий. Сборы Б.Я. Черныша, 1962 г., обр. 590. Альб.

Фиг. 13. *Marshallites* sp. Экз. № 13061/18. Верховья р. Бикин, выше устья ключа Плотникова. Сборы И.К. Пушина, 1968 г., обр. Д-347. Альб.

Фиг. 14, 15, 20–22. *Marshallites* sp. Экз. № 13061/19, 20, 21–23. Р. Коппи. Сборы Л.П. Ботылевой, 1962 г., т. 1850. 20 – сборки А.А. Конова, обр. 9223. Альб.

Фиг. 16. *Cleoniceras* sp. Экз. № 13047/10. Низовья р. Почепты, басс. р. Гур, сборки П.П. Емельянова, 1958 г. Альб.

Фиг. 17. *Marshallites* sp. Экз. № 13061/24. Р. Тумнин, 1-ый приток ниже по течению от устья р. Аты. Сборы Т.Д. Зоновой, 1957 г., обр. 205. Альб.

Фиг. 18, 19. *Protetragonites* cf. *aeolus aeolus* (d'Orbigny). Р. Тумнин, 18 – экз. № 13061/25, между устьями притоков Аты и Уни, т. 1139. 19 – экз. № 13061/26, выше устья р. Аты, но ниже р. Чичимара, обр. 1143. Сборы Е.Б. Бельтенева. Альб.

Фиг. 23, 24. *Eogunnarites* ? sp. Экз. № 13061/27. Р. Туганина. Сборы А.И. Савченко, 1958 г. Альб.

Фиг. 25. *Marshallites* sp. Экз. № 13061/28. Р. Тумнин, между устьями притоков Аты и Утунь. Сборы Ю.М. Вдовина, 1957 г., обр. 338. Альб.

Фиг. 26. *Puzosia* cf. *lata* Seitz. Экз. № 13061/29. Р. Туганина. Сборы А.И. Савченко, 1958 г., обр. 201. Альб (возможно верхний).

Таким образом, было изучено и определено 36 образцов, установлено 11 таксонов, принадлежащих четырем крупным надсемействам аммоноидей: Desmocerataceae, Tetragonitaceae, Phyllocerataceae и Turrititaceae. Большинство экземпляров свидетельствуют об апт-альбском, а в некоторых случаях возможно и раннесеноманском возрасте вмещающих отложений. Большая часть таксонов являются бореальными, но присутствуют и тетические. Это подтверждает то, что палеобассейн Сихотэ-Алиня входил в экотонную зону. Большого внимания заслуживает тот факт, что изученные аммоноидеи представляют собой смешанный по составу комплекс таксонов, характерных для палеобассейнов и внутренней и внешней дуг Палеоокеана. Как уже упоминалось раньше, свободный обмен фаун существовал на территории Тихоокеанской области в апт ? – альбское время [2, 8]. Это еще один довод в пользу позднеаптского – альбского возраста вмещающих отложений.

Работа выполнена в рамках проекта № 434 международной программы IGCP.

Изученный материал хранится в г. Санкт-Петербурге, в ЦНИГР музее им. Ф.Н.Чернышева, коллекции № 13047, 13051, 13061.

ЛИТЕРАТУРА

1. Атабекян А.А. Турритилитиды позднего альба и сеномана юга СССР. 112 с. (Тр. АН СССР. 1985. Т. 14.).
2. Захаров В.А., Курушин Н.И., Похилайнен В.П. Палеобиогеографические критерии геодинамики террейнов северо-восточной Азии в мезозое // Геология и геофизика. 1996. Т.37, №11. С.3-22.
3. Зонова Т.Д., Казинцова Л.И., Языкова, Е.А. Атлас руководящих групп меловой фауны Сахалина. СПб.: Недра, 1993. 325 с.
4. Зонова Т.Д., Языкова Е.А. Слои с *Tetragonites duvalianus* на Сихотэ-Алине // Тихоокеан. геология (в печати).
5. Зонова Т.Д., Языкова Е.А. Ауцеллины мела Сихотэ-Алиня // Палеонтологический сборник ВНИГРИ (в печати)
6. Калинин Е.А. Новые данные по биостратиграфии альба Сихотэ-Алиня // Мезозойские и кайнозойские отложения Дальнего Востока (вопросы биостратиграфии). Препринт. Магадан : СВКНИИ ДВО АН СССР, 1987. С.3-9.
7. Михайлова И.А., Терехова Г.П. Стратиграфия и фауна альбских отложений бассейна р. Майна (Северо-Восток СССР) // Изв. АН СССР, сер. геол. 1975. № 9. С.54-65.
8. Похилайнен В.П. Альб-сеноманские моллюски моря Моури и его аналогов на севере Тихого океана // Тихоокеан. геология. 1985. № 5. С.15-22.
9. Терехова Г.П. О некоторых малоизвестных меловых аммонитах Анадырско-Корякского региона // Ископаемые моллюски Дальнего Востока и их стратиграфическое значение. Владивосток, 1980. С.94-103.
10. Alabushev A. Albian – Cenomanian correlations in NE Russia // Mitt. Geol.-Paleont. Inst. Univ. Hamburg, 1996. Heft 77. P. 39-48.
11. Alabushev A., Wiedmann, J. A new ammonite, *Neogastropilites kamchatkensis*, from the Lower Cenomanian (Cretaceous) of North East Russia (with comments on related forms) // N. Jb. Geol. Palaont. Mh. Stuttgart. 1994. Heft 2. P. 65-74.
12. Cooper M.R., Kennedy W.J., Kollmann H.A. Upper Albian ammonites from the Losenstein Formation of the Losenstein area (Upper Austria) // Beitr. Palaont. Osterreich. Wien. 1977. N 2. P.71-77.
13. Imlay R.W. New genera of Early Cretaceous (Albian) ammonites from Alaska // Jour. Paleontology. 1959. V.33, N 1. P. 179-185.
14. Imlay R.W. Early Cretaceous (Albian) ammonites from Chitina Valley and Talkeetna Mountains, Alaska // U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 354-D. Washington, 1960. P. 87-114.
15. Imlay R.W. Characteristic Lower Cretaceous megafossils from northern Alaska // U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 335. Washington, 1961. P. 1-74.
16. Kennedy W.J., Bilotte M., Hansotte M. Albian ammonite faunas from Pech de Foix (Ariege, France) // Bull. Centre Rech. Elf Export. Prod. Pau. 1997. V.21, N 2. P. 457-499.
17. Matsumoto T., Inoma A., Kawashita Y. The turritid ammonoid *Mariella* from Hokkaido – Part 1 (Studies of the Cretaceous ammonites from Hokkaido and Sakhalin – LXXXV) // Palent. Research, The Paleontological Society of Japan. 1999. V.3, N 2. P.106-120.
18. Wright C.W, Calloman J.H., Howarth M.K. Treatise on Invertebrate Paleontology. Part L : Mollusca 4 Revised. Vol. 4: Cretaceous Ammonoidea. The University of Kansas. 1996. 362 p.
19. Yabe H. Cretaceous Cephalopoda from the Hokkaido. Part II. Journal of the College of Science, Imperial University, Tokyo, Japan. 1904. V. 20, N 2. P. 1-45.

Поступила в редакцию 29 мая 2000 г.

Рекомендована к печати Л.И. Попеко

Е.А. Языкова

Some Early Cretaceous ammonites from Sikhote Alin

Representatives of some Early Cretaceous ammonites from Sikhote Alin have been determined and figured. Totally 36 specimens were studied and 11 taxa were identified. These are representatives from four ammonite superfamilies: Desmocerataceae, Tetragonitaceae, Phyllocerataceae, and Turrititaceae. Detail locations of all findings are shown. The most part of taxa is common with the Aptian – Albian and, in some cases, Early Cenomanian age of the containing deposits is confirmed.

