

Том 16, номер 6  
ISSN 0207- 4028

Ноябрь-Декабрь 1997

*РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК*

# ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР  
Н.А. ШИЛО



*Специальный выпуск, посвященный работам по проекту 350  
"Изменение окружающей среды и биоты  
Восточной и Южной Азии в течение мелового периода"  
Международной программы геологической корреляции*

*Под редакцией Г.Л. Кирилловой*

*Российская академия наук*  
**ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ**  
Том 16 № 6 1997 Ноябрь-Декабрь

Основан в 1982 г.  
Выходит 6 раз в год  
0207-4028

*Главный редактор Н.А.Шило*  
*Заместители главного редактора Н.П.Романовский, К.В.Симаков*  
*Ответственный секретарь Г.Л.Кириллова*

Редакционная коллегия

Х.Аоки (Япония), Ю.И.Бакулин, Б.И.Васильев, Г.М.Власов, А.А.Врублевский  
В.И.Гончаров, Л.П.Карсаков, Р.Г.Кулинич, Ю.Ф.Мальшев, В.Г.Моисеенко Л.И.Попеко,  
К.Ф.Сергеев, В.И.Сухов, А.И.Ханчук, М.Хэлбути (США), Чень Гоода (КНР)

Редакционный совет

В.А.Буряк, Ю.А.Вашилов, В.Н.Гагаев, Д.Грайбек (США),  
Я.Красон (США), К.Крук (Австралия), М.Л.Красный, Лю Гуандин (КНР),  
Т.Нозава (Япония), Х.Окада (Япония), В.Патон (США), С.Портер (США),  
А.Пантелеев (Канада), М.Сесил (Канада), Сунь Шу (КНР), В.Б.Троян,  
Ки-Хун Чанг (Корея), М.Шимазу (Япония)

Зав. редакцией С.М.Ставицкая  
Адрес редакции: 680063, Хабаровск, ул. Ким-Ю-Чена, 65, тел. 21-08-59  
FAX 74212 227-684, E-mail: galina@itig.khabarovsk.su

---

Российская академия наук. Дальневосточное отделение РАН, 1997 г.



RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES  
**GEOLOGY OF THE PACIFIC OCEAN**

Vol.16 № 6 1997 November-December

Established in 1982  
Periodicity 6 issues in a year  
ISSN 0207-4028

Editor-in-Chief N.A.Shilo  
Deputies Editor-in-Chief N.P.Romanovsky, K.V.Simakov  
Executive Editor G.L.Kirillova

Editorial Board

H.Aoki (Japan), Yu.I.Bakulin, Chen Guoda (PRC), V.I.Goncharov,  
A.I.Khanchuk, M.Halbouty (USA), L.P.Karsakov, R.G.Kulinich, Yu.F.Malyshov, V.G.Moiseenko,  
L.I.Popeko, K.F.Sergeev, V.I.Sukhov, B.I.Vasilyev, G.M.Vlasov, A.A.Vrublevsky

Editorial Council

V.A.Buryak, M.Cecile (Canada), Yu.A.Vashchilov, K.Crook (Australia),  
Ki-Hong Chang (Korea), V.N.Gagaev, D.Grybeck (USA), M.L.Krasny, J.Krason (USA),  
Liu Guangding (PRC), T.Nozaava (Japan), H.Okada (Japan), A.Panteleev (Canada), W. Patton (USA),  
S.Porter (USA), M.Shimazu (Japan), Sun Shu (PRC), V.B.Troyan

Head of Editorship S.Stavitskaya  
Editorial office address: 65, Kim Yu Chen Str., 680063, Khabarovsk, tel.: 21-08-59  
Fax: 74212 227-684, E-mail: galina@itig.khabarovsk.su

---

Russian Academy of Sciences, Far Eastern Branch RAS, 1997



## СОДЕРЖАНИЕ

### Главные меловые события и геодинамика

<i>Кириллова Г.Л.</i> Корреляция меловых событий на Востоке России с глобальными событиями .....	3
<i>Нечаев В.П., Мусашино М., Донг У Ли.</i> Юрско-нижнемеловая геодинамическая эволюция восточной окраины Азии: реконструкция по изменению ассоциаций тяжелых минералов осадочных пород .....	21
<i>Лю Чжаоцзюнь, Кириллова Г.Л., Чжао Сиьчэжоу, Ван Сьминь.</i> Мезозойско-кайнозойские тектоно-стратиграфические комплексы в зоне трансекта Маньчжурия-Суйфэнхэ и прилегающей территории как отражение геодинамической эволюции региона .....	36
<i>Голозубов В.В., Донг У Ли.</i> Динамика формирования мелового Партизанско-Суходольского эпиконтинентального бассейна (Южное Приморье) .....	46
<i>Уткин В.П.</i> Горст-аккреционные системы, рифто-грабены и вулканоплутонические пояса юга Дальнего Востока России. Статья 2. Вулканоплутонические пояса: структурно-вещественные характеристики и закономерности формирования .....	58

### Седиментология

<i>Маркевич П.В., Коновалов В.П.</i> Нижнемеловые отложения Сихотэ-Алиня: некоторые итоги и проблемы седиментологических исследований .....	80
<i>Лихт Ф.Р.</i> Седиментологические особенности меловых бассейнов западного Сихотэ-Алиня .....	92

### Стратиграфия и палеонтология

<i>Белый В.Ф.</i> Северо-Тихоокеанский рефугиум и проблемы палеофлористики середины мела на Северо-Востоке Азии .....	102
<i>Маркевич В.С., Бугдаева Е.В.</i> Флора и корреляция слоев с остатками динозавров Российского Дальнего Востока .....	114
<i>Коновалов В.П., Коновалова И.В.</i> К вопросу о юрско-меловой границе на Сихотэ-Алине .....	125
<i>Вольнец Е.Б.</i> Новые данные о возрасте монакинской толщи Партизанского бассейна Приморья .....	135
<i>Кезина Т.В.</i> Палиностратиграфия маастрихт-датских отложений Пиканской впадины (Приамурье) .....	140
<i>Кирьянова В.В.</i> О возрасте и объеме каменушинской свиты Хинганской структурно-формационной зоны (Приамурье) .....	143
<i>Терехова Г.П., Языкова Е.А.</i> <i>Inoceramus dunveganensis</i> в сеномане хребта Рарыткин (Северо-Восток России) .....	150
Указатель статей, опубликованных в журнале за 1997 г. ....	159

## CONTENTS

### Major Events and Geodynamics of the Cretaceous

<i>G.L. Kirillova.</i> Correlation of Cretaceous events in East Russia with the global record.....	3
<i>V.P. Nechaev, M. Musashino, Dong Woo Lee.</i> Jurassic-Lower Cretaceous geodynamic evolution of Asia's eastern margin: reconstruction on the variability of heavy minerals of sedimentary rocks .....	21
<i>Liu Zhaojun, Kirillova G.L., Zhang Xingzhou, Wang Simin.</i> Mesozoic -Cenozoic tectono-stratigraphic complexes along the Manchzhuria-Suifenhe transect zone and adjoining area as a reflection of geodynamic evolution of the region .....	36
<i>V.V. Golozubov and Dong Woo Lee.</i> Dynamics of Formation of the Early Cretaceous Partizansk-Sukhodol epicontinental basin (South Primorye) .....	46
<i>V.P. Utkin.</i> Horst-accretionary systems, rift-grabens and volcano-plutonic belts of the south of the Russian Far East. Paper 2. Volcano-plutonic belts; structural-material characteristics and regularities of formation .....	58

### Sedimentology

<i>P.V. Markevich, V.P. Konovalov.</i> Early Cretaceous deposits of Sikhote-Alin: certain of the results of sedimentological investigations .....	80
<i>F.R. Likht.</i> Sedimentological features of the Cretaceous basins of the Western Sikhote-Alin .....	92

### Stratigraphy and Paleontology

<i>V.F. Bely.</i> The North Pacific refugium, and the problems of paleofloristics of the Middle Cretaceous in northeastern Asia .....	102
<i>V.S. Markevich, Ye. V. Bugdayeva.</i> Flora and correlation of layers with dinosaur fossil remains in Russia's Far East .....	114
<i>V.P. Konovalov, I.V. Konovalova.</i> The problem of the Jurassic-Cretaceous boundary in the Sikhote-Alin .....	125
<i>E.B. Volynets.</i> The new age date of the Monakinskian Sequence of the Partisanskian coal basin in Primorye .....	135
<i>T.V. Kezina.</i> Palinostratigraphy of the Maastrichtian and Danian in the Pikan depression (Priamuriye) .....	140
<i>V.V. Kiriyanova.</i> On the age and volume of the Kamenushinskaya suite of the Khingan structural-formational zone (Priamuriye) .....	143
<i>G.P. Terekhova, Ye. A. Yazykova.</i> <i>Inoceramus dunveganensis</i> in the Cenomanian of the Rarytkin Range (Russia's North-East) .....	150

Index of papers published in the journal in 1997 .....	159
--	-----

## КОРРЕЛЯЦИЯ МЕЛОВЫХ СОБЫТИЙ НА ВОСТОКЕ РОССИИ С ГЛОБАЛЬНЫМИ СОБЫТИЯМИ

*Г.Л.Кириллова*

*Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г.Хабаровск*

Проведена корреляция меловых событий на Востоке России с глобальными событиями. Для корреляции использованы схемы Р.Ларсона (1991) и Е.Милановского (1996), на которых отражены главнейшие глобальные меловые события. Корреляцией с точностью до яруса установлено, что основные позднемезозойские фазы реорганизации литосферных плит нашли отражение на Востоке России в виде мощного рифтогенеза в поздней юре, крупномасштабных левосдвиговых перемещений в готериве, интенсивных орогенических движений в середине альба, общем воздымании региона в конце маастрихта. Кампанские глобальные движения проявились слабо. Изменения скорости и направления движений плит, рассчитанные С.Маруямой и Т.Сено, не всегда находят отражение в меловых геологических событиях на Восточноазиатской окраине возможно из-за недостаточной изученности. Пик вулканизма, когда сформировались Охотско-Чукотский и Восточно-Сихотэ-Алиньский пояса, приходится на альб-коньяк, что также укладывается в рамки глобальной вспышки вулканизма (апт-сантон). Барремская и альбская глобальные трансгрессии нашли отражение и на Восточноазиатской окраине. Наиболее резкая смена комплексов фауны и флоры происходила в готериве, середине альба и середине маастрихта. Резкое похолодание на Дальнем Востоке фиксируется в середине альба, а не в туроне, когда предполагается глобальное похолодание. "Бескислородные события" (аноксия) отмечены в апте, предполагаются также на границе сеномана-турона и в коньяке. Меловые нефтепроявления на Дальнем Востоке пока изучены недостаточно, известно лишь небольшое альб-сеноманское месторождение газа.

### ВВЕДЕНИЕ

Корреляция меловых геологических событий проводится в последнее десятилетие как на региональном, так и глобальном уровне. В рамках Международной программы геологической корреляции (пять проектов) и Глобальной седиментационной геологической программы осуществляются широкомасштабные исследования по проблемам, объединенным под названием "Меловые ресурсы, события и ритмы". Детальный перечень всех международных меловых проектов приведен Н.М.Чумаковым [27].

Изучаются и коррелируются такие процессы и явления, как активизация тектонических движений, интенсивный базальтовый вулканизм, подъем уровня Мирового океана, изменения климата, вымирание групп организмов на уровне крупных таксонов, зарождение новых видов организмов, глобальное распространение горизонтов "черных сланцев", отражающих "бескислородные события" и др.

Широкое распространение меловых осадков в океанах и на континентах, возрастающая детальность стратиграфических схем расчленения мела, увеличение количества детальных палеомагнитных и радиометрических датировок обеспечивают выполнение крайне важного условия изучения событий прошлого - установление их глобальной синхронности.

Изучение меловых событий на Российском Дальнем Востоке за последнее десятилетие продвинулось далеко вперед, благодаря усилиям большого коллектива геологов разных специальностей [1-14, 17-28, 33, 34, 37 и др.]. Перечень основной литературы, посвященной меловым событиям, приведен в библиографическом указателе [15]. Важнейшие новые обобщения по мелу, полученные за последние 10 лет, упомянуты также в недавних публикациях [31,32].

Для сопоставления дальневосточных меловых геологических событий с глобальными использованы две схемы глобальных меловых событий. На одной из них (рис.1) Р.Ларсон [35] показал глобальные изменения ряда параметров изменения меловой геологической среды, собрав их из разных источников. На второй (рис.2) Е.Е.Милановский [16] провел корреляцию между изменениями частоты геомагнитных инверсий, эвстатическими колебаниями уровня океана и глобальными изменениями режима тектонических движений. По его мнению, фазам учащения геомагнитных инверсий соответствуют резкие падения уровня океана и глобальные фазы усиления сжатия в коре (фазы складчатости). Фазам разрежения или отсутствия инверсий соответствует подъем уровня океана и фазы усиления расширения коры (усиления рифтинга и спрединга) и активизации базальтового вулканизма. Е.Е.Милановский считает, что изме-

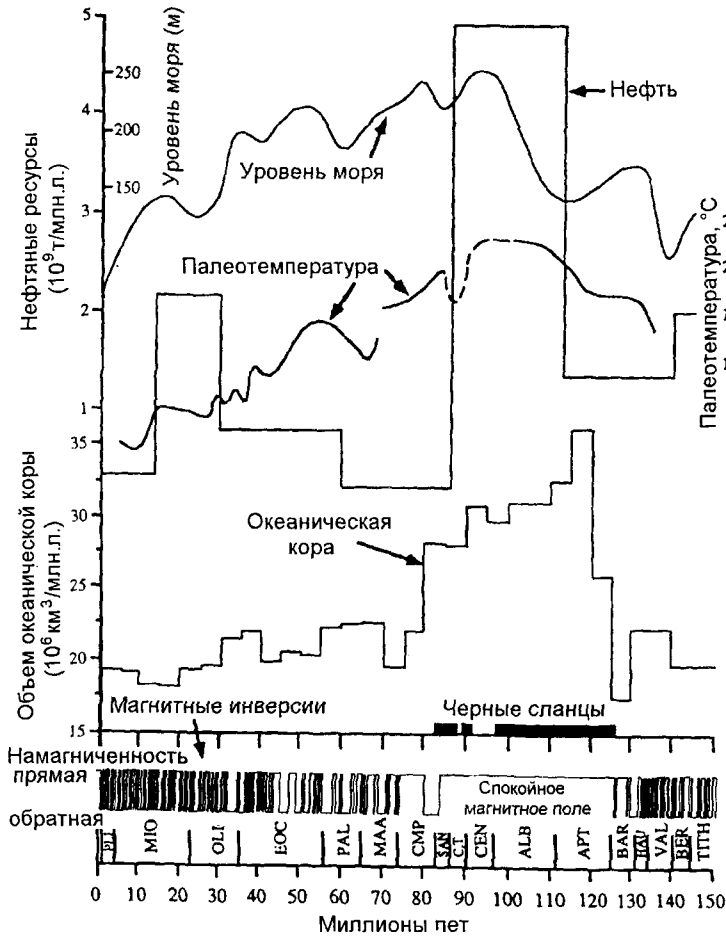


Рис.1. Комбинированная схема магнито-стратиграфии (Harland et al., 1990), объема океанической коры (Larson, 1991), палеотемператур (Savin, 1977; Arthur et al., 1985), эвстатических колебаний уровня моря (Haq et al., 1988), периода формирования черных сланцев (Jenkins, 1980) и мировых ресурсов нефти (Irving et al., 1974; Tissot, 1979). Составлена Р.Ларсоном [35].

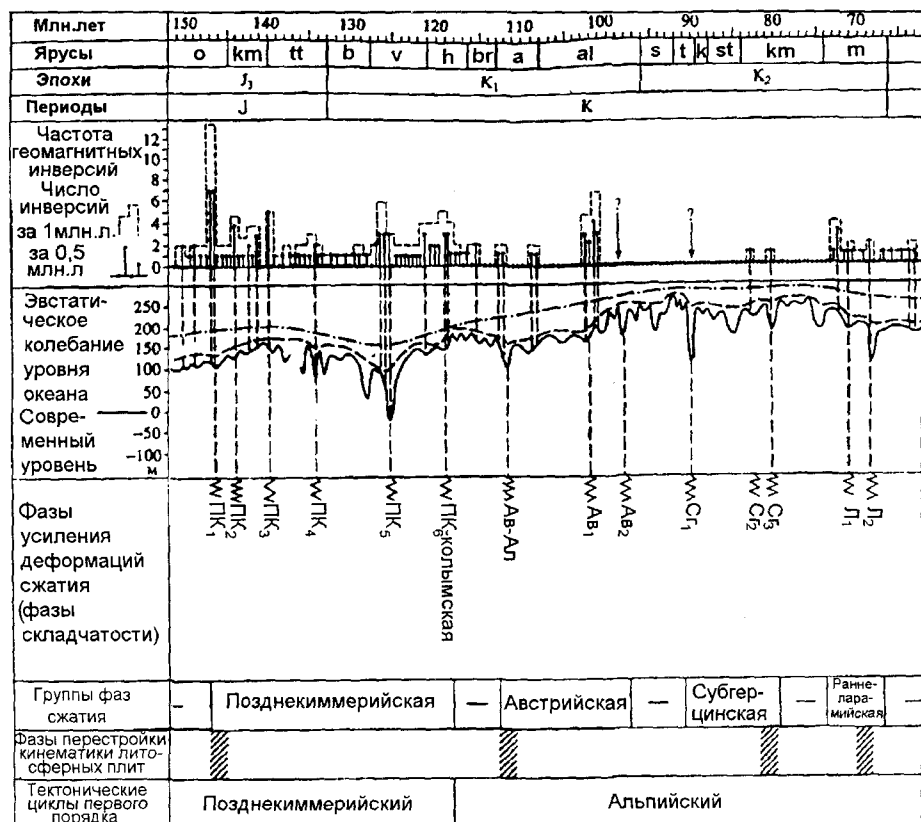


Рис.2. Диаграмма корреляции изменений частоты геомагнитных инверсий, эвстатических колебаний уровня океана и фаз усиления деформаций сжатия земной коры в поздней юре, мелу и кайнозое.

Кривая эвстатических колебаний уровня океана - по Б.Хаку, Дж.Харденболу, П.Вэйлу[30]. Частота инверсий геомагнитного поля для интервалов времени в 0.5 и 1 млн. лет подсчитана автором по данным магнитохроностратиграфической шкалы инверсий, "привязанной" во времени к шкале колебаний уровня океана, по Б.Хаку и др. Составил Е.Е.Милановский [16].

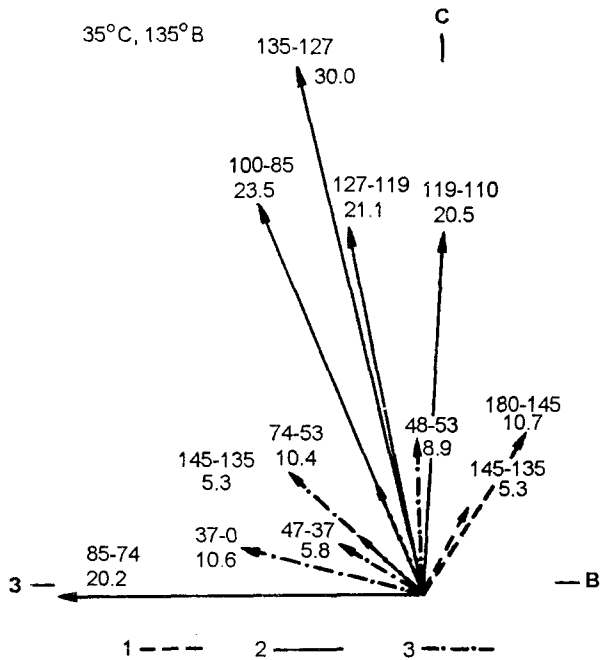


Рис.3. Векторы скоростей движения плит Фаралон, Изанаги, Кула и Тихоокеанской относительно Евразийской плиты (координаты полюса вращения  $35^\circ$  с.ш.,  $135^\circ$  в.д.), рассчитанные Энгелбретсоном с соавторами (1985). Верхние цифры обозначают период движения (млн л.), нижние - скорость движения в см/год. По [36]. Направление движения плит: 1 - Фаралон; 2 - Изанаги-Кула; 3 - Тихоокеанской.