АЛЬБ–СЕНОМАНСКИЕ ИНОЦЕРАМИДЫ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ КАМЧАТКИ И ИХ КОРРЕЛЯЦИОННОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Т.Д. Зонова

Всероссийский нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт, г. Санкт-Петербург

Проведен анализ имеющегося палеонтологического материала из меловых отложений северо-западного побережья Камчатки. Выделен новый вид *Inoceramus omgonensis* sp. nov. позднеальбского–раннесеноманского возраста. Намечены пути корреляции свит северо-западного побережья Камчатки с меловыми свитами стратотипического региона Пенжинской депрессии.

Ключевые слова: фауна, иноцерамы, меловой период, Камчатка.

Давно известна важная роль иноцерамид для определения возраста вмещающих пород. На Камчатке меловые отложения были открыты в конце прошлого века Н.В. Слюниным благодаря тому, что он нашел остаток иноцерама “с Камчатки из района р.Тигиль”, определенный в дальнейшем Ф.Б. Шмидтом как *Inoceramus cuvieri* Sow. [2].

С именами многих замечательных ученых связана история разностороннего изучения Камчатки. Мы остановимся на упоминании только тех, кем сделаны доступные нам для изучения находки фауны мелового возраста на северо-западном побережье Камчатки (мысы Хайрюзовый, Промежуточный, Омгон, Бабушкин и Мамет) (рис.).

К настоящему времени фаунистически обоснованные нижнемеловые отложения известны только в западной прибрежной части Камчатки. Они установлены на мысе Хайрюзовый, где в толще алевролитов с мергелистыми конкрециями Ю.С. Воронковым был найден, а В.Н. Верещагиным определен *Cleoniceras* sp., свидетельствующий об альбском возрасте вмещающих пород. Подтверждением этому являются и остатки альбских ауцеллин, собранные Ю.Г. Миролубовым [1]. Нужно отметить, что южнее м. Промежуточного, в устье кл. Долинного Л.П. Казинцова в 1987 г. определила раннемеловых радиолярий. Кроме того, у устья р. Южная Промежуточная, на морском берегу в черных аргиллитах, несогласно лежащих на поверхности порфиринов, в 1960 г. Л.И. Дейструкова определила позднеальбских *Inoceramus* cf. *mandibula* Mordvilko и *Inoceramus* cf. *anglicus* Woods.

В коллекции В.Н. Верещагина также имеется экземпляр *Inoceramus* ex gr. *anglicus* Woods (экз.1/13063), происходящий с р. Лесной, Хайрюзовского района, который был доставлен И.М. Мар-

киным в 1961 году. Таким образом, присутствие пород альбского возраста для этой части побережья можно считать доказанным.

Наиболее полный разрез меловых отложений наблюдается по побережью Охотского моря, в районе мыса Омгон, правда изучение его затруднено из-за обилия тектонических нарушений. Выходы меловых отложений здесь приурочены к тектоническим блокам и антиклинальным структурам. Это еще более увеличивает ценность находок органических остатков для расшифровки этих структур и установления стратиграфической последовательности.

Самые ранние сборы, которыми мы располагаем, были сделаны в 1962 г. К определяющим возрастным интервалам может быть отнесена находка в т. 1003 (рис.), где встречен *Neogastropilites* cf. *americanus* (Resside et Weymouth), свидетельствующий о позднеальбском–раннесеноманском возрасте. В.Н. Верещагин указывает и на находку здесь позднеальбского *Inoceramus* cf. *anglicus* Woods [1], представители которого, как отмечено выше, были найдены и южнее.

В т. 1004 (= 709,151) наряду с *Birostrina* cf. *nipponica* (Nagao et Matsumoto), *Inoceramus tenuis* Mantell, *I.* aff. *tenuistriatus* Nagao et Matsumoto, *Inoceramus* sp. aff. *I. prefragilis* Sthefenson, перечисленных в заключении В.Н. Верещагина, встречены остатки ребер, видимо принадлежащие *Anagaudryceras buddha* (Forbes) (поздний альб, сеноман), и *Inoceramus pictus neocaledonicus* (Pergament), non Jeannet, экз. N 13/13063 (т. 709, Н.М. Маркина). Два экземпляра этого же подвида (экз. NN 11, 12/13063) собраны здесь и В.Н. Смирновым (т. 151). Все три формы аналогичны многочисленным экземплярам, собранным М.А. Пергаментом на северном берегу Маметчинского полуострова и определенным им как *Inoceramus pictus neocaledonicus* Jeannet [6, табл. 16,

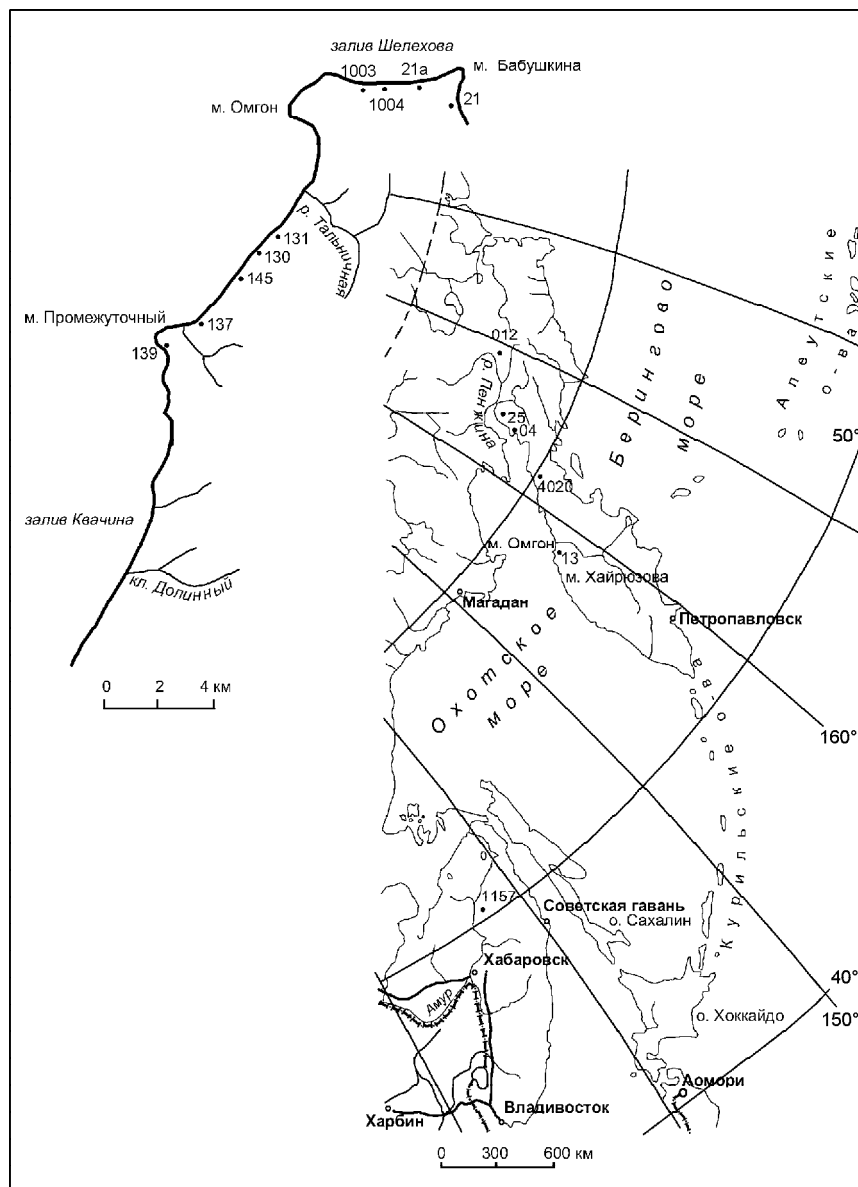


Рис.1. Схема расположения мест находок фауны. М-б 1:30 000 000.

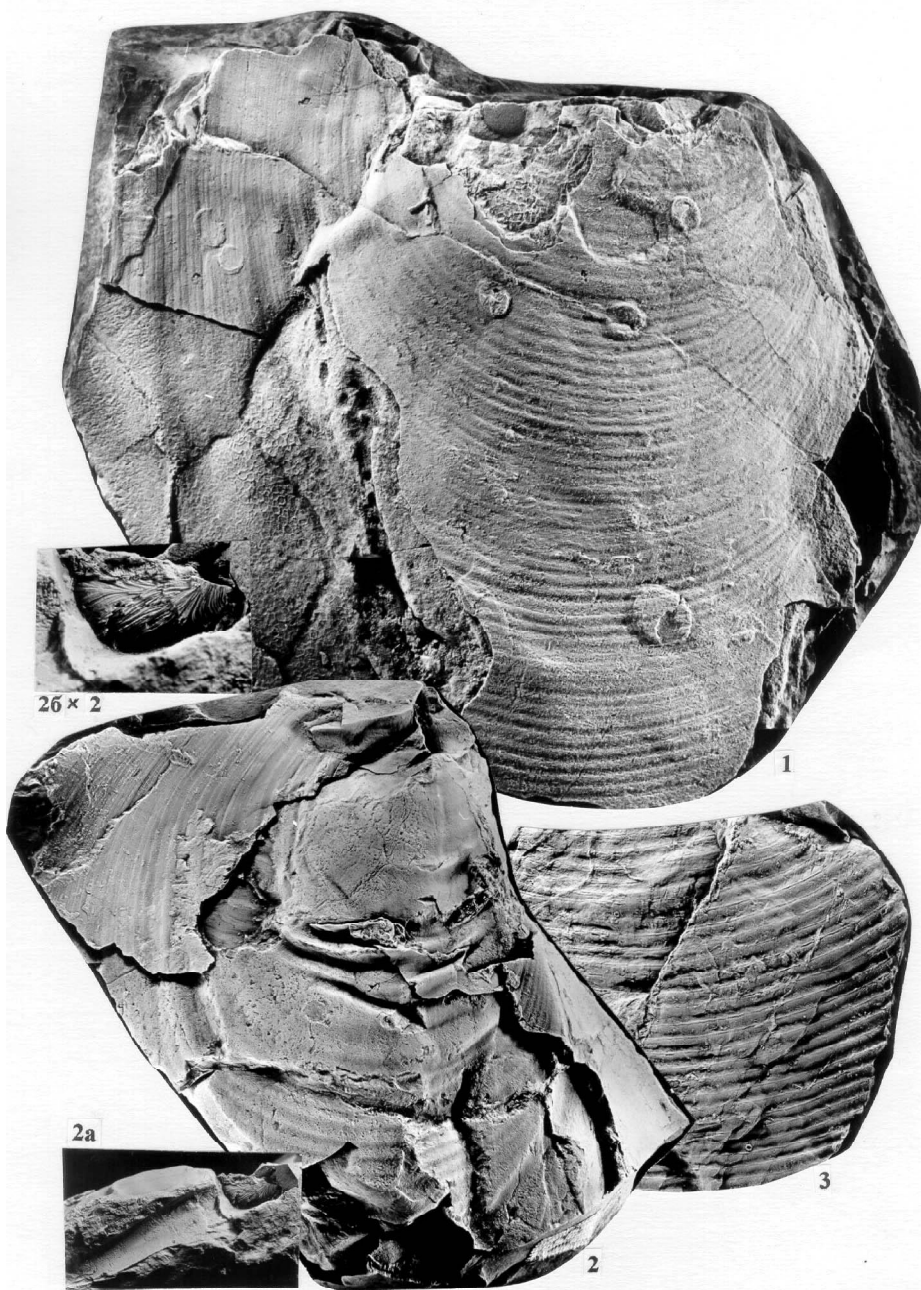
фиг. 3, 4; табл. 19, фиг. 2; табл. 27, фиг. 3, 4; табл. 30, фиг. 3, 4; табл. 35, фиг. 3-6; табл. 36, фиг. 2]. Из т. 709 происходят и два двусторчатых экземпляра прекрасной сохранности – *Inoceramus subovatus aequalis* Tereshova, экз. NN 34, 35/13063, широко распространенного в нижнесеноманских отложениях бассейнов рек Пенжины и Анадырь.

В 1970 г. в этих районах побережья работала партия В.Н. Смирнова (ВНИГРИ). В его т. 151, соответствующей т. 1004, собран аналогичный набор фауны. Тот же комплекс фауны получен и из точек 131, 130 и 145. Кроме названных выше видов здесь указан только раннесеноманский *Inoceramus tuqaninensis* Vereshagin et Zonova. В сохранившейся части коллекции удалось определить из т. 131 *Inoceramus* cf. *virgatus* Schluter (экз. NN 14-16/13063), а из т. 145 – *Inoceramus* sp. aff. *I. pictus minus* Matsumoto, экз. N

17/13063. Интересный набор фауны получен на м. Промежуточный из т. 139. Здесь помимо гастропод, нукул и иноцерамид плохой сохранности, судя по остаткам скульптуры из группы *pictus*, встречены остатки аммонитов, среди которых два, видимо, принадлежат виду *Anaquaudryceras budda* (Forbes). Из упомянутых выше пиктусоидных иноцерамид некоторые (экз. NN 18-23/13063) имеют облик, аналогичный *Inoceramus pictus neocaledonicus* Jeannet, изображенному М.А. Пергаментом [6, табл. 33, фиг.1], и *Inoceramus* aff. *tenuis* Mantell, изображенному Т.Д. Зоновой [4, табл. 31, фиг.6]. Вероятно, оба вида и экземпляр из т. 139 представляют один вид и, что совершенно очевидно, принадлежат одной скульптурной группе.

В 1983 г. на побережье работала партия В.М. Лобова (ВСЕГЕИ). Ее сборы не принесли возраст-

Таблица 1.



Фиг. 1-3. *Inoceramus omgonensis*, sp. nov. (0.75 нат. вел.).

1 – экз. N 28/15580, голотип. Северо-западное побережье Камчатки, между мысом Омгон и р. Тальничной. Альб-сеноман. Сборы Ю.Г. Миролюбова, 1961.

2 – экз. N 27/15580, паратип. 2а – ложе и тело каллума, 2б – каллум, x1.5. Северо-западное побережье Камчатки, несколько южнее мыса Омгон. Альб-сеноман. Сборы А.Б. Цукерника, 1988, т. 13.

3 – экз. N 2/13063 (фрагмент скульптуры), местонахождение и сборы те же.