нения напряженности и инверсии полярности магнитного поля связаны с процессами, происходящими в ядре Земли, главным образом, во внешнем жидком ядре и у его границы с мантией, поскольку коррелируемые с ними тектоно-магматические процессы в коре и сопряженные с последними эвстатические колебания уровня океана, очевидно, также контролируются этими сверхглубинными процессами.

Кроме того, при корреляции меловых геологических событий учитывались изменения скорости и направления движений плит Фаралон, Изанаги, Кула, Тихоокеанской относительно Евразийской плиты (рис.3), рассчитанные С.Маруямой и Т.Сено [36] с целью определения событий, связанных с этими процессами.

Для палеогеографических и палеоклиматических реконструкций середины мела весьма полезны были результаты работ российских исследователей по проекту "Теплая биосфера" [6, 24, 27, 28].

### КОРРЕЛЯЦИЯ СОБЫТИЙ ПОЗДНЕЙ ЮРЫ-БЕРРИАСА

Меловая история тесно связана с позднеюрской. После коллизии в средней юре Сибирского и Китайского кратонов образовалась субширотная система постколлизийных прогибов вдоль Монго-

ло-Охотского шва, заполненных терригенной угленосной молассой (рис.4).

Коллизионные процессы имели место и на северо-востоке Азии, где сближение микроконтинентов друг с другом и восточным краем Сибирского кратона привело к шарьированию островодужных образований [21,24].

Распад Пангеи, образование океанов, начало позднекеммерийских движений в поздней юре коррелируется с формированием Восточноазиатской субмеридиональной системы рифтов с субшелочным вулканизмом. Вдоль параллельных Тихоокеанской окраине рифтов формировались осадочные бассейны, заполнявшиеся вулканогенно-терригенными угленосными формациями, что свидетельствует о теплом и влажном климате. В это время имела место экспансия остракод *Cypridacea*, что хорошо определяет границу юры и мела в озерных бассейнах [20]. Фаунистические сообщества Восточноазиатских морей формировались под влиянием Бореальной и Тетической областей. В поздневолжское время зона экотона находилась в интервале  $45-55^\circ$  с.ш. [7]. Смешанные комплексы бореальных бухий и тетических аммонитов (рис.4) описаны в западном Приморье и на юге Приморья [22, 39].

### КОРРЕЛЯЦИЯ ВАЛАНЖИНСКИХ СОБЫТИЙ

Валанжинские глобальные движения пятой фазы позднекеммерийской орогении и сопровождающая их регрессия (см.рис.2) нашли отражение и на Восточноазиатской континентальной окраине, но не повсеместно. В ряде разрезов отмечены перерывы и несогласия. Из-за косо́й субдукции плиты Изанаги, двигавшейся на северо-запад с весьма незначительной скоростью (5 см/год) на побережье Охотского моря начались левосдвиговые перемещения, параллельные континентальной окраине [17], образовалась окраина трансформного типа. В восточной части в это время прицелился Анойский микроконтинент [19]. В результате складчатых и сдвиговых движений сформировалась цепь поднятий, похожих на невулканическую островную дугу (рис.5). Границы бореальных морей изменились несущественно, зона экотона несколько сузилась и находилась в интервале  $45-50^\circ$  с.ш. [7].

Расселение организмов подчинялось не только широтной климатической зональности, но и долготной. У края континента преобладали бухии, по которым проведено довольно детальное расчленение разрезов, с ними сосуществовали иноцерамы, белемниты и аммониты. Восточнее, в более глубоководной обстановке преобладали радиолярии [21]. Широтная дифференциация фауны вдоль западного побережья Северной Палеоокеании в раннем мелу объясняется существованием климатической

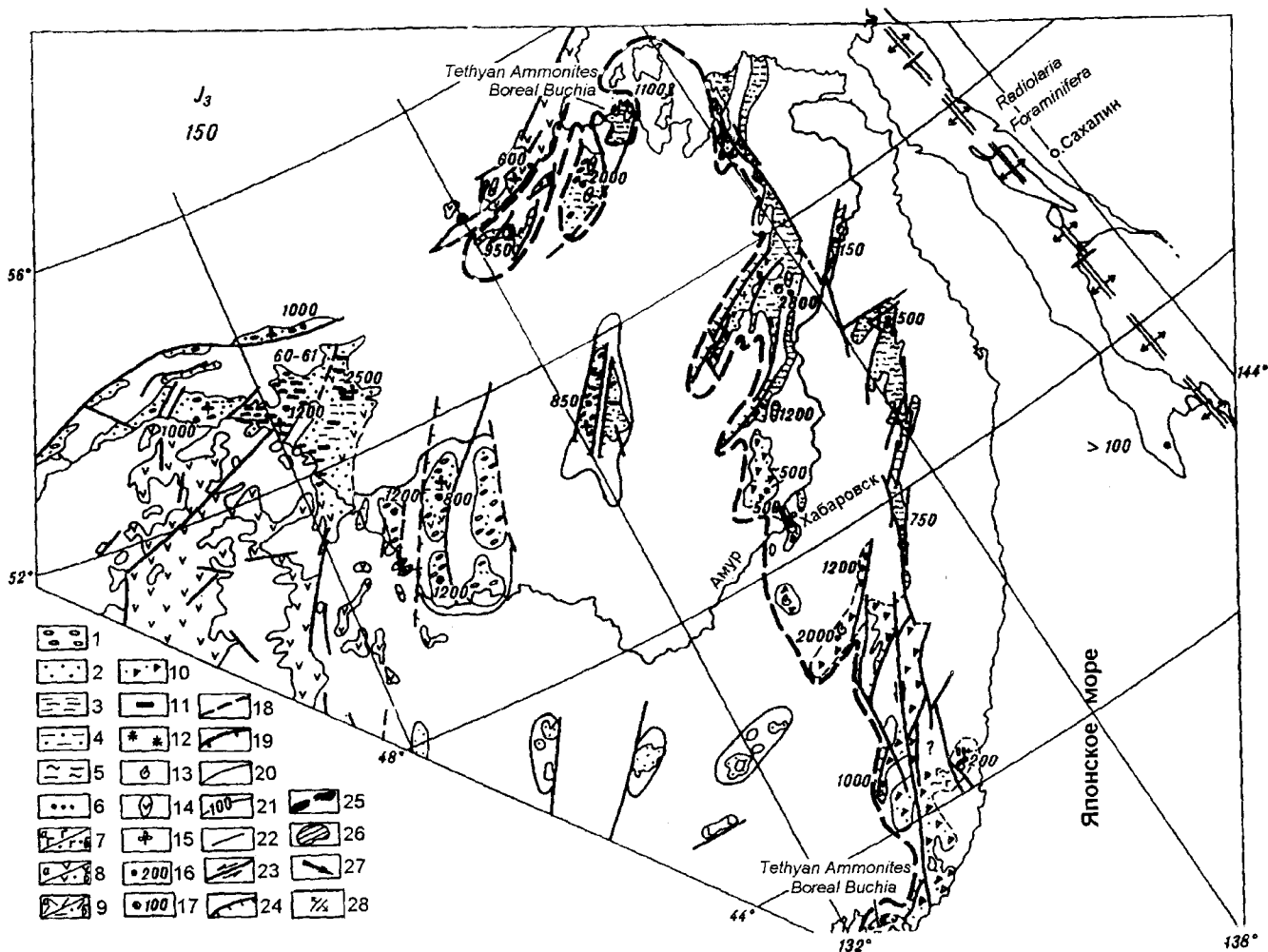


Рис.4. Схематический литолого-палеогеографический срез для юго-восточной России на интервал 150 млн л. По [34] с дополнениями О.А.Мельникова по о.Сахалин.

1-6 - осадочные породы: 1 - конгломераты; 2 - песчаники; 3 - алевролиты и аргиллиты; 4 - переслаивание алевропелитов и песчаников; 5 - переслаивание глинистых и кремнистых пород; 6 - турбидиты; 7-9 - вулканиты и вулканокластиты: 7 - базальты (а) и их туфы (б); 8 - андезиты (а) и их туфы (б); 9 - риолиты (а) и их туфы (б); 10 - олистостромы; 11 - угли; 12 - красноцветы; 13-14 - местонахождения фауны: 13 - теплолюбивой; 14 - холодолюбивой; 15 - местонахождения флоры; 16-17 - мощности осадков: 16 - в обнажениях; 17 - в скважинах; 18-20 - границы: 18 - континент-океан; 19 - осадочных бассейнов; 20 - ареалов распространения пород; 21 - изопахиты; 22-24 - главные разломы: 22 - преимущественно сбросы; 23 - сдвиги; 24 - надвиги; 25 - островные гряды; 26 - выходы древних пород в континентальных бассейнах; 27 - направление сноса кластического материала; 28 - срединно-океанический хребет.

зональности [7], что подтверждается и фитоклиматической зональностью [11]. В раннем мелу на Востоке России климат был теплым и достаточно влажным, с потеплением в берриасе и незначительным похолоданием в валанжине [13].

### КОРРЕЛЯЦИЯ ГОТЕРИВ-БАРЕМСКИХ СОБЫТИЙ

Вышеописанная обстановка сохранилась до середины готерива. Со второй половины готерива началась резкая тектоническая перестройка на Востоке России, поэтому шестая фаза позднекиммерийских движений названа колымской (см.рис.2). Косой субдукцией плиты Изанаги, двигавшейся на северо-запад со скоростью 30 см/год [36], обус-

ловлены значительные перемещения по левым сдвигам и существование трансформной континентальной окраины [23,25,26,37]. В это же время начинается резкая перестройка морских бассейнов, по времени совпавшая с великой бореальной симбирскитовой трансгрессией [21]. Образуется система морей, населенных колоницерамами, в которых накапливались мощные толщи турбидитов (рис.6,7). В готериве-начале баррема существенно изменяется морская биота: появились первые ауцеллины, произошла коренная смена радиоляриевых сообществ [3]. Знаменательным событием стало первое появление в конце готерива покрытосеменных в Приморье [8,13].



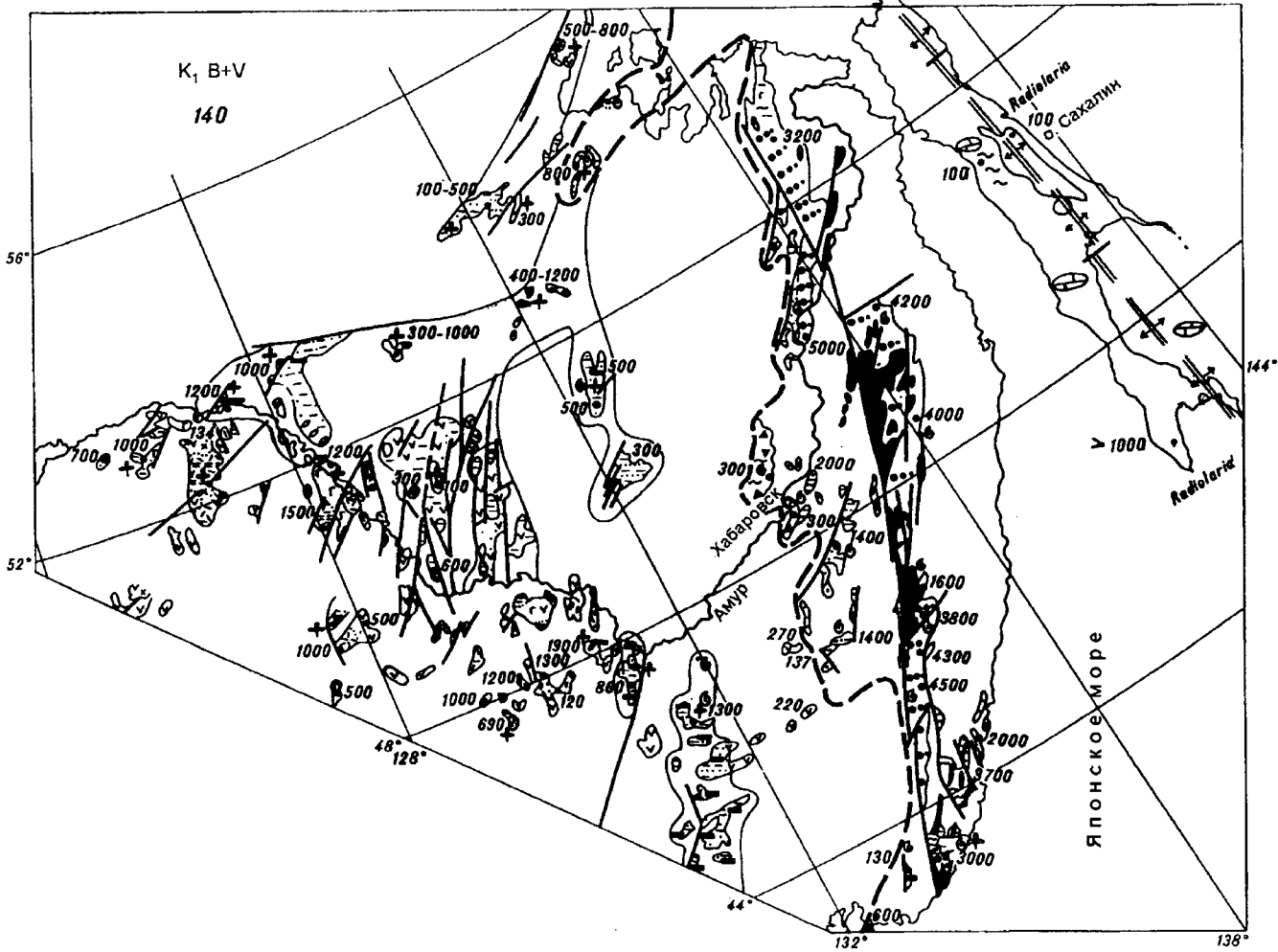


Рис.5. Схематический литолого-палеогеографический срез для юго-восточной России на интервал 140 млн л. (берриас-валанжин). По [34] с дополнениями О.А.Мельникова по о.Сахалин. См. условные обозначения к рис.4.

### КОРРЕЛЯЦИЯ АПТСКИХ СОБЫТИЙ

В апте отмечается глобальная вспышка вулканизма (см. рис.1), особенно в западной части Тихого океана, где сформировалось поднятие Дарвина. Это явление в последние годы связывается с мантийным плюмом, зародившимся на границе ядра и мантии под центральным Пацификом и быстро продвигавшимся (менее 3 млн л.) к поверхности [35,36]. С апта начался длительный период спокойного магнитного поля, продолжавшийся до сантона (см. рис. 1). На Дальнем Востоке вулканизм в апте был весьма умеренным. Наиболее интенсивно он проявился в Колымо-Чукотском секторе и на Сихотэ-Алине, где связывается с возникновением эпокеанической островной дуги [26]. Значительная примесь пирокластики отмечается в осадочных толщах. Глобальная реорганизация движения литосферных плит на границе баррема и апта и австро-альпийская фаза складчатости (см.рис.2) не

нашли отражения на Востоке России. Существенная перестройка здесь произошла ранее, в готериве, выразившись в колымской фазе складчатости, завершившей позднекимерийский тектонический цикл.

Для интервала 127-119 млн л. С.Маруяма и Т.Сено [36] предполагают движение плиты Изагаги на северо-запад со скоростью 21.1 см/год. Однако в рейсе 144 ODP установлен аптский возраст базальтов фундамента гайотов Сейко и Мит (рис.8), и, судя по палеомагнитным данным, Тихоокеанская плита двигалась зигзагообразно, но преимущественно на юг в течение апта [29].

Судя по глобальной кривой (см.фиг.1), в апте началось потепление. На Востоке России также отмечается климатический оптимум, выразившийся в смене растительности, интенсификации углеобразования (рис.9).

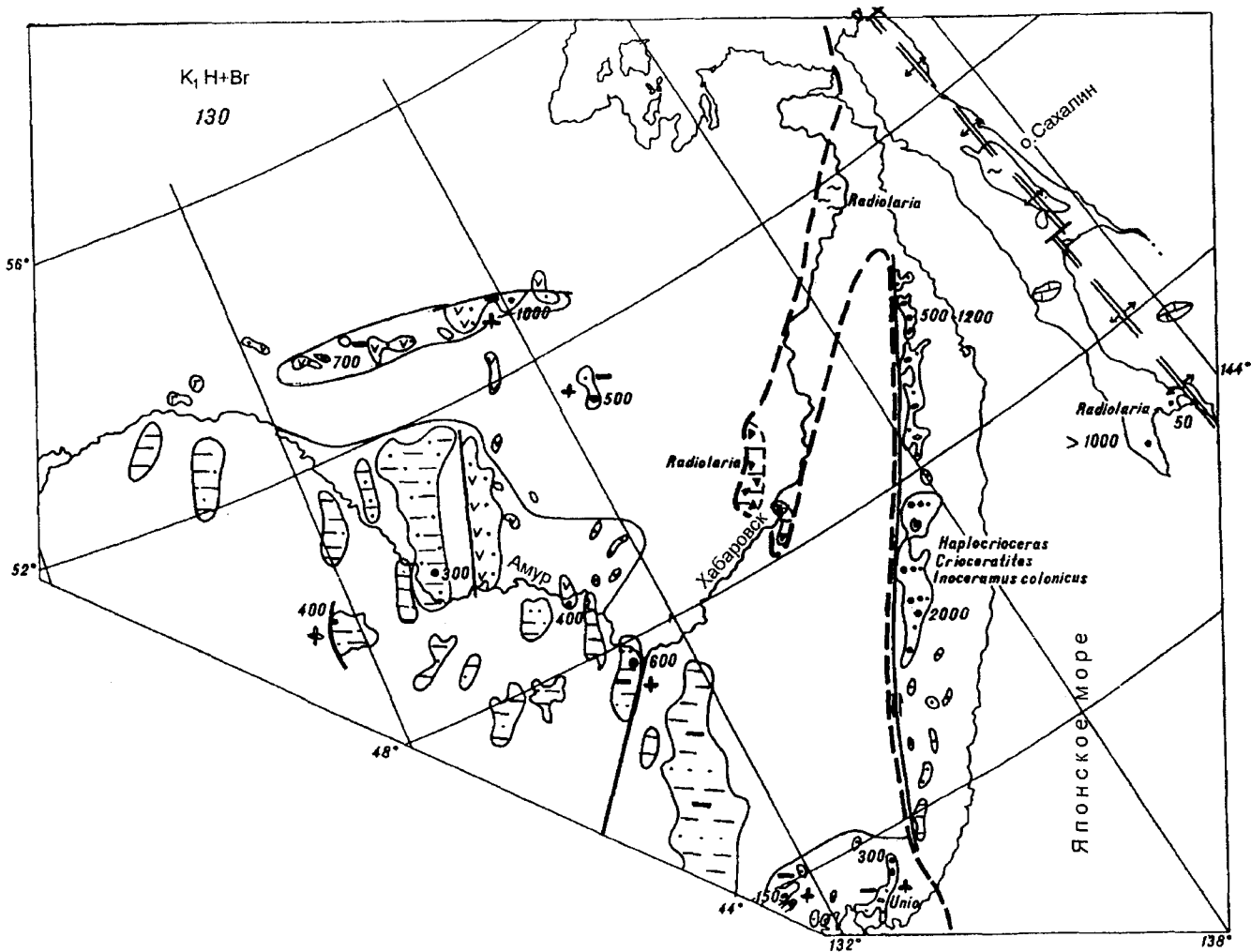


Рис.6. Схематический литолого-палеогеографический срез для юго-восточной России на интервал 130 млн л. (готерив-баррем). По [34] с дополнениями О.А.Мельникова по о.Сахалин. См. условные обозначения к рис.4.