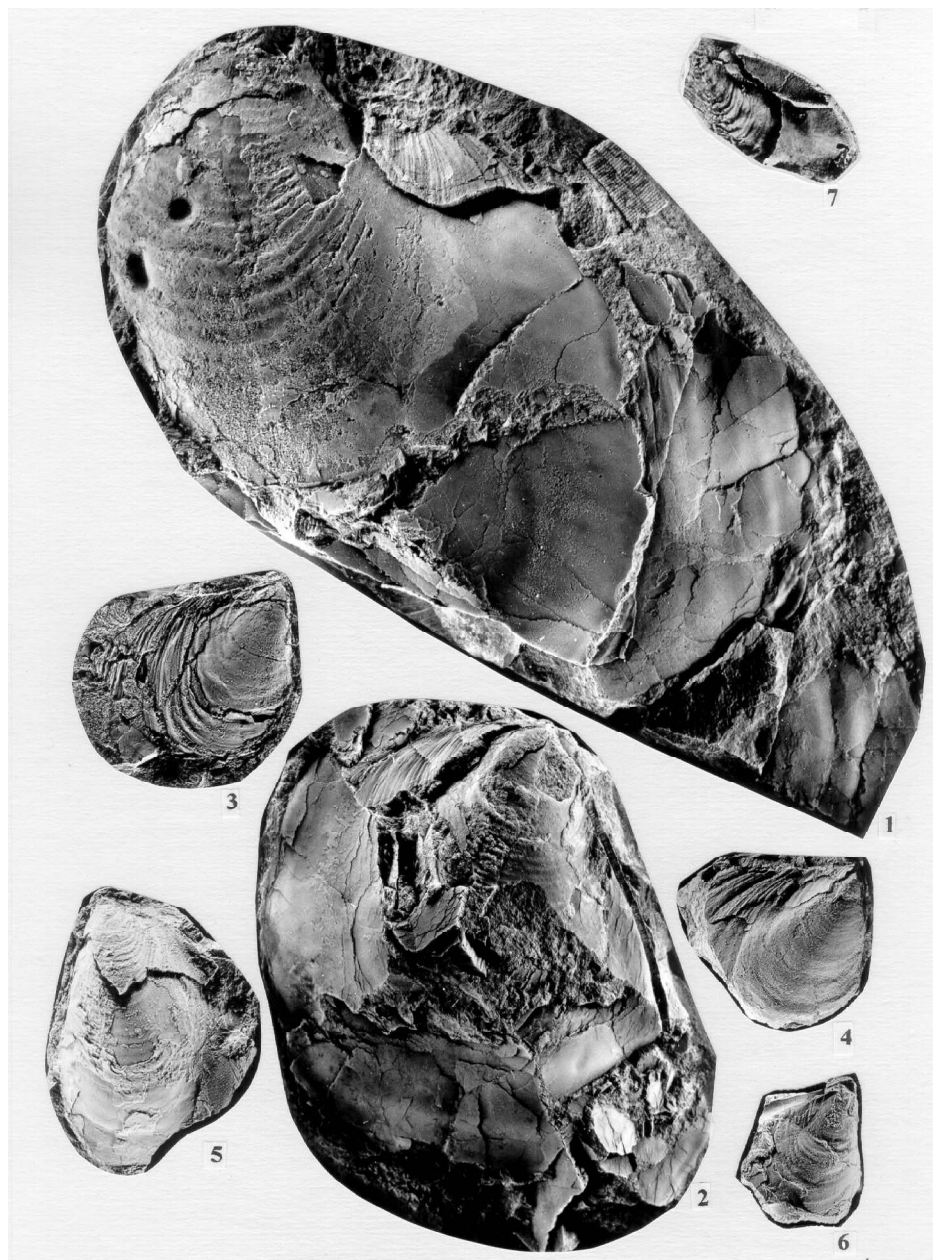
ных уточнений, лишь подтвердив прежние. В их составе значительная роль приходится на представителей иноцерамид сеноманского рода *Pergamentia*.

В 1988 г. в этих краях работала Аэрогеологическая экспедиция N 3, возглавляемая А.Б. Цукерником. В т. 21 на юге м. Бабушкин собраны многочисленные остатки *Inoceramus multiformis* Pergament, имеющие широкое распространение на побережье Пенжинской губы, южнее м. Рифового и в бассейне р. Пенжины. Всюду содержащие их отложения выделены в пенжинскую свиту, внутри которой установ-

лена зона *Inoceramus multiformis* (позднетуронский уровень). Остатки *Inoceramus multiformis* Pergament встречены и в т. 137. В обеих точках они собраны в большом количестве и требуют отдельного, специального изучения.

В т. 21-а встречены обломки иноцерамид, по характеру скульптуры напоминающие найденных в т. 13, о которых речь пойдет ниже. Здесь же найден и *Marshallites* sp., род, встречающийся как в позднеальбских, так и в раннесеноманских породах.

Таблица 2.



Фиг. 1-6. *Inoceramus omgonensis*, sp. nov. (0.75 нат. вел.).

1 – экз. N 3/13063; 2 – экз. N 4/13063; 3 – экз. N 5/13063; 4 – экз. N 6/13063; 5 – экз. N 8/13063; 6 – экз. N 45/13063. Ключ Скальный, басс. р. Пенжины. Альб–сеноман. Сборы Ю.Г. Миролюбова, 1972, т. 012.

Фиг. 7. *Inoceramus* cf. *omgonensis*, sp. nov. (0.75 нат. вел.).

Сихотэ-Алинь, ж/д Комсомольск-Совгавань, станция Кун. Альб-сеноман. Сборы А.И. Фрейдина, 1958, т. 1157.

В южной части мыса Омгон, в т. 13, помимо *Inoceramus* cf. *pressulus* Zonova и представителей рода *Pergamentia* (экз. NN 24-27/13063) собрано четырнадцать экземпляров различной степени сохранности неизвестного вида иноцерамид. Они же найдены и Ю.Г. Миролюбовым «между мысом Омгон и рекой Тальничной», возможно, это та же точка 13. Ниже приведено описание этого вида.

***Inoceramus omgonensis*, sp. nov.**

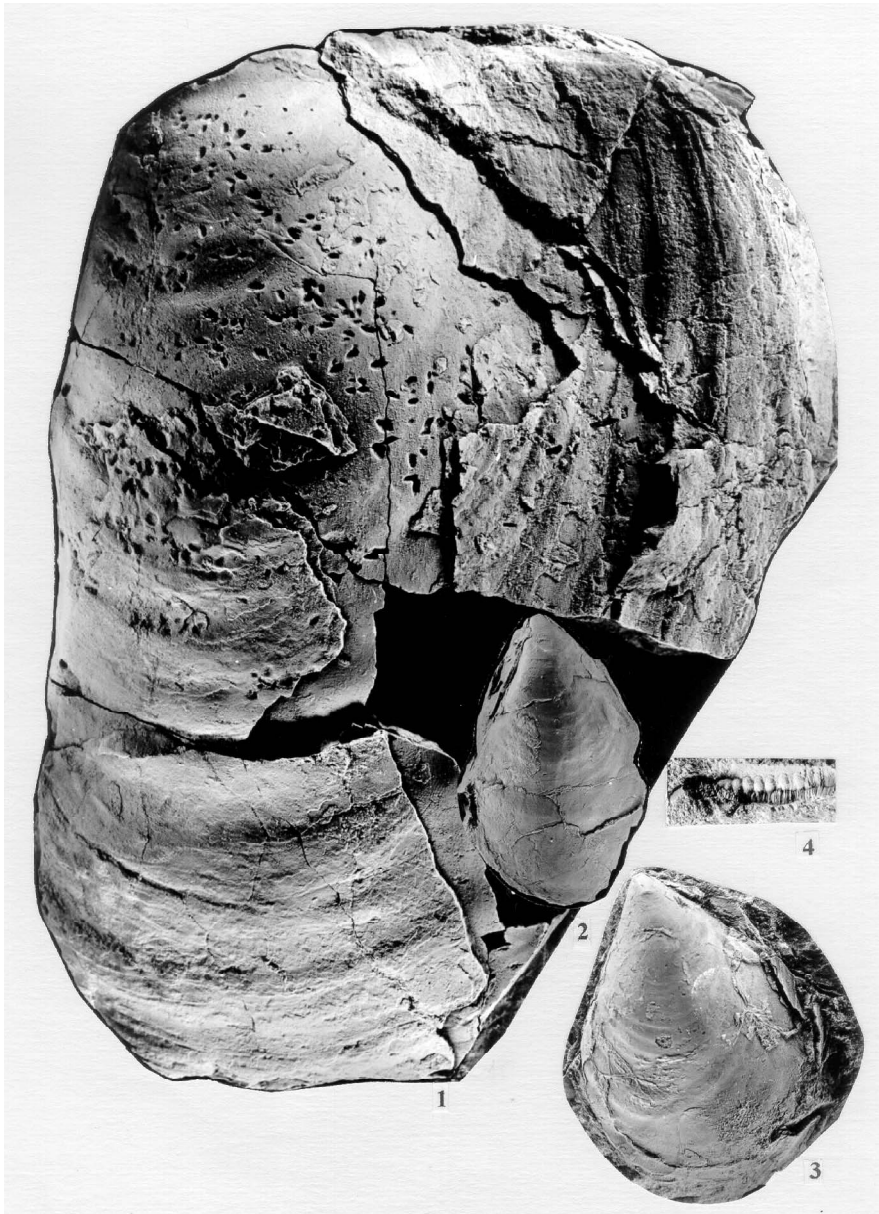
Табл. 1, фиг. 1-3; табл. 2, фиг. 1-4

Назван по местонахождению на мысе Омгон.