Согласно результатам исследований среднего мела по программе "Теплая биосфера", в апте ясно вырисовываются две крупных угленосных области. Одна из них, Северо-Азиатская, располагалась в основном севернее 60° с.ш. Ее отдельные участки достигали 75° с.ш. Вторая область, Монголо-Забайкальская, простиралась более чем на 2500 км от Джунгарии до Буреинского бассейна. Южная граница ее имела весьма сложную конфигурацию [6]. Северо-Азиатская область относилась к северному высокоширотному умеренному гумидному поясу, в пределах которого были распространены умеренно-теплолюбивая растительность и насекомые. Монголо-Забайкальская область принадлежала северному среднеширотному теплому гумидному поясу с теплолюбивой растительностью [28]. Следует отметить также, что в морских шельфовых бассейнах северного пояса глобальное распространение получили морские уг-

леродистые осадки, так называемые черные сланцы (см.рис.1). Они встречаются также в аптских отложениях Северо-Восточной Азии [18].

#### КОРРЕЛЯЦИЯ АЛЬБСКИХ СОБЫТИЙ

Альб чрезвычайно богат событиями, это время кардинальной перестройки на Востоке России. Глобальная среднеальбская трансгрессия проникла довольно далеко вглубь континента (рис.10). Об этом свидетельствует присутствие морских слоев с тригониями внутри континентального разреза в Сучанском бассейне, слоев с фораминиферами и брахидонтесами в Буреинском бассейне, находки остатков рыб на Малом Хингане, а также солоноватоводной фауны тригониоидес в Амуро-Зейском бассейне. После этого произошли складчатые тектонические движения, совпадающие по времени с австрийской фазой (см.рис.2), возобновились перемещения по левым сдвигам и надви-

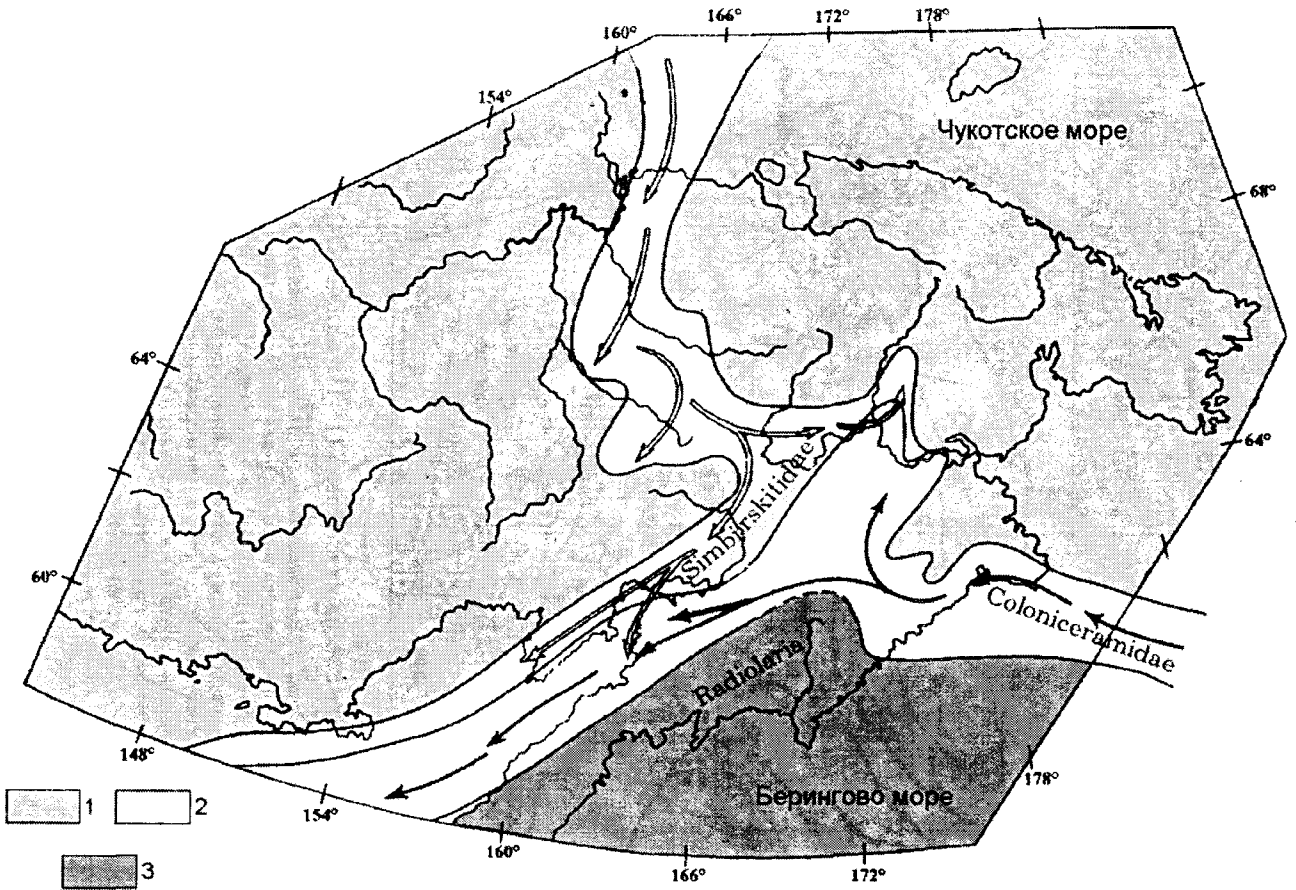


Рис.7. Обстановка в готериве на северо-востоке России, по [21 с упрощением].

1 - суша; 2 - моря внешней дуги; 3 - моря внутренней дуги. Стрелками показано направление миграции основных групп моллюсков.

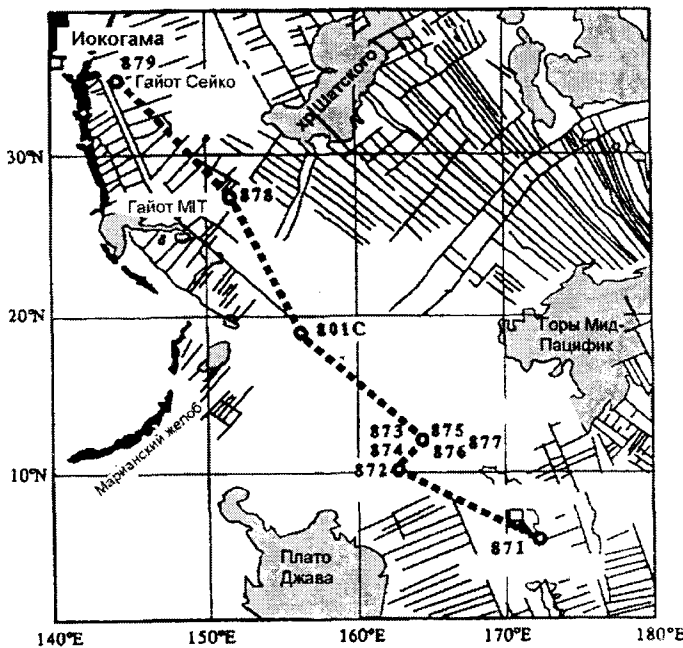


Рис.8. Расположение скважин рейса 144 ODP [29].

гам, с юго-востока аккретировались ряд террейнов, внедрились граниты и монзониты. В результате среднеальбской коллизии почти вся территория Верхояно-Чукотской тектонической области была превращена в сушу. По периферии Тихого океана причленились островные дуги. В результате этого столкновения островные дуги и их фундамент, а также смежные окраинноморские бассейны испытали сжатие, сформировались сложные пакеты покровов Корьякско-Камчатского орогенического пояса [24].

По мнению А.И.Ханчука [26], на юго-востоке России коллизионные процессы распространялись по латерали с запада на восток и с юга на север, поэтому на разных участках Сихотэ-Алиня время складчатости и внедрения коллизионных гранитов датируется по-разному, но в целом средним - началом позднего мела.

Палеобиогеографический анализ моллюсков приводит к выводу, что большинство террейнов северо-восточной Азии, в отличие от североамериканских, находились в пределах бореальной облас-

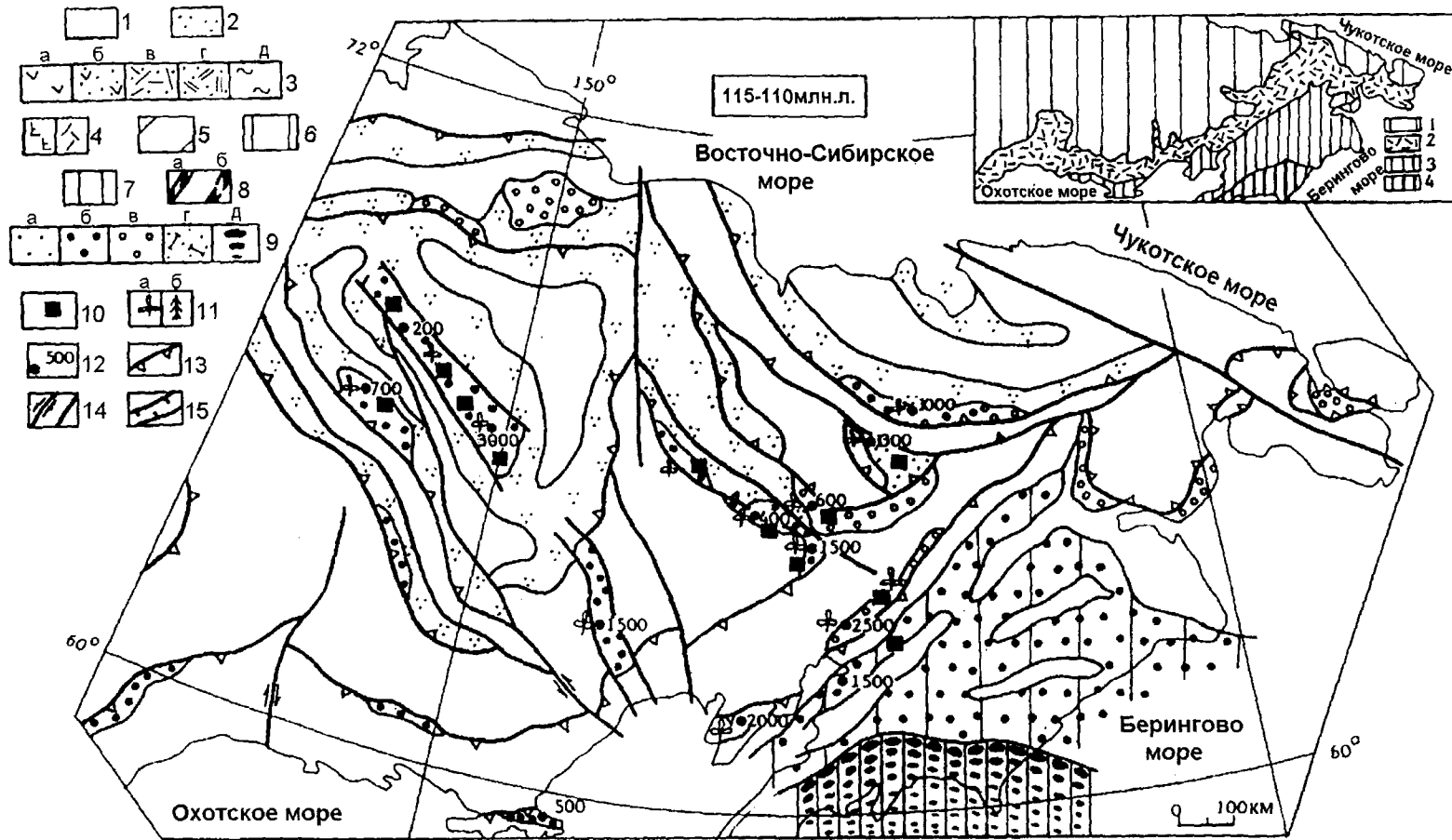


Рис.9. Схематический литолого-палеогеографический временной срез для северо-востока России на интервал 115-110 млн.лет [24].

1-4 - континентальные обстановки: 1 - среднегорье, холмогорье, а также острова над уровнем моря, 2 - речные долины и их склоны (аллювиальные и делювиальные отложения), 3 - аккумулятивно-вулканогенный рельеф Охотско-Чукотского мелового окраинно-континентального вулканического пояса (а-в - вулканизм известково-щелочной серии: а) дифференцированная базальт-андезит-дацитовая ассоциация, б - туфогенно-терригенная ассоциация, в) вулканиты преимущественно кислого состава; г-д - конечный кислый вулканизм больших объемов: г) преимущественно туфы, д) преимущественно игнимбриты), 4 - базальтовое среднегорное и низкогорное плато (а), с бимодальным вулканизмом (б); 5-6 - морские обстановки: 5 - морские пляжи и дельты, 6 - прибрежно-морская, мелководная обстановка, включая шельфы; 7 - глубоководная часть шельфа и континентальный склон; 8 - глубоководный желоб (а) и отмирающий (засыпающийся) желоб (б); 9 - типы терригенных пород в континентальных и морских обстановках (а) аргиллиты, алевролиты, песчаники, гравелиты, б) гравелиты, песчаники, алевролиты, в) конгломераты, гравелиты, г) терригенные породы с примесью дистальных пеплов, д) турбидиты); 10 - угленосность: 11 - местонахождение ископаемой флоры (с преобладанием лиственных (а) и хвойных (б) растений); 12 - мощность отложений в метрах; 13 - конседиментационные надвиги; 14 - сдвиги; 15 - грабены и ограничивающие их сбросы.

На врезке. Главные тектонические единицы северо-востока России. 1 - Верхояно-Чукотская юрско-среднемеловая область; 2 - Охотско-Чукотский меловый окраинно-континентальный вулканический пояс; 3 - Корьякско-Камчатский меловый орогенический пояс (кайнозойские структуры опущены); 4 - Олюторско-Камчатский кайнозойский орогенический пояс.

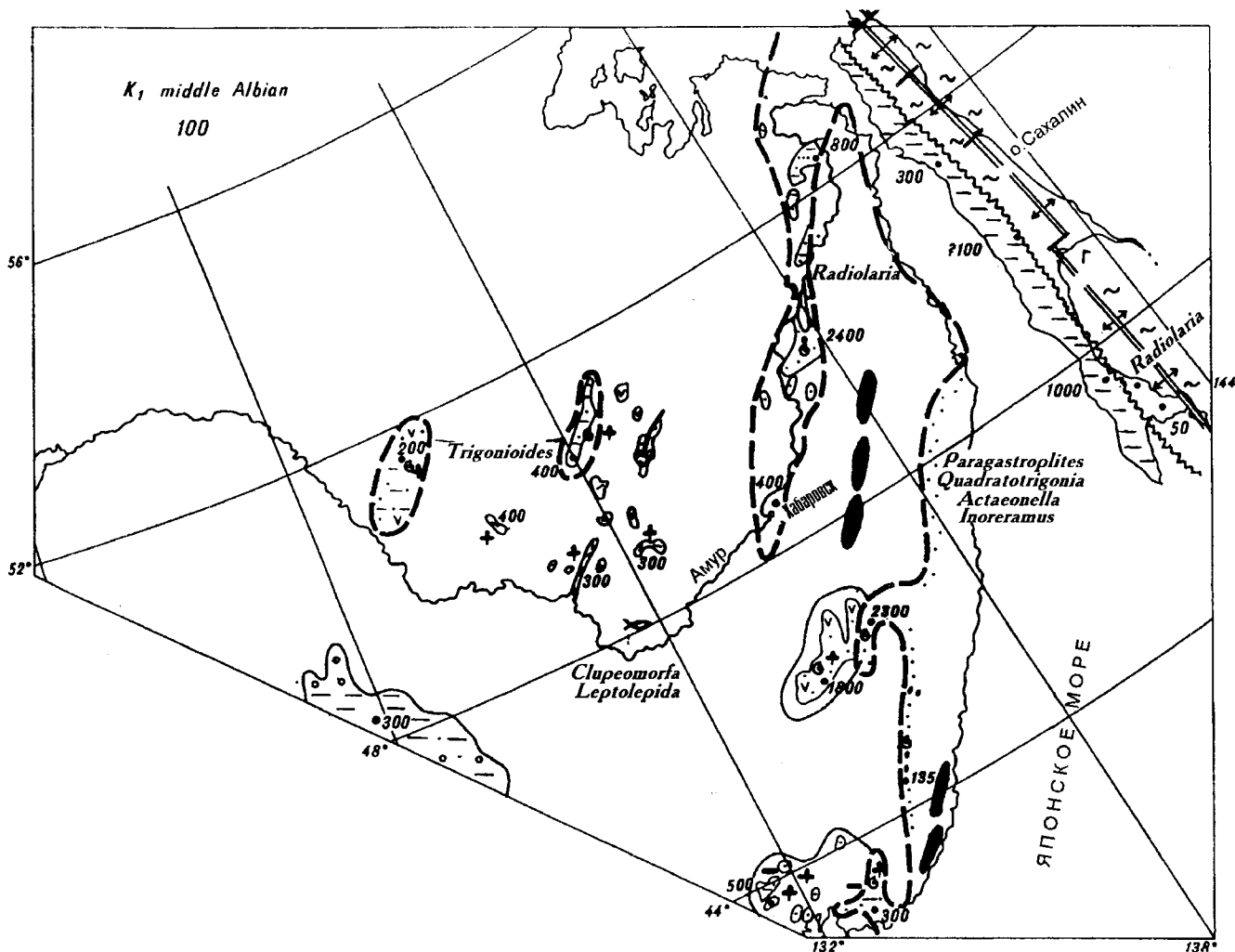


Рис.10. Схематический литолого-палеогеографический срез для юго-восточной России на интервал 100 млн л. (середина альба). По [34] с дополнениями О.А.Мельникова по о.Сахалин. См. условные обозначения к рис.4.

ти Северной Палеопафики. К экзотическим, двигавшимся из южных широт, могут быть отнесены лишь система Корякских террейнов [7]. К концу альба море отступило к востоку, прекратилась связь с бореальным бассейном (рис.11), изменились комплексы морской биоты. Кроме того, в конце альба произошло быстрое погружение гайотов в западной части Тихого океана, что доказано в скв.878 ODP. Однако пока неясно, связано это с эвстатическими или тектоническими факторами [29].

В позднем альбе произошло коренное изменение обстановки на северо-восточной окраине Азиатского континента. В это время начал формироваться Восточно-Азиатский окраинноконтинентальный вулканический пояс (рис.12), состоящий из двух звеньев - Восточно-Сихотэ-Алиньского и Охотско-Чукотского [2]. Его возникновение связывают с субдукцией плиты Кула под Азиатский

континент. Накопилась мощная базальт-андезит-дацит-риолитовая ассоциация известково-щелочной серии [2,24].

Широтная климатическая зональность апта в целом сохранилась и в альбе. Почти неизменной по размерам осталась Северо-Азиатская область углеобразования. Монголо-Забайкальская угленосная область значительно сократилась. Здесь существенно расширилась переходная зона с чередованием обстановок гумидной и аридной седиментации [6,28]. Однако после формирования Восточно-Азиатского вулканического пояса долготная климатическая зональность становится еще более резкой. К западу от него климат был умеренным и сухим, а к востоку - более влажным и теплым [13].