Голотип – экз. N 28/15580, ЦНИГР музей; северо-западное побережье Камчатки в районе мыса Омгон. Альб–сеноман. Паратип – экз. N 27/15580, ЦНИГР музей; северо-западное побережье Камчатки к югу от мыса Омгон. Альб–сеноман.

Диагноз. Слабо выпуклая, крупная, почти равностворчатая раковина, с сильно оттянутой и уплощенной задненижней частью, большим крылом и особым узором скульптуры, представленными закономерно расположенными мелкими концентричес-

Таблица 3.



Фиг. 1. *Inoceramus* sp., *I. aff. bellvuensis* Reeside (0.75 нат. вел.).

Экз. N 7/13063. Северо-западное побережье Камчатки, верхнее течение р. Мамет. Альб-сеноман. Сборы Н.В. Устинова, 1970, т. 25.

Фиг. 2, 3. *Inoceramus omgonensis*, sp. nov. (0.75 нат. вел.).

2 – экз. N 9/13063; 3 – экз. N 10/13063. Ключ Скальный, басс. р. Пенжины. Альб-сеноман. Сборы Ю.Г. Миролюбова, 1972, т. 012.

Фиг. 4. Однорядный тип связочной полоски, *Inoceramus omgonensis* sp. nov. (0.75 нат. вел.). Экз. N 51/13063. Местонахождение и сборы те же.

кими ребрышками, вершины которых на поздних стадиях роста несут "субкостальные" жилки.

Описание. Раковина, достигающая больших размеров (до 15-20 см в высоту), почти равносторчатая, резко неравносторонняя, слабо выпуклая, прямоугольно-овальных очертаний, с сильно оттянутой и уплощенной задненижней частью и большим крылом. Наибольшая выпуклость приурочена к центрально-макушечной части, которую венчает макушка, занимающая крайнее переднее положение. Верхний край прямой, удлиннен за счет крыла. Перед-

ний край в верхней части чуть вогнут, книзу, выпрямляясь, постепенно переходит в широкоокруглые нижний и задний края. Задненижняя уплощенная часть раковины, постепенно суживаясь, оконтуривает всю нижнюю часть створки, постепенно переходя на крыло. Из элементов связочного аппарата наблюдается ложе каллума, помещающееся вдоль верхнего и переднего краев, остатки тела каллума, состоящего из веерообразно расположенных призм (табл. 1, фиг. 2а, б), и связочная полоска однорядного типа (табл. 3, фиг. 4).

Представители вида обладают очень своеобразным скульптурным узором. Он состоит из мелких, четких, плотно и закономерно расположенных концентрических ребрышек, вершины которых на поздних стадиях роста несут кольцевые швы или «субкостальные жилки», вероятно это остатки следов линий нарастания (табл. 1, фиг. 3). Постепенно обрисовывая контур створки, ребра переходят на площадь крыла в виде тонких линий роста. Оттянутая нижнезадняя часть створки, как и сама выпуклая макушечная часть, как правило, почти лишены скульптурного узора, однако у левых створок он наблюдается, причем почти вдвое разреженный* (табл. 2, фиг. 1). Иногда наблюдаются и мелкие складочки, особенно это заметно у более юных экземпляров (табл. 2, фиг. 3, 4).

Сравнение. Особый узор скульптурных элементов и уплощенная задненижняя часть отличают представителей вида от всех известных. Подобную уплощенность нижней части раковины можно наблюдать у одного из множества экземпляров *Inoceramus virgatus* Schlüter, изображенного Т. Мацумото на с. 157, фиг. 8 [8], однако скульптура его более тонкая, больше напоминает тенуостриатусовую или характерную для *Inoceramus pictus neocaledonicus* (Pergament), non Jeannet, а главное – это единственный экземпляр, имеющий уплощенную нижнюю часть раковины. Возможно, он ближе стоит к новому виду, чем к *Inoceramus virgatus* Schlüter. По типу скульптуры выделяемый вид напоминает и *Inoceramus pictus* Sowerby [7, табл. 1, фиг. 1], однако уже у пластоголотипа вида, переизображенного Кауфманом, видны отличия в виде развивающегося второго элемента скульптуры, представленного грубыми концентрическими складковидными ребрами, отсутствующими у нового вида. Некоторое сходство в характере скульптуры наблюдаются у *Inoceramus prefragilis* Stephenson и *Inoceramis prefragilis stephensoni* Kautman et Powell. [7, табл. 1, фиг. 5, 6; табл. 2, фиг. 7, 9, 10], отличием служат отсутствие у названных видов оттянутой и уплощенной нижнезадней части, иное строение макушки и менее развитое крыло.

Видимо, все упомянутые виды, в том числе и новый, могут быть объединены в одну скульптурную группу *pictus*.

Материал. Имеется более трех десятков разрозненных створок, из которых левых только шесть. Они собраны на м. Омгон, в т. 13 (табл. 1, фиг. 1-3). Обломки раковин с характерной скульптурой встре-

чены к югу от м. Омгон, в т. 130. Один неполный, другой юный экземпляры (NN 28, 29/13063) найдены к северу от мыса, в верховьях р. Элтаваем (т. 4020, сборы Лесновской партии, 1999, Ю.А. Бурмаков). Установлены они и примерно в 300 км севернее в Пенжинской депрессии на кл. Скальном, притоке кл. Голодный, басс. р. Пенжины (табл. 2, фиг. 1-4; сборы Ю.Г. Миролюбова, 1972, т. 012). Здесь вместе с ними встречен позднеальбский–раннесеноманский *Marshallites cumshewaensis* (Whiteaves) и *Inoceramus cf. pictus minus* Matsumoto, экз. N 33/13063. Видимо, отложения, содержащие остатки нового вида, протягиваются полосой от м. Омгон на юго-западе до кл. Скального на северо-востоке. Их сопровождают, судя по находкам в т. 130, 1004. 012, *Birostrina nipponica* (Nagao et Matsumoto), *Inoceramus tenuistriatus* Nagao et Matsumoto, а иногда и представители иноцерамид широко распространенного сеноманского рода *Pergamentia*. Кроме того, известны и единичные находки аммоноидей, приуроченные к этой полосе меловых образований. Прежде всего, это уже упоминаемый *Neogastrolites cf. americanus* (Reeside et Weymount), встреченный в т. 1003 на м. Омгон и в т. 04 на мысе Мамет, на кл. Втором. В т. 04 он найден вместе с *Anaquadryceras buddha* (Forbes). Остатки последнего наблюдались, как уже говорилось, и в районе мыса Омгон, т. 139, 1004. Представители этого вида известны в Пенжинской депрессии, где они встречены на левых притоках р. Пенжины. Очень важна находка нового вида на Сихотэ-Алине у железнодорожной станции Кун (рис.). У этого юного экземпляра отчетливо выражена уплощенная и вытянутая задненижняя часть створки (табл. 2, фиг. 7). Он обнаружен в отложениях уктурской свиты, в т. 1157. Несколько южнее известны находки сеноманских иноцерамид, севернее – апт–альбских ауцеллин. Вкупе все органические остатки свидетельствуют об позднеальбском–сеноманском возрасте содержащих их пород. Судя по составу сопровождающей новый вид фауны, известной на Сахалине, Сихотэ-Алине и в Японии, представители нового вида могут быть встречены и там, что уже доказывает находка на Сихотэ-Алине.

Еще заметим, что в верховьях р. Маметы, в одновозрастных отложениях найден крупный иноцерам (табл. 3, фиг. 1), видимо, родственной *Inoceramus bellvuensis* Reeside. Он характерен для сланцев Северного Колорадо, где встречен вместе с альбским *Inoceramus comancheanus* Cragin [9]. В пределах восточных окраин России он пока мало известен (найден лишь три экземпляра, изображенных в работах [3, 5]). Правда сохранность его оставляет желать лучшего, и не исключена принадлежность его к роду *Pergamentia*.

*Возможно, накопление более полного дополнительного материала отразит их принадлежность к другому виду. Мы этого не исключаем и оставляем, в этом варианте, за собой право выделения их в иной вид.

Подводя итог, можно сказать, что органические остатки, обнаруженные на северо-западном побережье Камчатки, позволили найти аналоги содержащим их отложениям среди меловых образований Пенжинской депрессии – одном из стратотипических разрезов мела для Тихоокеанских регионов России. Новый вид, наряду с остальными, явился одним из связующих звеньев, позволяющих сопоставить между собой разновозрастные меловые толщи.

Так, отложения майначской свиты, вскрывающиеся в районе м. Бабушкина, могут быть уверенно сопоставлены с пенжинской свитой, широко развитой в Пенжинской депрессии. Отложения тальничной свиты, обнажающейся между мысами Омгон и Бабушкин, хорошо коррелируются с нижней частью лесновской свиты, вскрывающейся в верховьях р. Элтаваям, нижней, а отчасти и средней частями маметчинской свиты, вскрывающейся на мысу Мамет, и, наконец, такынкуольской свитой, содержащей остатки нового вида на кл. Скальном, в бассейне р. Пенжины. Появилась, пока очень слабая, связь, позволяющая наметить возможность корреляции с уктурской свитой Ситотэ-Алиня.

Работа выполнена в рамках проекта N 434 Международной программы IGCP.

Материал хранится в г. Санкт-Петербурге, в ЦНИГР музее им. Ф.Н. Чернышева, коллекция N 13063.

ЛИТЕРАТУРА

1. Верещагин В.Н. Меловая система Дальнего Востока. Л.: Недра, 1977, 208 с. (Тр. ВСЕГЕИ, т. 242).
2. Дьяков Б.Ф. Геологическое строение и нефтеносность Западной Камчатки. Тр. ВНИГРИ, Спец. серия, вып. 14, 1955, 255 с.
3. Зонова Т.Д. Меловые иноцерамиды Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья // Новые данные по стратиграфии и палеогеографии Дальнего Востока. ДВНЦ АН СССР, Владивосток, 1982. С. 42-63.
4. Зонова Т.Д. и др. Атлас руководящих групп меловой фауны Сахалина. СПб.: Недра, ПГО «Сахалингеология», 1993, 327 с.
5. Пергамент М.А. Иноцерамы и стратиграфия мела Тихоокеанской области. Из-во Наука, Тр. ГИН, АН СССР, Вып. 118, 1965, 101 с.
6. Пергамент М.А. Зональная стратиграфия и иноцерамы нижней части верхнего мела Тихоокеанского побережья СССР. Из-во Наука, Тр. ГИН, АН СССР, Вып. 146, 1966, 83 с.
7. Kaufman G., Powell D. Stratigraphic, paleontologic and paleoenvironmental Analysis of the Upper Cretaceous Rocks of Cimarron County, Northwestern Oklahoma. The Geological Society of America Inc. Memor. 149, 1977, 114 p.
8. Matsumoto T., Asai A. and Hirano H. Some *Inoceramus* (*Bivalvia*) from the Cenomanian (Cretaceous) of Japan-II. Three species from Hokkaido, well known abroad but hitherto undescribed in Japan. Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N.S., N 147. 1987, p. 146-164.
9. Reeside I.B. The fauna of the so-called Dakota formation of North-Central Colorado and its equivalent in South-eastern Wyoming U.S. Geol. Surv. Profess. Pap., N 131-H, 1923, p. 199-212.

Поступила в редакцию 29 мая 2000 г.

Рекомендована к печати Л.И. Попеко

T.D. Zonova

On some Albian–Cenomanian *Inoceramids* from Northwestern Kamchatka, and their implications for correlation

Palaeontological material available from the Cretaceous deposits of the northwestern coast of Kamchatka has been analyzed. A new species *Inoceramus omgonensis* sp. nov. of Late Albian–Early Cenomanian age has been identified. The ways to correlate suites of the northwestern coast of Kamchatka and Cretaceous suites of stratotype region of the Penzhin basin have been outlined.

ХРОНИКА

УДК [550.42:546.26:551.763] (5-012)

**ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ АЗИИ В ТЕЧЕНИЕ МЕЛОВОГО ПЕРИОДА:
ГЕОЛОГИЯ, УГЛЕРОДНЫЙ ЦИКЛ, ИЗМЕНЕНИЕ БИОРАЗНООБРАЗИЯ***

Г.Л. Кириллова

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А.Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

Второй Международный симпозиум по проекту 434 МПГК ЮНЕСКО “Взаимодействие суши и океана, углеродный цикл и изменение биоразнообразия в Азии в течение мелового периода” состоялся в декабре 2000 г. в г. Янгон, Мьянма. Симпозиум проходил в университете Янгон (фото 1), в нем участвовало 87 ученых из 8 стран (Япония – 8, Ю. Корея – 6, Тайланд – 3, Китай – 2, Вьетнам – 1, Россия – 1, Англия – 1, Мьянма – 65). Открыл совещание министр образования Мьянмы, подчеркнув важную роль совещания столь высокого уровня для такой развивающейся страны, как Мьянма.

Во вступительном докладе руководитель проекта 434 проф. Н. Niigano (Япония) очертил главные задачи проекта, подчеркнул, что именно этот проект отвечает тем общечеловеческим целям и задачам, которые ставит ЮНЕСКО и Союз геологических наук перед своими проектами:

– расширение нашего понимания факторов, контролирующих глобальные обстановки, для сохранения существующих условий жизни;

– развитие более эффективных путей поисков и использования природных ресурсов;

– углубление нашего понимания глобальных процессов и развитие новых геологических концепций в целях предвидения будущих человеческих потребностей;

– совершенствование всех методов, технических разработок путем международного сотрудничества ученых из развитых и развивающихся стран;

– продвижение междисциплинарного сотрудничества в рамках ЮНЕСКО, благодаря общим программам глобального значения.



Фото 1. Янгонский университет, Мьянма.

* Второй международный симпозиум по проекту 434 МПГК (ЮНЕСКО), Мьянма, декабрь 2000 г.

Проф. Х. Хирано попытался ответить на вопрос: насколько похожа меловая обстановка на современную?. Мел часто называют "greenhouse" (зеленый дом). Температура поверхностных вод в высоких широтах Северного полушария была + 23°C, в низких широтах – +25-27°, достигая +29°C в раннем сеномане, что сравнимо с современной ситуацией. Температура средних и глубоких слоев океана изменялась от +15° до 20°, что примерно на 15°C выше, чем ныне. Рассчитанное парциальное давление CO₂ в 4-8 раз выше современного. Уровень моря был на 300 м выше, чем сейчас. Мелу соответствует длинный период нормальной полярности магнитного поля. Несколько раз в океане возникали условия аноксии (ОАЕ), способствовавшие накоплению органического вещества. Расцвет биоты приходится на середину мела, а к концу мела биоразнообразие уменьшается. Главной причиной всех этих явлений считается высокая скорость наращивания океанической коры в результате поднятия суперплюма.

Далее проф. Хирано очертил главные задачи проекта 434. Прежде всего, следует повысить достоверность корреляции морских и неморских слоев путем использования стандартной кривой $\delta^{13}\text{C}$ в дополнение к продолжающимся исследованиям стратиграфии, палеонтологии, тектоники, седиментологии, изучению топливных и минеральных ресурсов.

Что касается изотопной кривой углерода, то для морских карбонатов мела она уже получена. Теперь надо получить ее, основываясь на изучении наземных растений.

Далее проф. Хирано остановился на наиболее близкой ему теме: на связи падения разнообразия и количества экземпляров аммонитов в Японии (всего их изучено 900) с проявлениями аноксии в апте, альбе, а также проблеме вымирания аммонитов в конце мела. По его мнению, разнообразие аммонитов постепенно уменьшалось, начиная с сантона, их полное исчезновение на границе с кайнозойем не связано с падением болида.