На глобальной палеотемпературной кривой альб характеризуется климатическим оптимумом с максимальными температурами (см.рис.1). На

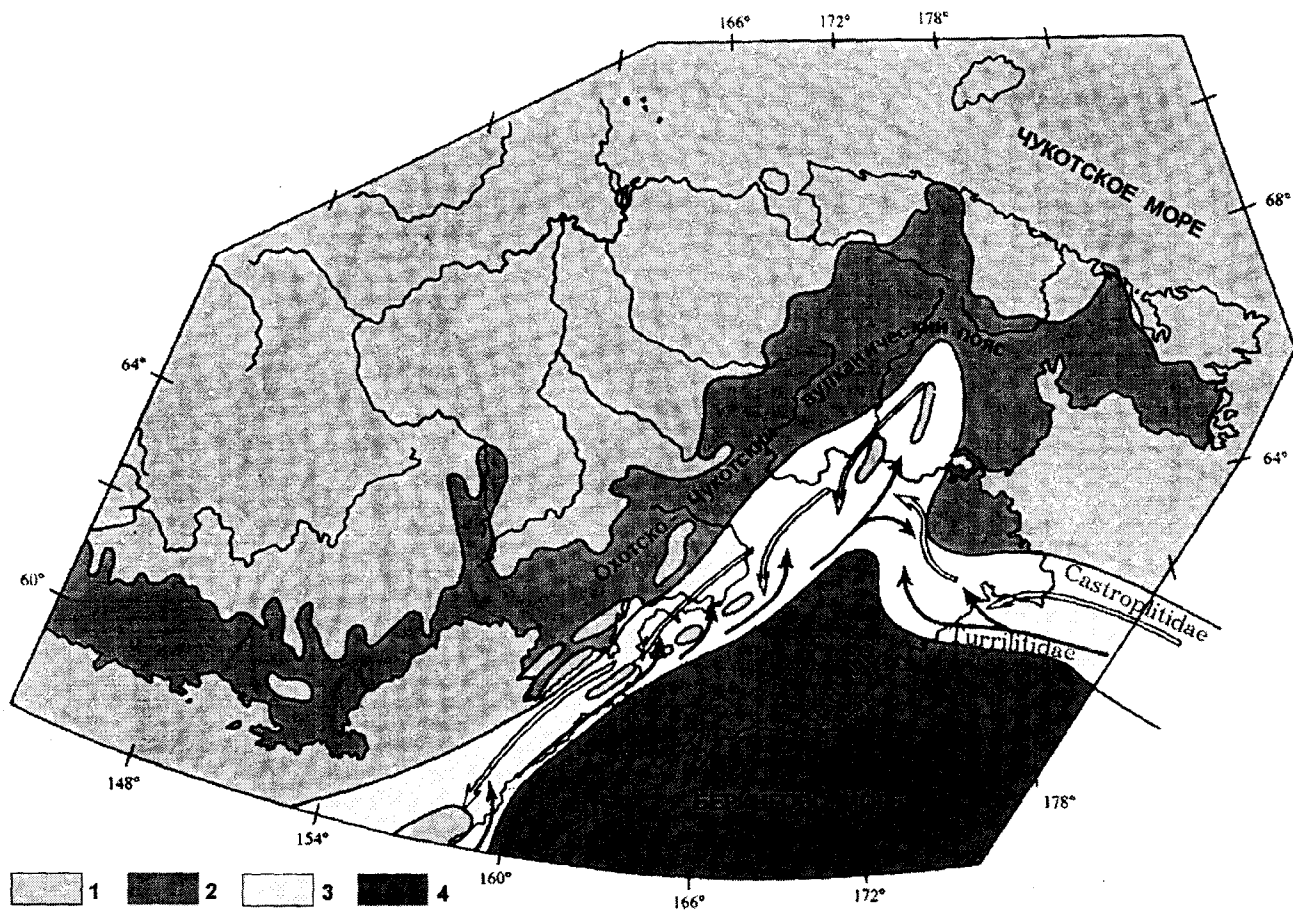


Рис.11. Обстановка позднего альба-раннего сеномана на северо-востоке России. По [21] с упрощением.

1 - суша; 2 - вулканический пояс, 3 - моря внешней дуги; 4 - моря внутренней дуги. Стрелками показано направление миграции основных групп моллюсков.

востоке России максимальная фаза потепления приходится на ранний альб, однако уже на рубеже раннего и позднего мела начинают формироваться леса нового типа, среди которых преобладают хвойные, что свидетельствует о похолодании [11,13].

По глобальным оценкам, на альб-сеноман приходится максимум мирового нефтеобразования. К сожалению, изученность российских меловых бассейнов все еще низкая и пока найдены лишь небольшие месторождения газа в альб-сеноманской толще Верхнебуреинского бассейна.

#### КОРРЕЛЯЦИЯ СОБЫТИЙ СЕНОМАНА-КОНЬЯКА

Интенсивный вулканизм продолжался вдоль Восточно-Азиатской окраины вплоть до кампана на севере [24] и до коньяка на юге (рис.13,14). В позднем туроне в результате начавшейся глобальной регрессии море окончательно отступило с Азиатского континента. Морской режим сохранился лишь восточнее Восточно-Сихотэ-Алинского вулкани-

ческого пояса, где в преддуговом прогибе накапливались мелководноморские грубообломочные осадки мощностью более 2 000 м (см.рис.13). Активную роль в это время играл субаквальный вулканизм с двумя центрами - северным и южным, расположенными вдоль западного ограничения о.Сахалин [14].

На северо-востоке России сеноманский пик глобальной трансгрессии выразился двумя пиками второго порядка: один из них имел место в середине сеномана, другой - в туроне-коньяке. В морях преобладали аммониты и иноцерамы, но отсутствовали белемниты [21].

Граница сеномана-турона характеризуется глобальными "бескислородными событиями". Они имели место на западной Тихоокеанской окраине, но на Востоке России изучены недостаточно. В Японии следы этих событий отмечены на границе сеномана-турона и, возможно, в коньяке в отложениях группы Езо [32]. Поскольку отложения этой

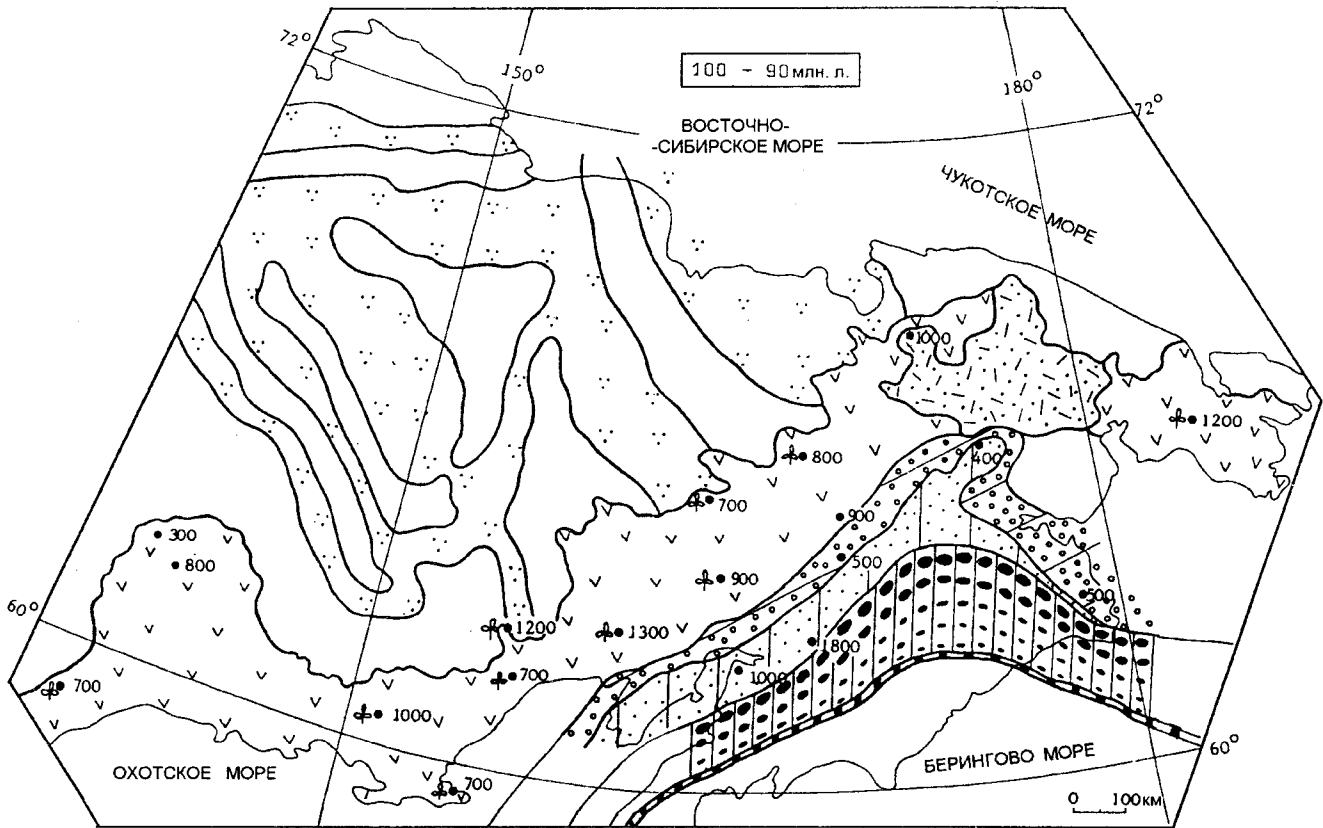


Рис.12. Позднеальб-сеноманская обстановка (100-90 млн. л.) на северо-востоке России [24]. См. условные обозначения к рис.9.

группы прослеживаются на Сахалин, есть основания предполагать и там проявление этих событий.

Судя по разрезам скважин ОДР в Тихом океане, в большинстве из них в позднем сеномане-раннем туроне отмечаются перерывы, обусловленные усилением эрозионной деятельности [1]. К этому же рубежу приурочено первое проявление субгерцинских движений (см.рис.2), но на континентальной окраине они отразились слабо. Лишь в некоторых бассейнах, заполнявшихся континентальными вулканогенно-терригенными осадками, отмечаются перерывы в седиментации.

Климатическая зональность в рассматриваемый период несколько изменилась: среднеширотный теплый гумидный пояс в северо-восточной Азии несколько сузился за счет экспансии к северу аридной зоны [28]. С сеномана начинается потепление и в палинофлорах доминируют цветковые. Граница между зонами с теплым и теплоумеренным климатом проходила по параллели 50° с.ш. [13].

#### КОРРЕЛЯЦИЯ СОБЫТИЙ САНТОНА-КАМПАНА

Вторая и третья фазы субгерцинских движений (см.рис.2) совпадают по времени с перестройкой кинематики литосферных плит, а также уси-

лением эрозионных процессов в северо-западной Пацифике. Здесь в большинстве скважин ОДР в позднем сантоне-раннем кампане наблюдается перерыв [1]. Плита Кула двигалась строго на запад с довольно большой скоростью до 20.2 см/год [36].

На северо-востоке России во второй половине сантона и в кампане общий морской бассейн разделяется на систему морей внешней и внутренней дуги. В первых преобладают иноцерамы и аммониты, во вторых - иноцерамы и радиолярии [21]. В.С.Вишневская [3] отмечает, что с позднего кампана резко меняются сообщества радиолярий. Морской бассейн на юго-востоке России превратился в узкий залив. По мнению сахалинских геологов, началось отмирание рифта срединно-океанского хребта.

На Востоке России в сантоне-кампане происходит угасание вулканизма в пределах Восточно-Азиатского вулканического пояса, что связывается с режимом сжатия и прекращением субдукции [24]. Изливались преимущественно внутриплитные кислые вулканы (рис.15), иногда довольно большой мощности (рис.16). На прибрежных равнинах перед вулканическими сооружениями накапливались угле-

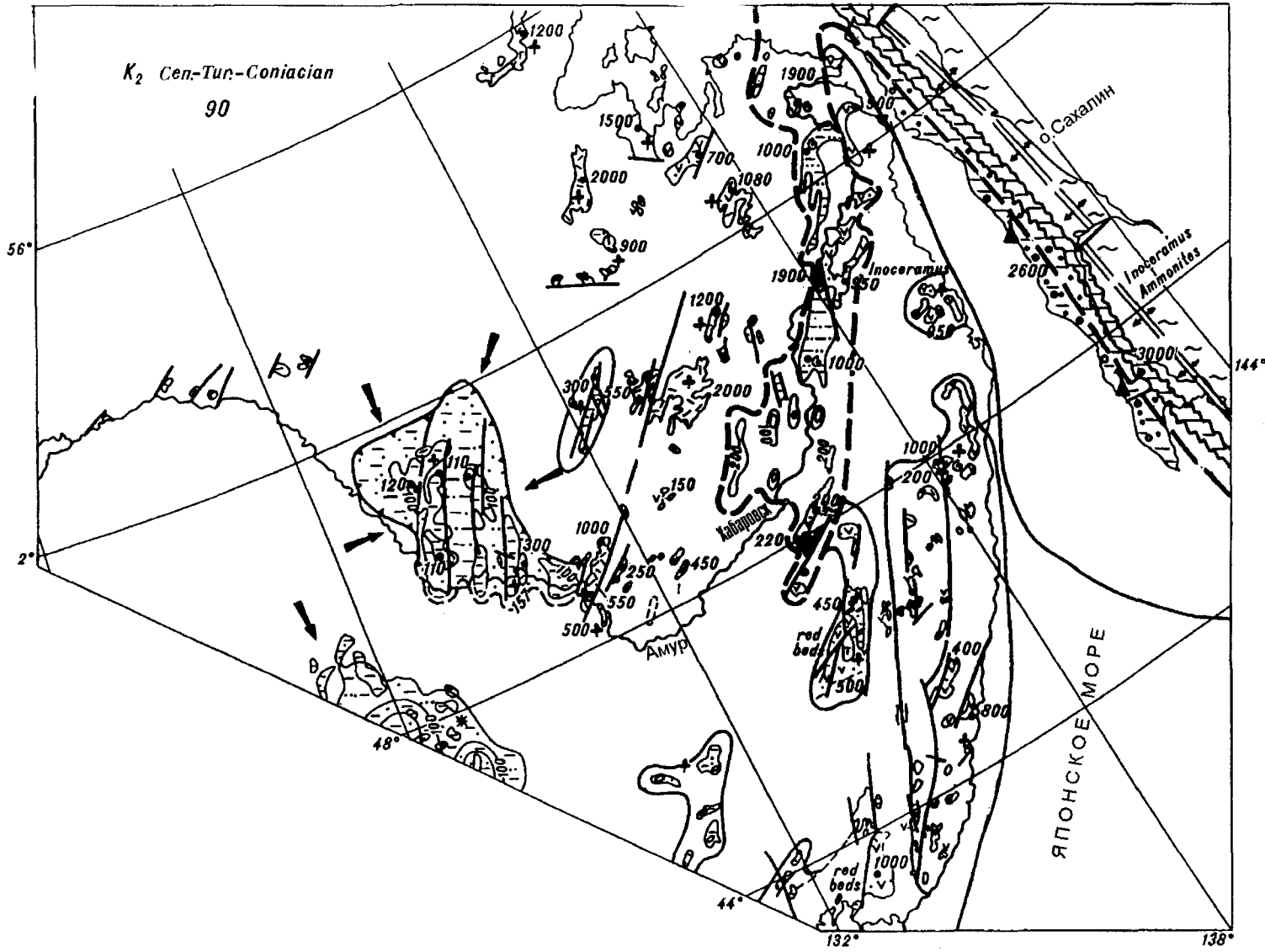


Рис. 13. Сеноман-коньякская обстановка на юго-востоке России. По [34] с дополнениями О.А.Мельникова по о.Сахалин. См. условные обозначения к рис. 4.



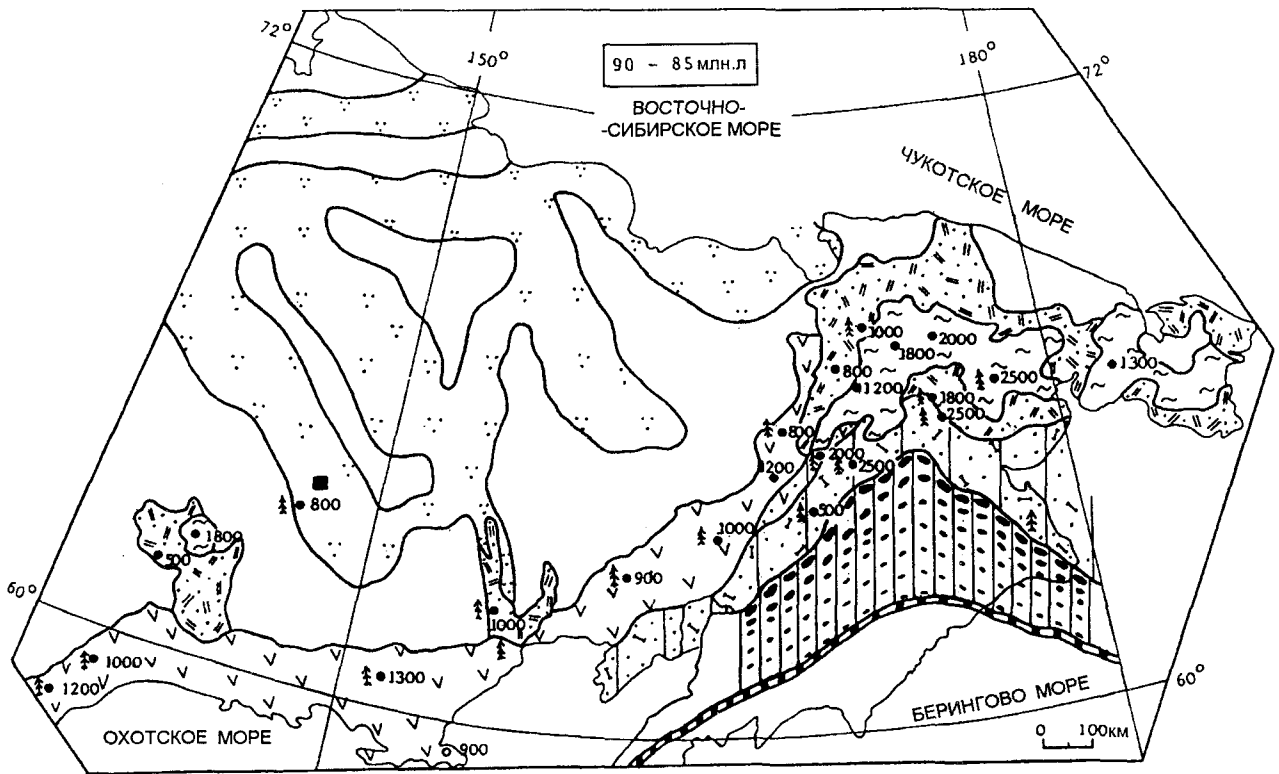


Рис.14. Турон-коньякская обстановка (90-85 млн л.) на северо-востоке России [24]. См.условные обозначения к рис.9.