Работа совещания проходила в рамках трех симпозиумов. На первом симпозиуме "Позднемезозойская-раннекайнозойская эволюция Мьянмы и Азии" было заслушано 10 докладов.

Начался симпозиум весьма содержательным докладом А. Mitchell, Tin Hiaing, Nyunt Htay (Мьянма) "Раннеюрская и средне меловая коллизия, орогения альпийского стиля и структуры Мьянмы", в котором было показано, что современная структура Мьянмы, представленная Западной провинцией мусковитовых сланцев, перекрытых преимущественно океаническими породами, метаморфическим поясом Могок (мраморы, гнейсы, граниты) и Восточной провинцией (сланцевый пояс группы Мергу и фанерозойским блоком Шань-Тай), образовалась в ре-

зультате коллизии блока Могок-Мергу с океанической островной дугой в ранней юре, а затем с блоком Шань-Тай, расположенным восточнее, – в апте. Докладчик с помощью многочисленных иллюстраций показал последовательное закрытие трех океанов.

В следующем докладе японских ученых Y. Saka, K. Katoh "Позднемезозойское развитие Японских островов как аккреция террейнов" докладчик, проф. Ю. Сака, констатировал, что донеогеновый фундамент Японских островов представлен серией террейнов, сложенных аккреционными комплексами. Они последовательно в течение 450 млн лет присоединялись к континентальному блоку Хида-Оки, принадлежащему Сино-Корейскому кратону вплоть до образования Японского моря 15-20 млн лет назад.

В обзорном докладе известного исследователя Мьянмы, проф. Янгонского университета Maung Thein «Отражение главных мезозойских геологических событий в структуре Мьянмы» было показано, что главные геологические события в регионе связаны с северо-восточным дрейфингом Сино-Бирма-Малайского фрагмента Гондваны. В это время накопилась мощная серия турбидитов, пелагических известняков с офиолитовыми пластинами в глубоководном желобе. В результате позднеэоценовой гималайской орогении эта область превратилась в Западный складчатый пояс, на севере которого известны никель-хромитовые руды в триасовых офиолитах и месторождения жадеита в меловых офиолитах. В небольших межгорных бассейнах накапливались эвапориты, шельфовые и дельтовые осадки, перекрытые красноцветами. В результате длительной субдукции Неотетиса под Сино-Бирма-Малайский блок образовалась магматическая дуга, с которой связана известная оловянно-вольфрамовая провинция юго-восточной Азии. В преддуговом бассейне накопились сначала маломощные известняки, а затем мощная моласса (мелководноморские и дельтовые осадки).

Последующие семь перечисленных ниже докладов были посвящены частным вопросам меловой истории Мьянмы: 1) Myint Thein "Стратиграфия, петрология, палеообстановка накопления юрско-меловой формации Пан Лаунг в районе Кинда-Кьяукси, Центральная Мьянма; 2) Chit Saing "Реконструкция меловых событий в Мьянме в связи с изучением фораминифер"; 3) Tin Aung Han "Наложная складчатость и связанные с ней черты интерференции в меловых и более молодых породах Мьянмы"; 4) M.E. Barley, A. Pickard, Khin Zaw "Геохронология по циркону в гранитоидах: применение для объяснения меловых магматических событий в Мьянме и тектонической эволюции в юго-восточной Азии"; 5) Hea Htay "Офиолитовые пояса Мьянмы"; 6) Thura

ОО, Chit Saing “Меловая биостратиграфия по фораминиферам Мьянмы”; 7) Ky Khin, T. Sakai “Главные осадочные циклы и эволюция позднемезозойского бассейна в Западном Аракане (Якхане) Мьянмы”. Ученые Мьянмы были одеты в национальные одежды, которые они носят постоянно (фото 2).

Второй симпозиум включал семь докладов по теме “Тектоника, седиментация, сиквенсстратиграфия и границы сиквенсов в меловых отложениях Азии”. Симпозиум открылся докладом известного корейского ученого К.Н. Chang, много лет назад предложившего выделять крупные геологические тела, ограниченные с обеих сторон несогласиями, в виде “синтемов”. Доклад был посвящен новым достижениям в меловой стратиграфии Кореи, которые связаны с получением новых датировок U-Pb методом по зернам циркона из риолитов. Удалось уточнить возраст формаций, входящих в синтем Ясон позднеюрско-раннемелового возраста. Выше залегает мел-раннеэоценовый синтем Кёнсан, границы которого также уточнены.



Фото 2. Ученые Мьянмы в национальной одежде.

Доклад китайских ученых X. Wan и G. Li назывался “Мел–третичные пограничные слои в бассейне Гамба-Тингри, Тибет”. Были изложены результаты двухлетних полевых работ на двух ключевых разрезах морских позднемеловых-эоценовых образований в зоне коллизии Индийской и Азиатской плит. В этой зоне авторами в результате тщательного изучения седиментологических признаков и фауны фораминифер выделено 4 формации, изучены их границы. Установлено массовое вымирание одних родов фораминифер и появление других на границе мела и кайнозоя, что объясняется влиянием эвстатических и тектонических факторов. Появление терригенных осадков на этой границе маркирует начало коллизии плит, сопровождавшейся регрессией.

В докладе Г.Л. Кирилловой “Меловая континентальная окраина юго-восточной России: сиквенсстратиграфия, тектоника и седиментация” были охарактеризованы 6 меловых сиквенсов и суперсиквенсов продолжительностью 1.5-11 млн лет, их седиментологические, палеонтологические особенности, характер границ. Продемонстрировано 5 палеотектонических разрезов от Буреинского блока до Сахалина. Предполагается, что формирование сиквенсов и их границ обусловлено совместным взаимодействием эвстатического колебания уровня моря, тектонических и вулканических процессов, контролировавших объём поступающих осадков.

В докладе T. Sakai, T. Ohta и H. Okada (Япония) “Юрско-меловая граница в позднемеловых преддуговых бассейнах в восточной и южной Азии” авторы на основании сходства фациальных последовательностей с точки зрения сиквенсстратиграфии обосновывали сходство сиквенсов на юрско-меловой границе в различных регионах окраины Азии (тектоническая зона Куросегава юго-западной Японии, Западный Саравак и плато Шань Мьянмы). Предполагается, что J/K граница соответствует границе суперсиквенса и является результатом эвстазии.

Весьма детально были рассмотрены результаты сиквенсстратиграфического анализа в докладе H. Ando (Япония) “Позднемеловые сиквенсы в осадочном выполнении преддуговых бассейнов Северо-Восточной Японии: фациальные последовательности и сиквенсстратиграфия”. Автором исследован пояс шириной 200 км и протяженностью 1400 км, простирающийся от о-вов Японии до Сахалина. На основании 25 разрезов, данных подземного и подводного бурения проведена стратиграфическая корреляция, прослежена седиментологическая эволюция преддугового бассейна Езо, формировавшегося во фронтальной части палеоазиатского континента. Выделено два цикла второго порядка, в верхних частях которых распространены мелководные осадки. Каждый цикл включает несколько сиквенсов треть-

го и четвертого порядков, формирование которых контролировалось глобальной эвстазией. Формация Микаса (поздний альб-турон) представлена мелко-водноморскими и паралическими осадками первого цикла (западные окраинные фации). Максимум трансгрессии по эвстатической кривой Хэга имел место в позднем сеномане. Кампан–маастрихтские паралические фации второго цикла представлены группой Хакобучи на Хоккайдо и коррелятными им отложениями на севере Хонсю. Это масштабное обмеление, по мнению докладчика, может отражать изменение направления движения плиты Кула на рубеже 85 млн лет.

В докладе Т. Ota и Т. Sakai “Тектоническая эволюция юрско–раннемелового бассейна во Внутренней зоне юго-западной Японии” представлены результаты сиквенстратиграфического анализа с акцентом на тектонический контроль. Охарактеризованы 4 мегацикла развития бассейна, оценена роль эвстатических колебаний уровня моря и тектонических процессов.