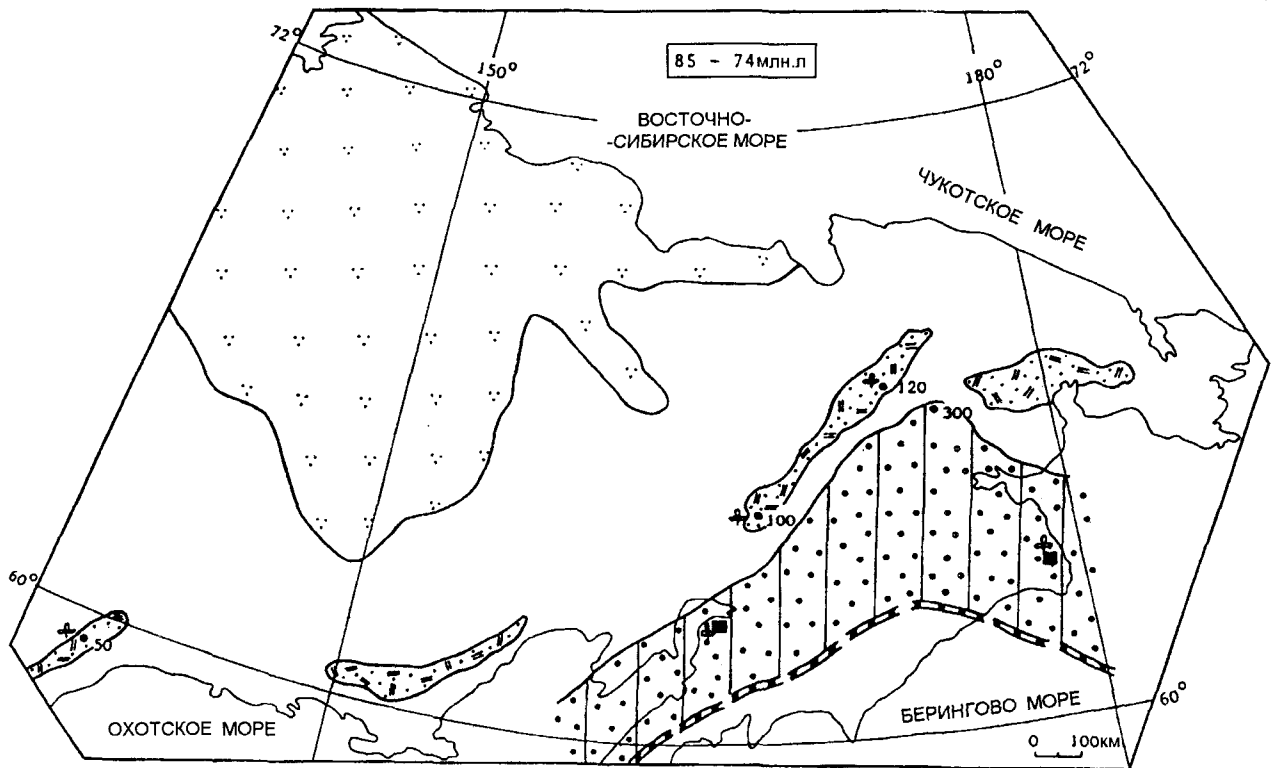


Рис.15. Сантон-кампанская обстановка (85-74 млн л) на северо-востоке России [24]. См.условные обозначения к рис.9.

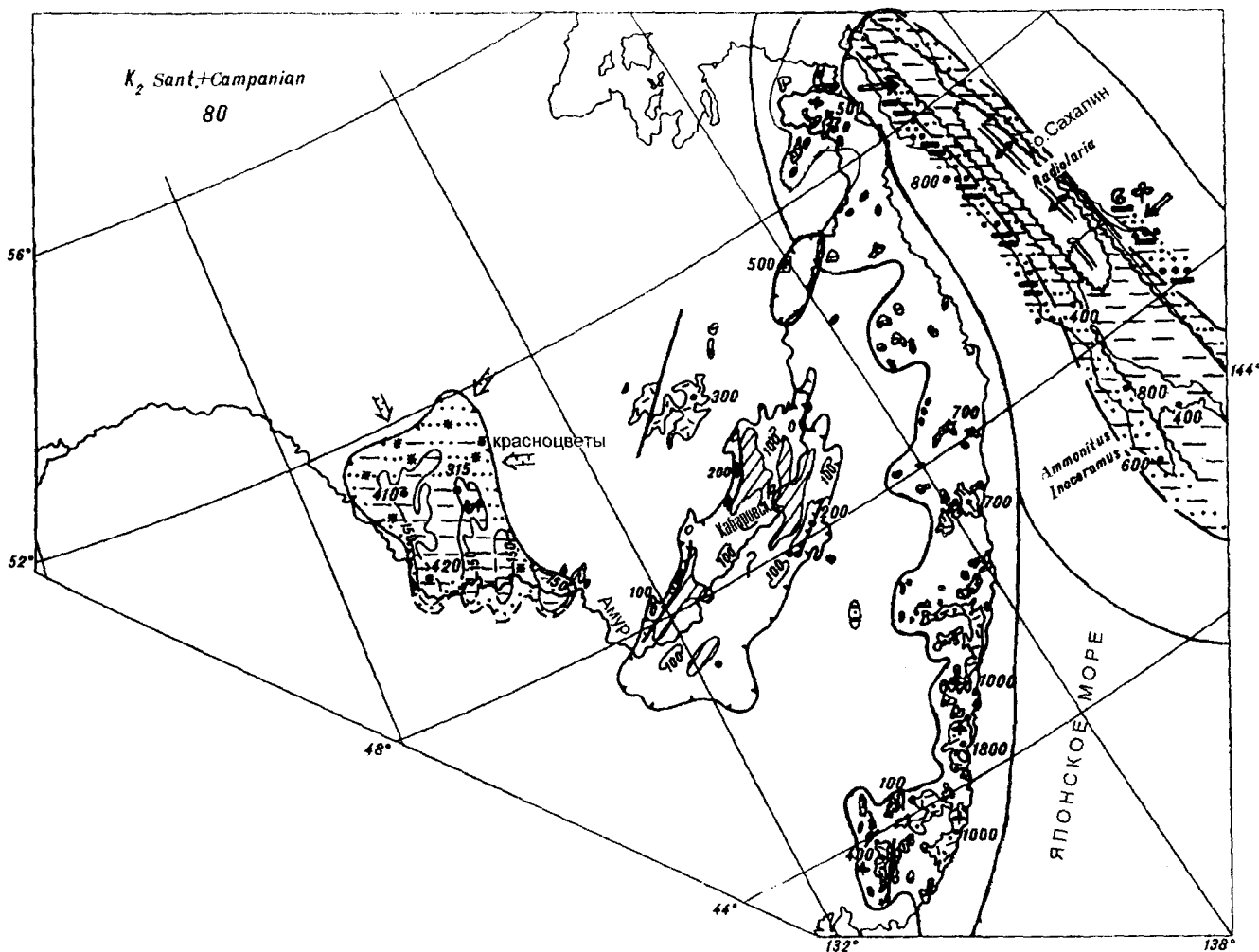


Рис.16. Сантон-кампанская обстановка на юго-востоке России. По [34] с дополнениями О.А.Мельникова по о.Сахалин. См. условные обозначения к рис.4.

носные формации, в тылу пояса - красноцветные формации, подчеркивая долготную зональность. Состав растительности, среди которой много тропических видов, свидетельствует о теплом климате, соответствующем кампанскому глобальному климатическому оптимуму.

#### КОРРЕЛЯЦИЯ МААСТРИХТСКИХ СОБЫТИЙ

В маастрихте проявились две раннеларамийские фазы (см.рис.2), имела место перестройка литосферных плит, в результате которой Тихоокеанская плита стала двигаться на северо-запад, скорость движения уменьшалась до 10,4 см/год. В Тихом океане отмечена регрессия и усиление эрозивной деятельности [1], в результате чего наблюдаются длительные перерывы в седиментации на границе мела и кайнозоя. Отмечается также сильное похолодание (см.рис.1), резкая смена фау-

ны и флоры. Последние позднемаастрихтские аммониты и иноцерамы (рис.17) резко исчезают на границе мела и палеогена, как и повсеместно на земном шаре [21].

На Востоке России в конце мела принципиально изменилась геодинамическая, тектоническая, палеогеографическая обстановка, характер магматизма. В это время доминировало общее поднятие и денудационные процессы. Об этом свидетельствуют, в частности, большие мощности осадков, сформировавшихся вдоль западного склона Сахалина (рис.17). В глубине континента формировались остаточные континентальные седиментационные бассейны. На границе мела и кайнозоя почти везде фиксируется перерыв, за исключением Амура-Зейского бассейна и одного из разрезов на Западном Сахалине. На восточной окраине Азии изливались наземные кислые

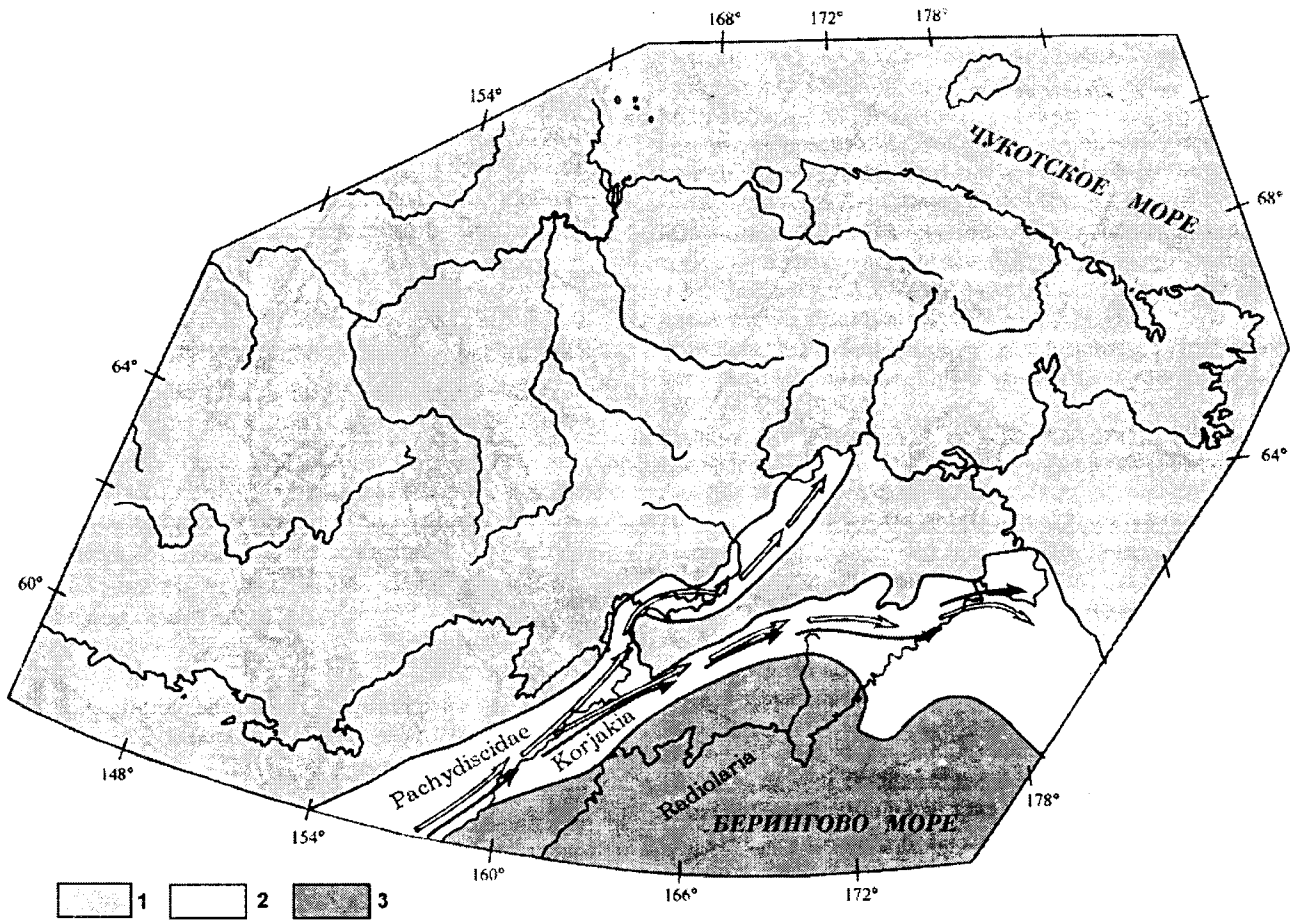


Рис.17. Позднемаастрихтская обстановка на северо-востоке России. По [21] с упрощением.

1- суша; 2 - окраинное море; 3 - глубокое море. Стрелками показано направление миграции основных групп моллюсков.

лавы, а на западном побережье Сахалина - субаквальные вулканисты.

Кардинальные изменения в составе растительности на Востоке России произошли не в конце, а в середине маастрихта [8,13]. Возможно эти изменения и привели к вымиранию динозавров. Их остатки найдены в среднем течении Амура.

Исследования остатков растений в Циркум-Арктическом регионе на границе мела и палеогена Р. Спайсера, А.Германа и др.в 1991-96 гг. показали, что резких изменений флоры на этой границе не наблюдается. Изменения начались раньше, в позднем маастрихте. На этом основании Р. Спайсер сделал вывод (устное сообщение), что если и был эффект от падения космического тела, то он не был глобальным, а локализовался в средних широтах Северной Америки. Данные по Востоку России согласуются с этим выводом [13]. Геохимический анализ проб из флороносных маастрихтских слоев Малой Курильской гряды показал лишь незначительное повышение содержания иридия [12].

## ДИСКУССИЯ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Корреляция меловых событий, имевших место на Востоке России, с глобальными событиями показала, что большинство глобальных событий в той или иной мере, в той или иной форме нашли отражение в меловой истории Восточной России. Однако в ряде случаев полной синхронности не наблюдается, и дальневосточные события начинаются или немного раньше или немного запаздывают по сравнению с пиками на глобальных кривых. Обычно этот интервал не превышает полвека - век. При этом следует иметь в виду, конечно, существующую точность определения времени тех или иных событий.

Подводя итоги корреляции главных групп событий, можно констатировать следующее.

Главнейшие позднемезозойские фазы реорганизации кинематики литосферных плит нашли отражение на Востоке России в виде: 1) позднеюрско-раннеэокомского рифтогенеза, отчленения от континента энсиалических островных дуг; 2) готе-

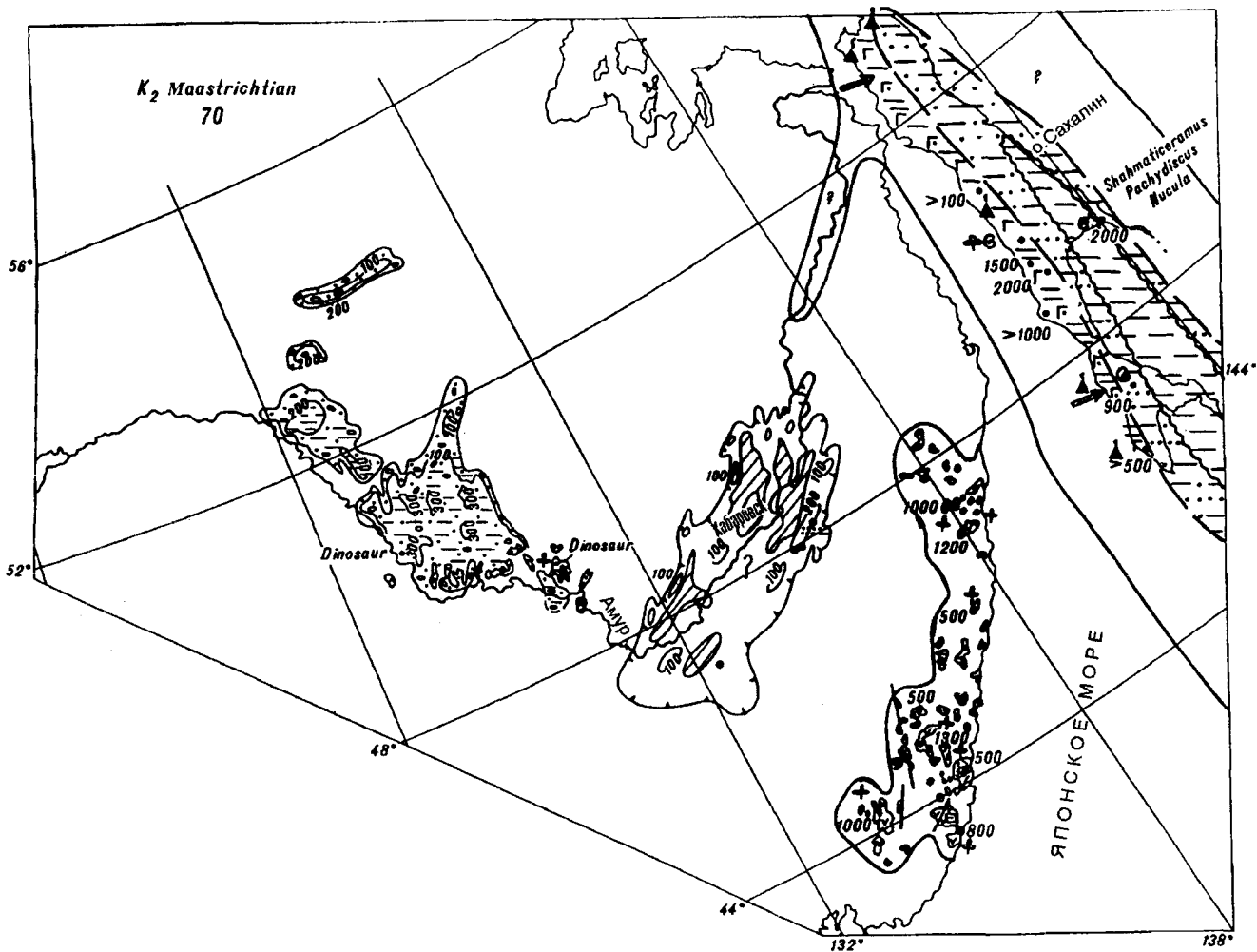


Рис.18. Маастрихтская обстановка на юго-востоке России. По [34] с дополнениями О.А.Мельникова по о.Сахалин. См.условные обозначения к рис.4.

ривской колымской (позднекимерийской) орогении, связанной с формированием трансформной континентальной окраины, вызванной возросшей скоростью конвергенции плит и изменением направления их движения; 3) среднеальбских коллизионных процессов; 4) общем воздымании региона в конце маастрихта. Следы кампанских глобальных движений выражены слабо. Изменения скорости и направления движений плит, рассчитанные С.Маруямой и Т.Сено [36], не всегда коррелируются с реальными геологическими событиями на Восточноазиатской окраине, возможно, из-за недостаточной изученности, недостатка палеомагнитных данных.

Пики вулканизма довольно хорошо коррелируются с глобальной кривой. Некомский вулканизм был весьма умеренным на Востоке России. В апте имел место преимущественно островодужный вулканизм. Пик вулканизма приходится на по-

здний альб-коньяк, когда формировались Охотско-Чукотский и Восточно-Сихотэ-Алинский окраинно-континентальные вулканические пояса.

На Восточноазиатской окраине достаточно уверенно фиксируются готерив-барремская (в барреме), альб-сеноманская (середина альба) глобальные трансгрессии. Несколько слабее выражена кампанская (поздний кампан) трансгрессия, следы которой отмечены лишь на Сахалине и Камчатке.

Наиболее резкая смена комплексов фауны и флоры происходила в готериве, середине альба и середине маастрихта. Сильное похолодание на Востоке России по комплексам флоры отмечается в середине альба, а не в туроне, как это предполагается глобальными реконструкциями. Возможно, здесь фиксируются самые ранние признаки похолодания.

Проявления "бескислородных событий" на Востоке России изучены слабо. Они предполага-

ются в апте, а также, по аналогии с разрезами Японии, где они хорошо изучены, на границе сеномана-турона и, возможно, в коньяке.

Глобальный среднемеловой пик генерации нефти на Востоке России выражен лишь небольшим месторождением газа в Верхнебуреинской впадине. Следует заметить, однако, что изученность меловых осадочных бассейнов Восточной России очень слабая.

### БЛАГОДАРНОСТИ

Я благодарна проф. Н.И.Филатовой за предоставленные палеогеографические материалы по северо-востоку России и доктору О.А.Мельникову - по Сахалину.

Я весьма признательна проф. Х.Окаде за финансовую поддержку и предоставленную возможность сделать доклад на совещании по проекту - 350 в г.Пекине во время 30-го Международного геологического конгресса.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Басов И.А., Вишневская В.С. Стратиграфия верхнего мезозоя Тихого океана. М.: Наука, 1991. 200 с.
2. Белый В.Ф. Геология Охотско-Чукотского вулканического пояса. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 76 с.
3. Вишневская В.С. Массовые вымирания радиолярий в северо-западной Пацифике и их возможные причины. Эволюция экосистем: Тез. М.: ПИН РАН, 1995.
4. Вулканогенный мел Дальнего Востока. Сб. науч.ст. Ред. В.А.Красилов. Владивосток. ДВО АН СССР. 1989. 148 с.
5. Геологическое строение и полезные ископаемые СССР. Т.8. Восток СССР/Ред. Л.И.Красный и В.К.Путинцев. Л.: Недра, 1984. 360 с.
6. Жарков М.А., Мурдмаа И.О., Филатова Н.И. Палеогеография середины мелового периода//Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1995. Т.3, № 3. С.15-41.
7. 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.
8. Кириллова Г.Л., Маркевич В.С., Бугдаева Е.В. Корреляция геологических и биологических событий в меловых бассейнах юго-восточной России//Тихоокеан. геология. 1996. №3. С.38-49.
9. Кириллова Г.Л., Лю Чжаоцзюнь, Ван Сыминь, Варнавский В.Г., Крапивенцева В.В. Стратиграфическая корреляция верхнемезозойско-кайнозойских разрезов Среднеамурского (Саньцзян) осадочного бассейна //Тихоокеан. геология. 1996. № 6. С.81-102.
10. Континентальный мел СССР: Сб. науч. ст./Ред. В.А.Красилов. Владивосток: ДВО АН СССР. 1990. 148 с.
11. Красилов В.А. Меловой период. Эволюция земной коры и биосферы. М.: Наука, 1985. 240 с.
12. Красилов В.А., Блохина Н.И., Маркевич В.С., Серова М.Я. Мел-палеоген Малокурильской гряды (Новые данные по палеонтологии и геологической истории) Владивосток: ДВО РАН, 1988. 140 с.

13. Маркевич В.С. Меловая палинофлора Востока Азии. Владивосток: Дальнаука, 1995. 205 с.
14. Мельников О.А. Структура и геодинамика Хоккайдо-Сахалинской складчатой области. М.: Наука, 1987. 94 с.
15. Меловой период Дальнего Востока: стратиграфия, вулканизм, седиментация, тектоника и полезные ископаемые: Библиографический указатель. 1960-1993 гг/ Ред. Г.Л.Кириллова. Хабаровск, 1995. 132 с.
16. Милановский Е.Е. О корреляции фаз учащения инверсий геомагнитного поля, понижений уровня Мирового океана и фаз учащения деформаций сжатия земной коры в мезозое и кайнозое//Геотектоника. 1996. № 1. С.3-11.
17. Морин А.О. Возраст, кинематика и амплитуда Прибрежного разлома (Западное Приохотье)//Тихоокеан. геология. 1994. № 5. С.133-140.
18. Найдин Д.П., Похилайнен В.П., Кац Ю.И., Красилов В.А. Меловой период. Палеогеография и палеоокеанология. М.: Наука, 1996. 262 с.
19. Натальин Б.А., Фор М., Монье П., Борукаев Ч.Б., Приходько В.С., Врублевский А.А. Анойский метаморфический купол (Сихотэ-Алинь) и его значение для мезозойской геодинамической эволюции Восточной Азии //Тихоокеан. геология. 1994. №6. С.3-24.
20. Неустроева И.Ю. Корреляция пограничных слоев юры и мела Евразии по неморским остракодам //Континентальный мел СССР. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С.12-14.
21. Похилайнен В.П. Мел Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 37 с.
22. Сей И.И., Калачева Е.Д. Биостратиграфические критерии границы юрской и меловой систем для территории России. СПб.: ВСЕГЕИ, 1993. 60 с.
23. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации, магматизм и рудообразование М.: Наука, 1989. 164 с.
24. Филатова Н.И. Эволюция меловых обстановок на северо-востоке Азиатского континента //Стратиграфия и геол. корреляция. 1995. Т.3, № 3. С.64-75.
25. Ханчук А.И. Геологическое строение и развитие континентального обрамления северо-запада Тихого океана: Автореф. дис. д-ра геол.-минер. наук. М., 1993. 31 с.
26. Ханчук А.И., Голозубов В.В., Мартынов Ю.А., Симаненко В.П. Раннемеловая и палеогеновая трансформные континентальные окраины (калифорнийский тип) Дальнего Востока России/Тектоника Азии. М.: ГЕОС, 1997. С.240-243.
27. Чумаков Н.М. Проблема теплой биосферы // Стратиграфия и геол. корреляция. 1995. Т. 3, № 3. С.3-14.
28. Чумаков Н.М., Жарков М.А, Герман А.Б., Долуденко М.П., Каландалзе Н.Н., Лебедев Е.Л., Пономаренко А.Г., Раутиан А.С. Климатические пояса в середине мелового периода //Стратиграфия и геол. корреляция. 1995. Т.3, № 3, С.42-63.
29. Arnaud-Vanneau A. et al. Carbonate build-up of atolls and guyots in the Northwestern Pacific: preliminary results from ODP Leg 144 // Marine Geology. C.R. Acad.Sci.Paris, 1993. V. 317, ser. II. P. 947-954.
30. Haq В.У., Hardenbol J., Vail P.R. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level changes //Sea-level changes: an intergrated approach. Soc.Econ.Paleontologists and Mineralogists. Spec. Publ.USA, Oklahoma: Tulsa, 1988. N 42. P. 11-108.

*G.L.Kirillova*

### **Correlation of Cretaceous events in East Russia with the global record**

Cretaceous events in East Russia have been correlated with the global ones using schemes of R.Larson (1991) and E.Milanovsky (1996). Stage-level correlations are used to show that the principal Late Mesozoic lithospheric plate movements in East Russia include deep-crustal rifting in the Late Jurassic, large-scale, left-lateral strike-slip fault movements in the Hauterivian, intensive orogenic movements in the middle Albian, and widespread elevation of the region in the late Maastrichtian. Interpretations of Campanian global plate motions are traceable, but of limited precision. Previous calculations of variations in velocity vectors and plate motions made by S.Maruyama and T.Seno, are not always corroborated by the record of Cretaceous geological events along the East Asia margin, probably due to the lack of local geological data. The acme of volcanic activity during which the Okhotsk-Chukchi and East Sikhote-Alin volcanic belts developed, occurred in Albian-Coniacian time, consistent with global volcanic activity (Aptian-Santonian). Barremian and Albian global transgressions were also manifested along the East Asia margin and abrupt changes in faunal and floral complexes occurred during the Hauterivian, mid-Albian and mid-Maastrichtian. A distinct turn to cooler conditions in the Far East took place in the middle Albian, rather than in the Turonian, when the initial change to cooler global conditions has been proposed. "Anoxic events" in East Russia are widespread in the Aptian, and are also interpreted to take place at the Cenomanian-Turonian boundary and in Coniacian time. Cretaceous oil in the Far East remains poorly investigated, except for a small Albian-Cenomanian gas field in the Bureya basin.

## ЮРСКО-НИЖНЕМЕЛОВАЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ АЗИИ: РЕКОНСТРУКЦИЯ ПО ИЗМЕНЕНИЮ АССОЦИАЦИЙ ТЯЖЕЛЫХ МИНЕРАЛОВ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

*В.П. Нечаев\**, *М. Мусашино\*\**, *Донг У Ли\*\*\**

\* *Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток*

\*\* *Университет образования г. Киото, Япония*

\*\*\* *Национальный университет г. Конгжу, Ю. Корея*

В статье обобщаются имеющиеся сведения по тяжелым минералам осадочных пород Циркум-Япономорского региона с целью осветить наиболее спорные моменты формирования его геологической структуры. Для этого используются литературные данные по Нижнеамурскому, Самаркинскому, Таухинскому, Журавлевскому и Сергеевскому террейнам Сихотэ-Алиня, северо-восточной части бассейна Кенсан Южной Кореи, а также результаты собственного изучения террейнов Ультра-Тамба, Симанто, Северного и Южного Чичибу юго-западной Японии. В результате актуалистической интерпретации собранного материала подтвержден вывод о том, что тектоническая ситуация региона в юрско-раннемеловой этап его эволюции постоянно определялась косым схождением океанической и континентальной плит. В юрско-валанжинское время на окраине континента формировались аккреционные призмы. Механизмом их образования предполагается косая и медленная (не вызывающая вулканизма) субдукция, сопровождаемая локальными коллизиями. Эта тектоническая обстановка определялась нахождением окраины в задуговой области и была возможна благодаря частичной компенсации схождения плит субдукцией под выдвинутые в океан энсиматические островные дуги. В валанжин-готеривское время произошло, по-видимому, столкновение аномального блока океанической плиты с магматической дугой на юге региона. Этот кризис привел к значительному усложнению границы плит. Континентальная окраина, относительно прямолинейная на значительном протяжении в юрско-валанжинское время, была разобщена левосторонними сдвигами на несколько сегментов. Возникла новая система островных дуг, в тылу которых на континентальных склонах накапливались мощные толщи турбидитов. В барреме-альбе геодинамическая система окраины еще более усложнялась из-за многочисленных коллизий в зонах субдукции и сдвигов, хотя в целом она так и оставалась областью косо́го схождения плит.

### ВВЕДЕНИЕ

Данная работа нацелена на проверку имеющихся гипотез о юрско-нижнемеловой эволюции восточной окраины Азии на основе изучения тяжелых минералов осадочных пород. Этот этап геологического развития вызывает повышенный интерес, поскольку он считается критическим в формировании современной структуры региона. Практически все исследователи сходятся на том, что континентальная окраина этого времени представляла собой область косо́го схождения океанической и континентальной плит [4,7,8,16,17,27,29 и др.]. Разногласия начинаются при конкретизации этой общей концепции. С нашей точки зрения, проблема состоит в том, что невероятная изменчивость объекта в пространстве и времени, а также недостаток знаний о нем заставляют авторов гипотез слишком упрощать природу и придавать одному геодинамическому процессу (субдукции или сдвиговому движению) большую роль, чем другому. Так, например, В.П. Уткин [16,17] считает крупно-

масштабные левосторонние сдвиги и осложняющие их другие (более низкого порядка) тектонические движения, а также производные магматические, метаморфические и осадочные процессы главными в мезозойской эволюции региона. С другой стороны, в гипотезах Маруямы с соавторами [27], Б.А. Натальина [7,8,29], В.В. Голозубова и А.И. Ханчука [4], преувеличена роль субдукции, хотя реконструкции этих авторов не так односторонни и отдают сдвигам значительную роль на определенных этапах раннемеловой истории.

Изучая геологическое развитие региона, большинство современных исследователей основывается на нескольких представлениях. Некоторые из них вызывают определенные сомнения. Особенно подозрителен постулат о том, что тектонические меланжи с заключенными в них блоками пород континентального и океанического происхождения считаются индикаторами нормальной субдукции даже тогда, когда вблизи отсутствуют фрагменты магматических дуг, одновозрастных меланжам. Чтобы восстановить необходимую ассоциацию

“субдукционного” комплекса и магматической дуги предполагаются значительные вторичные перемещения комплексов по латерали. Так, например, Б. А. Натальин [7,8,29] и, вслед за ним, В.В. Голозубов и А.И. Ханчук [4] считают, что юрско-валанжинские террейны аккреционных призм Сихотэ-Алиня формировались перед вулканической дугой юго-восточного Китая и Южной Кореи, а затем были перемещены далеко на север по левосторонним сдвигам. Однако мы не видим подтверждения этому в составе самих меланжей, где отсутствуют вулканиды какой бы то ни было дуги. В то же время, субдукционная природа других террейнов аккреционных призм не вызывает сомнения, поскольку их меланжи содержат включения океанических образований (пелагических осадочных пород, толеитовых и щелочных базальтов, интрузивных офиолитов) и вулканидов островных дуг и/или активных континентальных окраин, как, например, было недавно обнаружено в Нижнеамурском террейне альб-сеноманской аккреционной призмь северного Сихотэ-Алиня [6,12].

Террейны, составленные мощными толщами нижнемеловых турбидитов, считаются образованными в условиях продольного скольжения океанической и континентальной плит без всякого участия субдукции на том основании, что эти турбидиты, включая сопутствующие берриас-валанжинские олистостромы, содержат обломочный материал чисто континентального происхождения. Юрские кремни и базальты, имеющиеся, например, в Журавлевском турбидитовом террейне южного Сихотэ-Алиня, рассматриваются как остатки океанической коры из фундамента бассейна. Эти остатки, а также пелагические осадочные породы (кремни), разновозрастные журавлевским турбидитам в более восточных террейнах, считаются свидетельствами того, что турбидиты отлагались на океанической коре непосредственно у континентального подножия. При этом, несмотря на фрагменты разновозрастных турбидитам вулканических дуг в соседних террейнах (например, фрагменты валанжин/готерив-альбских дуг в Кемском террейне восточного Сихотэ-Алиня, на о-вах Монерон и Ребун в Японском море, а также в горах Кабато на Хоккайдо и террейна Северный Китаками на северо-восточном Хонсю, рис. 1), предполагается, что турбидиты отлагались на окраине открытого океана [4]. Фрагменты дуг оказались по соседству с турбидитами в результате средне-меловых перемещений по левосторонним сдвигам. Все эти предположения, кроме образования турбидитов на окраине открытого океана, кажутся хорошо обоснованными. Что же касается последнего, то, с нашей точки зрения, не исключено, что турбидиты накап-

ливались в окраинном море, чья островная дуга была сильно выдвинута в океан, так что ее вулканизм не оказывал заметного влияния на лавинное приконтинентальное осадконакопление.

Причинами раннемеловых тектонических перестроек в регионе называются постепенные изменения в ориентировке движения плит [4] и блокирование субдукции микроконтинентами, движущимися к континенту в составе океанической плиты, и террейнами, перемещающимися по сдвигам вдоль окраины [7,8,27,29]. Коллизионные перестройки хорошо обоснованы соответствующими тектоническими (чешуйчато-надвиговыми и складчатыми) структурами, магматическими (высоглиноземистыми гранитоидами) и динамо-метаморфическими комплексами, тогда как изменения в ориентировке движения плит кажутся умозрительными, хотя и вполне вероятными в условиях сложного взаимодействия континентальной и океанической литосферы. Следует только добавить, что, судя по присутствию в меланжах высокобарных офиолитов и щелочных базальтов внутритрокеанического типа, коллизии, сопровождающие косое схождение плит в регионе, были часто вызваны аномальными блоками океанической литосферы, наподобие тех, что сейчас находят в районах различных внутритрокеанических поднятий.

Задача следующих палеотектонических реконструкций, видимо, в том, чтобы путем изыскания новых фактов, более детальной корреляции породных комплексов и, несомненно, критической переработки существующих представлений разработать геодинамическую модель, соответствующую природе сложно-меняющейся юрско-раннемеловой окраины. В этой работе приводятся результаты актуалистической интерпретации данных о тяжелых минералах, которые недостаточны для разработки полноценной новой модели, но могут быть использованы для этого наряду с другими сведениями в будущем. Иначе говоря, мы не предлагаем новую концепцию развития региона, а лишь пытаемся уточнить некоторые ключевые моменты этого развития.

#### ИСТОЧНИКИ ДАННЫХ, РАЙОНЫ И МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ

Настоящее исследование основано на результатах изучения тяжелых обломочных минералов осадочных пород, известных из литературы по Сихотэ-Алиню, Сахалину и Южной Корее [1, 2, 5, 12, 25] и дополненных оригинальными анализами, выполненными в лаборатории седиментологии ДВГИ ДВО РАН после полевых работ на Сихотэ-Алине и в Японии в 1994-1995 годах. В частности, использовались данные по району оз. Удыль (Ниж-



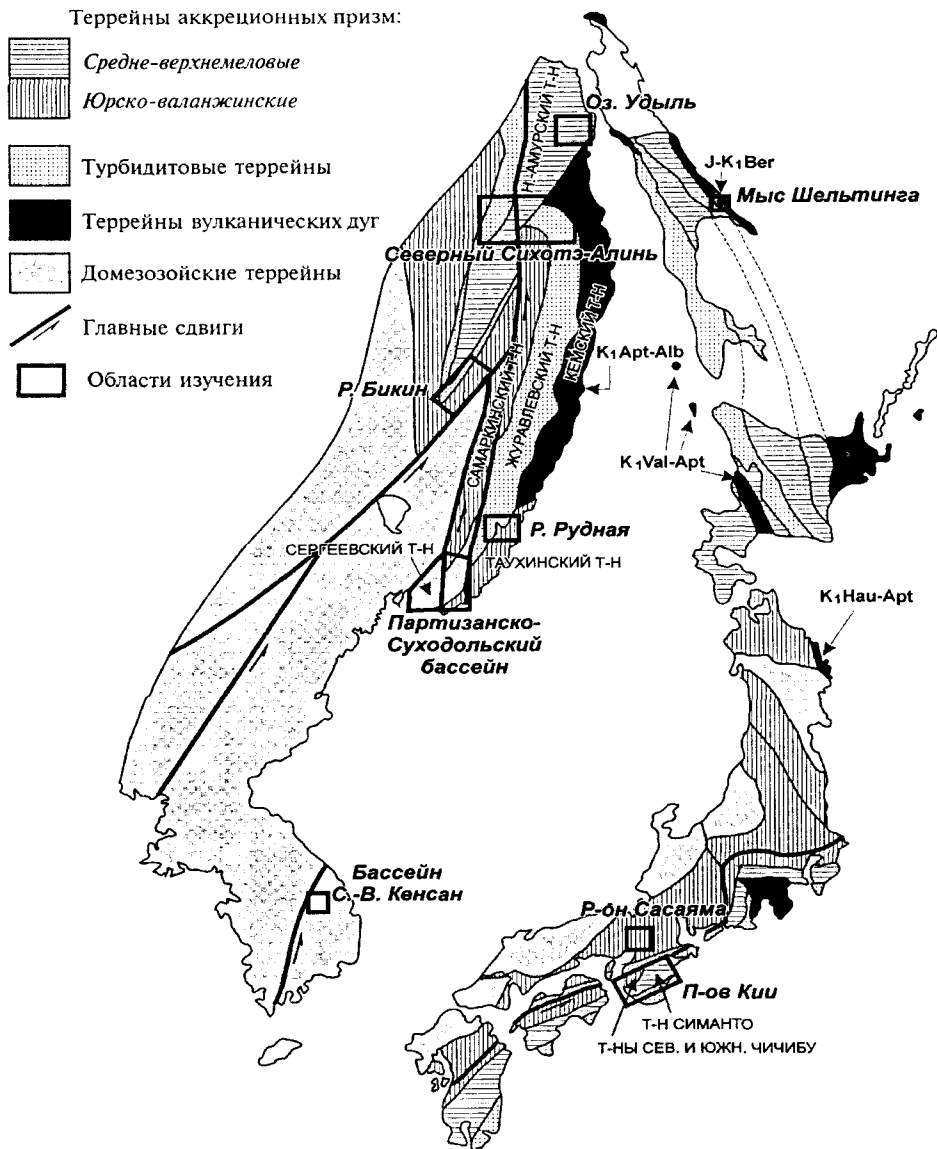


Рис.1. Местонахождение районов изучения на схеме террейнов циркум-Япономорского региона (по А.И.Ханчуку, рабочий вариант, с дополнениями авторов)

неамурский террейн), северному Сихотэ-Алиню (Самаркинский и Журавлевский террейны), бассейнам рек Бикин (Самаркинский и Журавлевский террейны) и Рудная (Таухинский и Журавлевский террейны) и Партизанско-Суходольскому бассейну (Сергеевский террейн) Сихотэ-Алиня, мысу Шельтинга на восточном Сахалине, северо-восточной части бассейна Кенсан Южной Кореи, району Сасаяма (террейн Ультра-Тамба) и п-ову Кии (террейны Южный и Северный Чичибу и Симанто) юго-западной Японии (рис. 1). Все эти данные характеризуют, главным образом, нижнемеловые и, в меньшей степени, юрские отложения Циркум-Япономорского региона. Они приведены в виде средних минеральных составов, сгруппированных по местонахождению и возрасту, в таблице. Все анализы сделаны используя стандартные процедуры дробления образцов, извлечения тяжелой фракции в бромформе и подсчета зерен в иммерсион-

ных жидкостях. Аутигенные минералы в составах не учитывались. Методика интерпретации данных основана на актуалистическом подходе и описана в публикациях [9-12,30-34].