На третьем симпозиуме “Палеонтология, палеогеография, палеообстановки мелового периода в Азии” было прочитано 10 докладов. Симпозиум начался докладом известных японских палеонтологов Т. Setoquchi и Н. Matsuoka “Японские мезозойские (меловые) млекопитающие: стратиграфические горизонты и их значение”. Были охарактеризованы два местонахождения млекопитающих: в районе Мифуни, Кюсю, где в группе Мифуни обнаружены поздне-сеноманские млекопитающие *Sorlestes mifunensis* (возраст подтвержден находками аммонитов) и в Центральной Японии, где в группе Тетори обнаружена довольно разнообразная группа позвоночных. Среди них наиболее распространены тритилодонты, менее – триконодонты. Возраст формации Куваяма группы Тетори, где найдены остатки млекопитающих, определен по двустворкам как ранний неоком, возможно, валанжин.

В докладе S. Seo “Отпечатки следов динозавров в нижнемеловой формации Джоинтин, Кённам, Корея” на многочисленных слайдах были продемонстрированы эти отпечатки, как единичные, так и групповые и даже “тропы” следов динозавров. Всего ныне описано 1300 отпечатков на 132 “тропах” раннемеловых зауропод, орнитоидов и зеропод. Размеры отпечатков от 30 до 110 см в длину и 25-90 см в ширину. Рядом иногда встречаются отпечатки ног птиц.

S. Park в своем докладе “Раннемеловая флора формации Накдон супергруппы Кенсан, ЮВ Корея” охарактеризовала 9 родов и 14 видов растений из этой формации. По её мнению, описанный ею комплекс ближе к типу Тетори, чем Риосеки, описанным

Кимурой. Покрытосеменных в составе комплекса не встречено.

Следующий доклад также корейских ученых Yongwoo Lee и Youg Il Lee назывался “Палеообстановка формирования меловых палеопочв: примеры из раннемеловой формации Хасандон, юго-восточная Корея”. На основании изучения палеопочв были реконструированы палеоландшфты и палеоклимат. Субтропический, умеренно теплый климат в начале накопления готеривской формации Хасандон был семиаридным, а к концу изменился до субгумидного.

В докладе ученых Тайланда А. Meesook и Т. Wongprayoon “Литостратиграфия, биота, палеоэкология, палеообстановка морской юры в северной части границы Мьянмы и Тайланда” была дана исчерпывающая характеристика 13 юрских литостратиграфических подразделений. В конце доклада А. Meesook выразил надежду, что отношения между странами улучшатся и ученые смогут начать совместные работы по изучению пограничных территорий.

В следующем докладе ученых из Тайланда D. Monjai, V. Tansuwan, С. Chairangsee “Литостратиграфия неморских юрско–меловых отложений на хребте Дангрек вдоль границы Тайланда и Камбоджи” были охарактеризованы красноцветные терригенные формации группы Кхорат общей мощностью 700 м. Предполагается, что они накопились во флювиальной обстановке меандрирующей речной системы.

Доклад Le Thi Nghinh из Вьетнама под названием “Некоторые основные палеогеографические черты поздне-меловой обстановки в депрессии Сонг Да (СЗ Вьетнам)” был посвящен результатам исследований условий формирования красноцветных слюев формации Ен Чау. Ею выделено и изучено 5 стадий развития депрессии и соответственно 5 осадочных комплексов, последовательно сменяющих друг друга вверх по разрезу.

Корейские исследователи К. Park и I. Paik представили доклад “Изотопный состав Sr, Nd и Pb в костях динозавров из мелового бассейна Кёнсан, Ю. Корея”. Авторы сравнили изотопный состав Sr, Nd и Pb в костях динозавров и в окружающих породах (протерозойских гнейсах, юрских гранитах и др.), служивших источниками сноса в меловое время.

В докладе японских ученых K. Ishida, H. Hashimoto, T. Kozai “Распространение обломков, содержащих радиолярии, в верхнемеловой группе Изуми, Внутренняя зона Японии” рассмотрены автохтонные и аллохтонные ассоциации радиолярий в турбидитах группы Изуми. Турбидиты представлены песчаниками и галечными аргиллитами, чередующимися со слоями песчаников. Автохтонные ассоциации радиолярий характеризуются присутствием *Amphi-*

pyndax tylotus раннеальбского возраста. Такой же возраст подтвержден по двустворкам. Среди аллохтонных ассоциаций присутствуют средне-, позднеюрские и среднемеловые виды, заключенные в обломки аргиллитов, что подтверждается наблюдениями в шлифах. Предполагается, что эти обломки принесены в осадок из аккреционного комплекса Мино-Тамба. В другой аллохтонной ассоциации в обломках гравийной размерности присутствуют раскристаллизованные раковинки радиолярий. Источником этих обломков считаются термально метаморфизованные породы пояса Риоке.

Закончился симпозиум общей дискуссией. Лейтмотивом всех выступлений хозяев симпозиума – ученых Мьянмы – была огромная благодарность руководителю проекта и всем участникам за ту ценнейшую информацию, которой они поделились на симпозиуме. В их выступлениях, как и в выступлениях тайландских ученых (Dr. Meesook), сквозила неудовлетворенность существующим положением, когда нет возможности посещать соседние страны, проводить совместные работы с целью корреляции разрезов, решения общих геологических задач. Достаточно сказать, что ученые из Тайланда впервые имели возможность посетить Мьянму. Выражалась надежда, что в рамках международного сотрудничества по проектам ЮНЕСКО эту проблему удастся как-то решить. Предложено подготовить варианты корреляционных стратиграфических схем для Мьянмы, Тайланда, Камбоджи, Лаоса, Вьетнама, а затем обсудить их на одном из совещаний. Закончилось заседание весьма эмоциональным выступлением проф. Ки Хун Чанга (фото 3), который подвел итоги своей де-



Фото 3. Заключительная речь бывшего координатора корейской группы проф. Ki Hong Chang.



Фото 4. Дискуссия участников полевой экскурсии.



Фото 5. Участники полевой экскурсии на обнажении конгломератов.

тельности на посту регионального координатора корейской группы участников проекта и выразил огромное сожаление по поводу тех искусственных трудностей, которые возникают на пути исследователей, работающих в сопредельных странах. Он образно изобразил ситуацию на рисунке, когда единое геологическое тело разделено государственной границей и геологи обеих стран вынуждены останавливаться у этой границы.

В конце дня состоялось совещание координаторов национальных групп, на котором обсуждались вопросы публикации трудов первого и второго симпозиумов, а также место проведения следующего симпозиума. Китайский региональный координатор проф. Х.Ван предложил провести его в Тибете в зоне коллизии Индийской и Азиатской плит ориентировочно в сентябре – октябре 2001 г.

12-14 декабря состоялась полевая экскурсия (фото 4,5) на север страны, в западную часть плато Шань, где обнажаются как юрско-меловые морские разрезы, так и континентальные красноцветные. К началу экскурсии был подготовлен путеводитель с большим количеством иллюстраций. Представленные разрезы были весьма информативны как в части обилия текстурных признаков, так и органических остатков, что позволило участникам вести плодотворные дискуссии на обнажениях.

Совещание в целом прошло успешно, обогатило участников новой информацией, свежими идеями, полезными контактами, что, несомненно, послужит залогом успешного решения задач, поставленных в проекте.

Поступила в редакцию 20 декабря 2000 г.

Научные редакторы Войнова И.П.
Корректор Афанасьева И.А.

Оригинал-макет изготовлен редакционно-издательской группой
Института тектоники и геофизики ДВО РАН, 680063, г. Хабаровск, ул. Ким-Ю-Чена, 65

Лицензия ЛР № 040118 от 15.10.96г. Подписано к печати 2.02.2001 г.
Формат 60x88/8. Печать офсетная. Усл.п.л.15. Усл.-изд.л.14.9
Тираж 200 экз. Заказ 1.

Отпечатано в типографии издательства "Дальнаука" ДВО РАН
690041, г. Владивосток, ул. Радио, 7