## РЕЗУЛЬТАТЫ

Рассматриваемые ассоциации тяжелых минералов могут быть подразделены на три группы (рис. 2). Первая, в которой преобладают обычные мафические минералы магматических пород (пироксены и роговая обманка - компонент MF), представляет осадочные породы юры-берриаса мыса Шельтинга (восточный Сахалин), валанжин/готерив-баррема р-она оз. Удыль (Нижнеамурский террейн) и альба р-она Сасаяма (террейн Ультра-Тамба). Согласно положению на дискриминационных диаграммах рис. 2 все эти отложения образовались под прямым влиянием вулканических дуг. При этом, все ассоциации имеют одну общую осо-

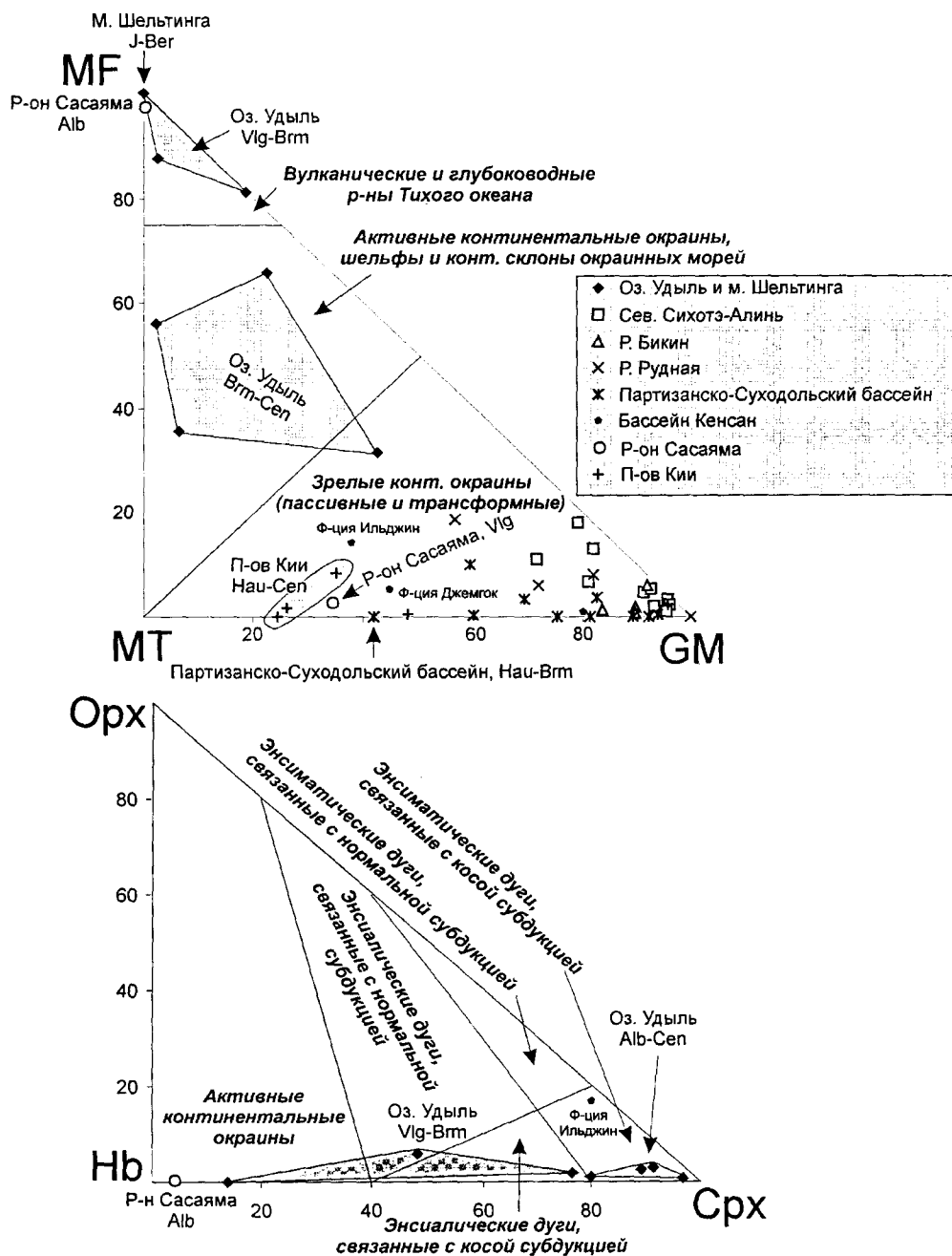
Средние составы (%) тяжелой фракции (0,01-0,1 мм) юрско-нижнемеловых осадочных пород циркум-Япономорского региона

Местонахождение, возраст (толща) *	К-во проб	Sp	Mt	Ilm	Lcx	Opх	Cpx	Hb	Ep+Act	Zr	Grn	Sph	Trm	Ap	Rut	Cor	And+Kln+Mon +St
<b>Оз. Удыль, Нижнеамурский террейн <sup>[12]</sup></b>																	
K <sub>1,2</sub> Alb-Cen	3	42.9	0.4	2.3	0.2	0.0	2.3	14.4	16.1	2.8	11.1	5.7	0.2	1.5	0.0	0.0	0.0
K <sub>1,2</sub> Alb-Cen	23	16.7	2.7	2.2	1.7	0.4	17.1	4.9	5.5	29.9	12.8	3.1	0.1	2.9	0.0	0.0	0.0
K <sub>1,2</sub> Alb-Cen	31	40.4	2.7	5.8	0.5	1.8	14.3	13.6	2.4	10.1	2.9	3.0	0.0	2.5	0.0	0.0	0.0
K <sub>1,2</sub> Btm-Cen	12	2.1	26.4	0.0	0.0	1.1	35.2	2.0	24.1	1.4	4.6	1.3	0.0	1.6	0.1	0.0	0.0
K <sub>1</sub> Hau-Btm	6	0.6	9.1	0.0	0.0	0.7	86.8	1.8	0.1	0.0	0.0	0.8	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0
K <sub>1</sub> Vlg-Btm	2	0.0	0.5	0.0	0.0	1.0	69.0	16.2	5.6	2.5	4.1	0.0	0.0	1.0	0.0	0.0	0.0
K <sub>1</sub> Vlg-Btm	10	1.2	18.4	21.8	2.8	0.0	35.3	7.8	0.0	9.8	0.1	0.0	0.0	2.7	0.1	0.0	0.1
<b>Северный Сихотэ-Алинь, Журавлевский террейн <sup>[2]</sup></b>																	
K <sub>1</sub> Alb (Удоминская свита)	14	11.1	7.0	3.9	5.4	0.0	8.2	0.9	2.8	56.1	0.5	0.8	0.6	2.0	0.6	0.0	0.1
K <sub>1</sub> Alb (Ларгасинская свита)	14	6.4	8.4	6.7	6.0	0.0	4.4	7.4	1.0	51.3	0.8	0.6	0.5	2.6	0.9	0.0	3.0
K <sub>1</sub> Art-Alb (Уктурская свита)	7	6.7	4.1	2.4	5.4	0.0	2.7	0.9	1.2	70.0	1.8	0.5	0.3	3.5	0.7	0.0	0.0
K <sub>1</sub> Vlg (Пиванская свита)	9	0.7	0.0	3.4	7.1	0.0	3.8	2.0	0.7	66.3	9.5	0.1	2.1	2.4	1.4	0.0	0.5
K <sub>1</sub> Ber-Vlg (Пионерская свита)	3	1.6	0.0	5.7	7.8	0.0	1.4	0.0	0.1	67.4	3.6	0.0	2.0	9.2	0.0	0.0	1.2
K <sub>1</sub> Ber (Горшская свита)	4	1.6	6.6	5.1	14.9	0.0	3.3	0.2	0.6	61.3	0.8	0.4	0.5	4.5	0.2	0.0	0.0
<b>Северный Сихотэ-Алинь, Самаркинский террейн <sup>[2]</sup></b>																	
J-K <sub>1</sub> (Джаурская свита)	13	1.0	0.0	1.9	18.1	0.0	0.9	1.3	0.0	70.4	0.9	0.2	1.0	3.6	0.5	0.0	0.2
<b>Р. Бикин, Журавлевский террейн <sup>[2]</sup></b>																	
K <sub>1</sub> Alb	17	25.9	1.4	7.2	6.0	0.0	2.9	0.5	0.1	51.7	1.0	0.1	0.2	0.8	0.4	0.0	1.8
K <sub>1</sub> Vlg	18	5.7	1.2	4.4	3.1	0.0	0.4	0.0	4.4	70.5	3.5	0.6	0.7	3.6	1.9	0.0	0.0
<b>Р. Бикин, Самаркинский террейн <sup>[2]</sup></b>																	
K <sub>1</sub> Ber-Vlg	4	8.1	0.0	2.5	11.0	0.0	1.0	0.0	0.0	62.2	11.2	1.0	0.3	2.5	0.2	0.0	0.0
J <sub>3</sub> K <sub>1</sub> Ber	46	4.2	1.4	4.3	6.2	0.0	1.5	0.3	0.4	68.1	5.6	0.7	1.2	5.3	0.4	0.0	0.4
<b>Р. Рудная, Журавлевский террейн <sup>[5]</sup></b>																	
K <sub>1</sub> Art-Alb	20	3.5	0.6	3.3	9.3	0.2	3.0	1.4	0.8	48.7	16.4	0.3	6.4	3.3	2.2	0.3	0.3
K <sub>1</sub> Hau-Btm	6	3.5	0.0	0.8	10.9	0.0	4.6	0.2	5.9	36.8	0.0	0.0	11.8	4.8	20.3	0.0	0.4
<b>Р. Рудная, Таухинский террейн</b>																	
K <sub>1</sub> Ber-Vlg <sup>[5]</sup>	1	0.2	0.0	0.0	1.7	0.0	0.0	0.0	0.0	94.7	0.0	0.0	0.7	0.7	1.7	0.0	0.3
J <sub>3</sub> -K <sub>1</sub>	2	0.0	0.5	0.7	20.9	0.0	0.0	14.6	0.2	43.5	19.1	0.0	0.2	0.0	0.2	0.0	0.0
<b>Партизанско-Суходольский бассейн, Сергеевский террейн <sup>[14]</sup></b>																	
K <sub>1</sub> Htr-Btm--Alb (Верхняя угленосная толща)	19	0.4	3.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	3.4	70.5	3.9	0.0	17.5	0.0	0.0	0.6	0.0
K <sub>1</sub> Htr-Btm--Alb (Верхн. безугольная толща)	27	0.0	7.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	1.6	40.0	2.1	0.2	19.4	0.6	0.0	0.9	27.3

Местонахождение, возраст (толща) *	К-во проб	Sp	Mt	Ilm	Lcx	Orx	Cpx	Hb	Ep+Act	Zr	Grn	Sph	Trm	Ap	Rut	Cor	And+Knt+ Mon+St
K <sub>1</sub> Htr-Btm--Alb (Средняя угленосная толща)	50	0.0	54.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	4.3	35.2	0.5	0.2	5.6	0.0	0.0	0.0	0.1
K <sub>1</sub> Htr-Btm--Alb (Средн. безугольная толща)	3	0.0	60.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	4.9	14.8	2.5	0.0	17.6	0.0	0.0	0.0	0.0
K <sub>1</sub> Htr-Btm--Alb (Нижняя угленосная толща)	16	0.0	52.2	0.0	2.7	0.0	0.0	0.0	14.6	12.8	4.3	0.1	0.8	0.0	0.1	0.0	12.4
K <sub>1</sub> Vlg (Ключевская свита)	35	0.0	11.8	0.0	2.9	0.0	0.0	2.2	19.2	46.1	0.0	0.0	2.0	14.8	0.0	0.0	1.0
K <sub>1</sub> Ber (Верхн. подсвита Чигановской св.)	13	0.6	0.1	0.8	3.7	0.0	0.3	2.7	1.3	62.5	9.2	6.3	2.3	8.9	1.1	0.0	0.1
<b>Северо-восточная часть бассейна Кенсан, Ю. Корея</b> <sup>[26]</sup>																	
K <sub>1</sub> Apt-Alb (Jeongok Fm.)	12	0.6	8.2	25.0	5.3	0.1	0.9	2.1	14.1	12.5	11.3	5.7	9.4	3.5	0.8	0.0	0.6
K <sub>1</sub> Apt-Alb (Huryeongdong Fm.)	12	1.0	10.3	24.6	13.9	0.0	0.2	0.1	0.5	21.2	7.7	1.5	10.4	4.0	1.8	0.0	2.8
K <sub>1</sub> Apt-Alb (Iljing Fm.)	11	0.1	5.3	34.8	10.2	1.1	5.0	0.1	19.7	9.4	1.8	0.5	5.3	3.5	0.9	0.0	2.2
<b>М. Шельтинга, Восточный Сахалин</b>																	
J <sub>2</sub> -K <sub>1</sub> Ber	2	0.0	28.3	0.0	0.0	1.8	64.1	5.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
<b>Р-н Сасаяма, террейн Ультра-Тамба</b>																	
K <sub>1</sub> Alb (Upper Sasayama Group)	1	0.0	0.0	0.0	0.7	0.4	4.1	89.9	2.2	0.4	0.0	0.0	0.0	2.2	0.0	0.0	0.0
K <sub>1</sub> Vlg (Lower Sasayama Group)	2	0.4	1.1	0.6	2.9	0.0	0.2	2.3	4.9	30.2	52.2	2.1	1.1	1.6	0.5	0.0	0.0
<b>П-ов Кии, террейн Симанто</b>																	
K <sub>1-2</sub> Alb-Cen	6	0.8	0.2	11.0	6.7	0.0	0.0	1.2	28.2	19.7	27.7	3.4	0.3	0.5	0.3	0.0	0.0
<b>П-ов Кии, террейн Сев. Чичibu</b>																	
K <sub>1</sub> Btm	2	3.9	0.0	6.2	9.1	0.3	5.1	0.9	25.3	26.9	18.0	3.4	0.0	0.5	0.3	0.0	0.0
K <sub>1</sub> Hau	3	37.6	2.2	3.9	10.4	0.0	0.0	0.0	26.8	10.7	6.8	1.0	0.1	0.4	0.1	0.0	0.0
<b>П-ов Кии, террейн Южн. Чичibu</b>																	
K <sub>1</sub> Vlg-Btm (олистострома)	2	0.1	0.0	1.1	2.0	0.9	0.5	0.9	0.0	87.9	1.5	0.1	0.1	4.4	0.5	0.0	0.0
J (олистострома)	1	0.7	0.0	2.9	2.9	0.0	0.0	0.0	0.7	35.0	39.1	1.5	1.5	0.7	0.7	14.2	0.0

Примечание.\* Источники информации согласно списка литературы; отсутствие цифры означает оригинальные данные. Названия толщ в первой колонке указаны только для устоявшихся региональных названий.

Индексы минералов: Sp - хромистая шпинель; Mt - магнетит; Ilm - ильменит; Lcx - лейкоксен; Orx - ортопироксен; Cpx - клинопироксен; Hb - роговая обманка; Ep - эпидот (группа); Act - актинолит; Zr - циркон; Grn - гранат; Sph - сфен; Trm - турмалин; Ap - апатит; Rut - рутил; Cor - корунд; And - андалузит; Knt - кианит; Mon - монацит; St - ставролит.



**Рис. 2.** Дискриминационные диаграммы для различения ассоциаций тяжелых обломочных минералов из различных геодинамических обстановок, разработанные на основе актуалистического подхода [30-33]. MF - сумма содержаний оливина, орто- и клинопироксенов (Орх, Срх) и буро-зеленой роговой обманки (Нб); MT - сумма содержаний эпидота (Ер), граната (Grn), бледно-окрашенных амфиболов (Act); GM - сумма содержаний циркона (Zr), турмалина (Trm), ставролита (St), дистена (Kn), и андалузита (And). Поля на диаграмме Орх-Нб-Срх предназначены для распознавания геодинамических характеристик только по осадкам вулканических дуг и сопряженных глубоководных желобов.

бенность - они почти не содержат ортопироксена (диаграмма Срх-Орх-Нб на рис. 2), что характерно для дуг, сопряженных с острым углом схождения плит [32].

Богатая клинопироксеном вулканокластика из района оз. Удыль и мыса Шельтинга указывает на энциматические дуги, подобные современной Идзу-Бонинской дуге [12,32]. Восточно-Сахалинские вулканиды по возрасту (юра-берриас) коррелируется с магматической дугой Юго-Восточного

Китая и Южной Кореи [4,7,8,25,29,40]. Они, видимо, могут быть фрагментом продолжения этой дуги с континента в океан. Нижнеамурский фрагмент по возрасту и петрологии коррелируется с остатками валанжин/готерив-аптской дуги на о-вах Монерон и Ребун (северная часть Японского моря) и в горах Кабато (Хоккайдо) [13,14,24,35]. Южнее эта цепь может быть продолжена к террейну Северного Китаками, включающему кислые магматические породы, которые близки по возрасту (готерив-баррем), но отличны по составу (указывающие на энсиалическую дугу) [28].

Богатая роговой обманкой вулканокластика из альбской части группы Сасаяма накопилась, вероятно, на энсиалической дуге типа современной Филиппинской дуги (диаграмма Срх-Орх-Нб на рис. 2) [32]. Этот комплекс по возрасту коррелируется с фрагментами апт-альбской островной дуги в Кемском террейне восточного Сихотэ-Алиня (Самаргинская дуга по В.П. Симаненко [14]).

Необходимо отметить, что взаимоотношения между упомянутыми валанжин/готерив-альбскими фрагментами дуг не ясны. Они могут представлять либо одну дугу, длительно развивавшуюся на различном субстрате, либо несколько самостоятельных дуг. В дальнейшем, для простоты, мы будем условно ссылаться на них как на две (валанжин/готерив-аптскую и апт-альбскую) островодужные системы.

Вторая ассоциация, характеризующаяся наличием мафических (MF), метаморфических (MT) и гранитно-метаморфических (GM) компонентов, представляет баррем-сеноманские осадочные породы Нижнеамурского террейна. Согласно уже опубликованной интерпретации [12], баррем-аптские ассоциации этой группы указывают на размыв остаточной энсиматической дуги, а альб-сеноманские - на непосредственное влияние энсиалической вулканической дуги. Последняя может быть идентифицирована как Хинган-Охотская активная континентальная окраина по Б.А. Натальину [7,8,29]. Судя по низкому содержанию ортопироксена в осадках, Хинган-Охотская окраина, как и юрско-альбские дуги региона, была сопряжена с косым схождением плит (см. диаграмму Срх-Орх-Нб на рис. 2).

Третья, наиболее многочисленная группа минеральных ассоциаций, обогащенная продуктами размыва зрелых континентальных окраин (компоненты GM и MT), представляет все оставшиеся районы изучения. Эти данные свидетельствуют, что большинство юрско-нижнемеловых осадочных пород региона накапливались в обстановках пассивной и/или трансформной континентальной окраины [33]. Среди этой группы ассоциаций можно

выделить готерив-барремские Партизанско-Суходольского бассейна, апт-альбские бассейна Кенсан, юрские и готерив-сеноманские п-ова Кии и валанжинские из района Сасаяма. Все они отличаются высокими содержаниями нестабильных к выветриванию минералов (эпидота и граната - компонент MT) по отношению к стабильным (циркону и турмалину - компонент GM). Это указывает на тектоническую или вулканическую активность, в результате которой в зону размыва континентальной окраины выводились свежие кристаллические породы. Более конкретно мы рассмотрим эти наблюдения ниже.

На рис. 3 показаны наиболее значимые минералогические изменения осадочных пород в пространстве и времени. Первое, что бросается в глаза на диаграммах, это значительные вариации разновозрастных ассоциаций от места к месту и почти полное отсутствие прямых корреляций между колонками. Можно отметить только 2 исключения: 1) минеральные составы разновозрастных отложений из разных мест в пределах одного террейна довольно близки друг другу (сравните диаграммы северного Сихотэ-Алиня и р. Бикин); 2) синхронное увеличение содержания хромистой шпинели в альб-сеноманских отложениях оз. Удыль, северного Сихотэ-Алиня и р. Бикин. Согласно нашей прежней интерпретации [12], последнее свидетельствует об эрозии офиолитов и щелочных вулканитов, связанной с коллизией и последующей аккрецией валанжин/готерив-барремской энсиматической дуги и сопутствующих фрагментов океанической и окраинно-морской литосфер к Хинган-Охотской активной континентальной окраине. Эта окраина в среднемеловое время протягивалась вдоль юго-восточного края Сибирского кратона, окаймленного пред-среднемеловыми террейнами, а затем была заблокирована Сихотэ-Алинскими террейнами, подошедшими к ней с юга в результате левосторонних сдвигов [7,8,29]. Эти сдвиги, по видимому, и были причиной отмеченных выше значительных вариаций минерального состава отложений между различными террейнами. Области седиментации и питающие провинции юрско-нижнемеловых осадочных пород различных террейнов были далеки друг от друга, несмотря на то, что сейчас многие из этих террейнов соседствуют. Таким образом, наши данные прямо подтверждают террейновую концепцию тектонического районирования региона и косвенно поддерживают идею о сдвиговой природе границ большинства террейнов [4,7,8,29].

В свете вышесказанного вполне естественно выглядят своеобразные ассоциации тяжелых минералов из апт-альбских отложений северо-восточной части бассейна Кенсан [26]. Самая древняя из

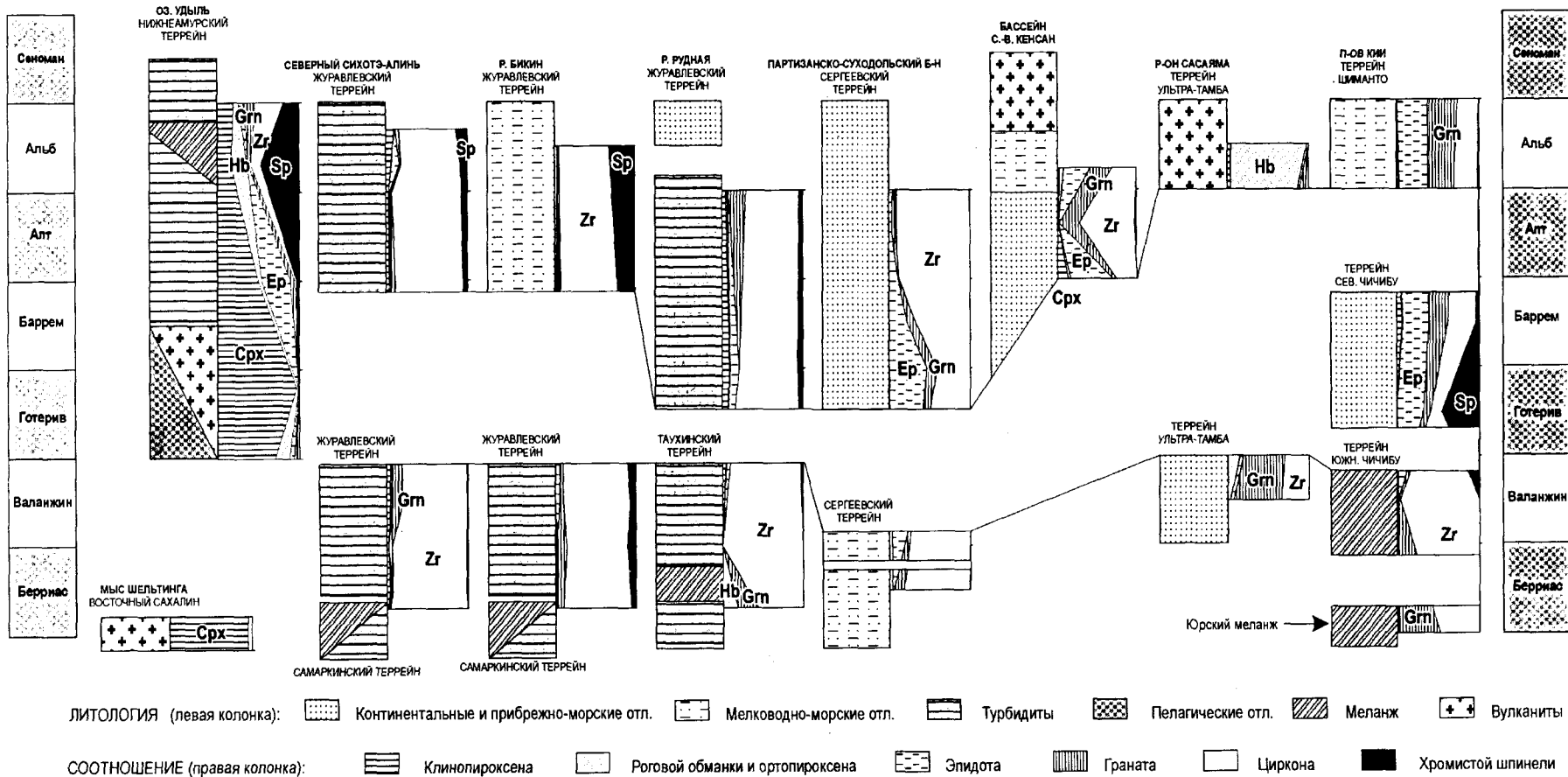


Рис. 3. Возрастные и пространственные изменения литологического состава и соотношений главных тяжелых минералов в изученных юрско-нижнемеловых отложениях циркум-Япономорского региона (см. Таблицу и рис. 1).

них, принадлежащая формации Ильджин (Iljing), содержит относительно нестабильный минеральный набор: эпидот, циркон, клинопироксен и другие, менее значимые компоненты. Эпидот и, особенно, клинопироксен необычны для кристаллических пород, подстилающих и окружающих бассейн [26]. Вероятно, они происходят из отдаленного вулканического источника, чья природа подтверждается вулканогенным матриксом некоторых пород формации [26]. Содержание роговой обманки и ортопироксена в этих отложениях незначительно (рис. 2), что указывает на энзиматическую дугу типа современной Идзу-Бонинской в качестве источника вулканокластики [32]. Фрагменты такой дуги, как уже говорилось, обнаружены в валанжин/готерив-аптских разрезах некоторых террейнов далеко к северо-востоку от бассейна Кенсан (см. рис. 1). Можно предположить, что накопление формации Ильджин происходило на континентальной окраине в зоне достижимости пирокластики с энзиматической части валанжин/готерив-аптской островодужной системы. Позднее островодужная система была фрагментирована и перемещена левосторонними сдвигами на северо-восток.

Средняя часть апт-альбского разреза северо-восточной части бассейна Кенсан, формация Хупиендонг (Hupyeondong), характеризуется более зрелой ассоциацией минералов, содержащей циркон и гранат в качестве главных обломочных компонентов тяжелой фракции. Никакой вулканокластики среди отложений этой формации не обнаружено [26]. Это означает остановку вулканической деятельности, соответствующую, вероятно, отмиранию валанжин/готерив-аптской островодужной системы.

Верхняя часть изученного апт-альбского разреза бассейна Кенсан, формация Джемгок (Jemgok), снова включающая вулканокластику, содержит эпидот, циркон, гранат и роговую обманку в качестве главных тяжелых минералов [26]. Эта ассоциация близка обнаруженным в альб-сеноманских отложениях террейна Симанто на п-ове Кии и, в меньшей степени, Журавлевского террейна в бассейне р. Рудной на Сихотэ-Алине. Высокие содержания граната и циркона в этих ассоциациях указывают на размыв кислых высокоглиноземистых магматических пород или влияние соответствующей вулканокластики. В современной петрологии кислый высокоглиноземистый (S-type) магматизм считается коллизионным [19, 20, 38]. Его проявления известны среди нижнемеловых комплексов Сихотэ-Алиня как Хунгарийские гранитоиды валанжин-барремского возраста и Сандинские гранитоиды апт-альбского возраста [15]. Проявления кислого вулканизма широко распрост-

ранены в апт-альбских разрезах как прослои туфов и, реже, лав во многих местах региона, включая перечисленные выше местонахождения. Природа этого вулканизма плохо изучена, однако нам кажется резонным связать его с упомянутыми коллизионными гранитоидами и апт-альбскими осадочными образованиями бассейна Кенсан, р. Рудной и п-ова Кии, поскольку все эти образования объединяет одна особенность - они обогащены гранатом. Во всяком случае, обломочный материал апт-альбских отложений бассейна Кенсан, р. Рудной и п-ова Кии резко отличается от характерного для вулканических дуг, в котором доминируют пироксены и роговая обманка [33]. Типичная кластика вулканических дуг, как уже упоминалось, обнаружена среди соответствующих по возрасту отложений региона только в альбских вулканитах рона Сасаяма и альб-сеноманских терригенных породах Нижнеамурского террейна (см. рис. 2).

Все сказанное свидетельствует о пространственном смещении и разрыве во времени между апт-альбской и валанжин/готерив-аптской островодужными системами. Однако соответствующая тектоническая перестройка была, скорее всего, не резкой, поскольку валанжин/готерив-аптская островодужная система отмирала на разных своих участках в разное время. В частности, ее северная часть (Нижнеамурский фрагмент) перешла в разряд остаточной дуги в барреме [12], а не в апте, как на юге. Причиной баррем-аптской геодинамической реконструкции могли быть локальные, но многочисленные коллизии между вулканической дугой и аномальными блоками субдуцируемой литосферы (океаническими поднятиями и микроконтинентами).

Валанжин/готерив-аптские изменения ассоциаций тяжелых минералов в отложениях оз. Удыль отражают вулканическую активность северной части соответствующей островодужной системы до баррема и размыв ее остатка позднее. В других северо-западных районах Сихотэ-Алиня этот период времени характеризуется отсутствием осадочных отложений. На юге и востоке он выражен постепенным увеличением зрелости ассоциаций. Последнее особенно ярко выражено повышением содержания циркона вверх по разрезу детально изученных терригенных пород Партизанско-Суходольского бассейна [1]. Такие изменения свидетельствуют об относительно спокойном тектоническом режиме, не связанном ни с каким поднятием свежих кристаллических пород в зону размыва. В террейне С. Чичибу на п-ове Кии готерив-барремские изменения представлены увеличением содержания циркона и граната и уменьшением содержания хромистой шпинели. Это указывает на смещение

области осадконакопления от питающих провинций, богатых офиолитами и другими шпинелевыми породами, к тем, в которых доминируют гранитно-метаморфические комплексы.

Следующее наблюдение, которое можно сделать при рассмотрении диаграмм рис. 3 – это резкое изменение минеральных ассоциаций на уровне валанжин-готеривского перерыва осадконакопления, имеющего региональный характер. В отложениях п-ова Кии это изменение состоит в увеличении содержаний хромистой шпинели, эпидота и, в меньшей степени, граната. К. Хисада с соавторами [20-23] обнаружили аномально высокое содержание шпинели также в верхнеготеривских терригенных породах района Токио (к северо-востоку от п-ова Кии) и, видимо, одновозрастных отложениях формации Нагашива (Nagashiba) из района Кономори (Копотогі) вблизи тектонической зоны Куросегава (к юго-востоку от п-ова Кии), в тектонической позиции, близкой изученной нами на п-ове Кии. Проанализировав химический состав шпинели, упомянутые исследователи заключили, что она происходит из интрузивных ультраосновных пород островодужного типа (низкотитанистая шпинель) и внутриокеанических щелочных вулканитов (высокотитанистая шпинель). Несмотря на то, что в ближайших тектонических зонах были обнаружены только серпентинированные ультрабазиты, авторы считают, что источником шпинели был протрузивно-вулканический комплекс, выведенный в зону размыва в результате синсдвигового растяжения на передовой дуге (fore-arc).

На рубеже валанжина и готерива изменения минералогических ассоциаций в отложениях Партизанско-Суходольского бассейна представлены увеличением содержаний эпидота и граната по отношению к циркону (рис. 3). Это свидетельствует о тектоническом поднятии невывереных метаморфических пород в зону размыва. В районе р. Рудной можно отметить близкие, хотя и не такие резкие изменения. Здесь слегка возрастают содержания хромистой шпинели, граната и роговой обманки относительно циркона. В более северных и западных районах Сихотэ-Алиня готерив-барремские отложения отсутствуют. Однако перерыв осадконакопления, проявившийся во всех, кроме Журавлевского террейна, районах циркум-Япономорского региона, сам по себе достаточно красноречив. В Журавлевском террейне на границе валанжина и готерива произошла смена характера седиментации - осадконакопление стало спокойным и размеренным, перестали образовываться олистоостромы, турбидиты стали более крупнозернистыми, со всеми признаками классического песчаникового флиша [4,5]. Повсеместные изменения

условий седиментации вместе с описанными минеральными изменениями наталкивают на идею регионального тектонического кризиса, произошедшего вблизи границы валанжина и готерива и чей эпицентр находился где-то на юге региона. Он проявился, по-видимому, в надвигании на континентальную окраину пород океанического и островодужного типа вблизи области накопления отложенных юго-западной Японии, выводе на поверхность свежих кристаллических пород в районах Сергеевского и Таухинского террейнов и обширном поднятии территории северо-западнее.

Юрско-валанжинские ассоциации тяжелых минералов во всех районах, кроме мыса Шельтинга на восточном Сахалине, указывают на размыв зрелой континентальной окраины (циркон доминирует), в некоторых случаях (берриас р. Рудной, валанжин р-она Сасаяма и юра п-ова Кии, см рис. 3) сопровождаемый проявлениями высокоглиноземистого кислого вулканизма (появление повышенных содержаний граната, эпидота и роговой обманки). Последнее особенно ярко проявлено в богатых гранатом и цирконом туфах и песчаниках нижней части группы Сасаяма. Никакого влияния дугового вулканизма в изученных юрско-валанжинских аккреционных призмах не отмечено. Отсюда следует, что приращение континента за счет океанических пород, происходившие в это время на изученной части окраины, не были связаны с развитой нормальной субдукцией. Главным механизмом аккреции было, скорее всего, очень косое и медленное (не вызывающее вулканизма) поддвигание океанической литосферы под зрелую континентальную окраину (косая субдукция?). Механизм медленной косой субдукции не предполагает тектоническое поднятие и размыв офиолитов и других пород океанической литосферы, что подтверждается отсутствием значительных количеств шпинели и мафических минералов в усредненных составах тяжелой фракции изученных отложений. Однако высокие содержания хромистой шпинели (до 44% тяжелой фракции) в отдельных минеральных ассоциациях юрско-нижнемеловых пород р. Бикин [2] указывают на локальные и кратковременные коллизии, сопровождавшие этот процесс. Об этом же свидетельствуют локальные проявления высокоглиноземистого вулканизма, речь о которых шла выше.

## ОБСУЖДЕНИЕ

Проведенный анализ данных о тяжелых обломочных минералах хорошо согласуется с общепринятой концепцией косого схождения плит на восточной окраине Азии в юрско-раннемеловое время [4, 7, 8, 16, 17, 27,29 и другие]. Эти данные, од-



нако, вносят некоторые коррективы в существующие модели и подходы.

Так например, Б.А.Наталин, В.В. Голозубов и А.И. Ханчук [4,7,8,29] полагают, что юрско-берриасовые террейны аккреционных призм региона формировались в зоне нормальной субдукции перед магматической дугой Юго-Восточного Китая и Кореи. Это мнение перекликается с представлениями многих японских геологов (например, большинства авторов монографии "Pre-Cretaceous terranes of Japan" [37]), которые считают, что юрско-нижнемеловые терригенные отложения Японии образовались в передовой части дуги. Наши данные определенно противоречат этому - никакого влияния дугового вулканизма на осадконакопление терригенных пород Самаркинского и Таухинского террейнов Сихотэ-Алиня, а также террейнов Ультра-Тамба и Южного Чичибу не было. Аккреция этих террейнов, видимо, осуществлялась в ходе косоугольного и медленного поддвижения океанической литосферы под зрелую континентальную окраину (очень кося и медленная субдукция). Интенсивный субдукционный магматизм на севере (в Удско-Мургальской дуге [36]) и на юге (в дугах юго-восточного Китая и Кореи [25,40]), а также на энсиматической дуге, фрагмент которой обнаружен на восточном Сахалине [3,12]), не позволяют, однако, считать, что движение океанической плиты в западной Пацифике было замедленным регионально. Остается предположить, что в изученной части региона оно было ориентировано очень косо к континентальной окраине и отчасти компенсировалось сравнительно быстрой субдукцией под указанные дуги, где схождение плит происходило под большим углом, т.е. в тылу дуг (рис. 4). Актуальным примером такой ситуации может в какой-то мере служить регион Филиппинского моря, где субдукция под энсиматические дуги не полностью компенсирует движение океанической плиты, так что литосфера окраинного моря относительно медленно движется в ту же сторону (на северо-запад), что и Тихоокеанская плита [18]. Кроме косоугольной субдукции, механизм формирования аккреционных призм включал локальные коллизии, о чем свидетельствуют проявления кислого высокоглиноземистого (S-type) магматизма и продукты размыва пород океанического типа (хромистая шпинель), аномально обогащающие некоторые прослои терригенных осадков.

Кроме сказанного, отсутствие признаков воздействия дугового вулканизма на юрско-валанжинские отложения Самаркинского и Таухинского террейнов Сихотэ-Алиня, а также террейнов Ультра-Тамба и Южного Чичибу Японии свидетельствует, что они сейчас находятся не очень далеко

от мест своего образования. Во всяком случае, они не перемещались на тысячи километров, как это предполагалось Б.А. Наталиным, В.В. Голозубовым и А.И. Ханчуком [4,7, 8,29]. В противном случае их осадки содержали бы вулканокластику дуг Юго-Восточного Китая и Кореи.

Следует отметить, что мы не утверждаем, будто все юрско-нижнемеловые аккреционные призмы региона формировались без участия связанного с субдукцией магматизма. Наши данные просто указывают на необходимость различать среди террейнов аккреционных призм образованные: 1) непосредственно во фронтальной части дуг и 2) пространственно оторванные от дуг (например, приконтинентальные, связанные с очень медленной и косоугольной субдукцией в задуговой области?).

Наша идея резкого тектонического кризиса вблизи границы валанжина и готерива противоречит мнению В.В. Голозубова и А.И. Ханчука [4] о постепенном увеличении угла схождения плит, как о главной причине тектонической перестройки этого времени. В результате этой перестройки на Тихоокеанской окраине Азии прекратилось формирование меланжей и олистостром, на смену которым пришло интенсивное (но спокойное) накопление турбидитов. Чтобы уточнить позиции, необходимо сказать следующее. Предполагаемый нами валанжин-готеривский кризис, проявившийся в столкновении крупного блока аномальной океанической литосферы и магматической дуги где-то на юге региона, выводе на поверхность свежих кристаллических пород в районах Сергеевского и Таухинского террейнов и обширном поднятии территории северо-западнее нее, не противоречит, а скорее предполагает связанные с ним изменения угла и скорости схождения плит. В то же время, он свидетельствует не о постепенном, а о резком характере валанжин-готеривских изменений. Коллизия повлекла за собой значительное усложнение границы плит. В юре и самом раннем мелу эта граница, видимо, была относительно прямолинейной и ориентированной под очень острым углом к движению океанической плиты, искривляясь к юго-западу только на юге, в районе магматических дуг Юго-Восточного Китая и Кореи. После блокирования субдукции где-то в этих дугах, она возродилась севернее, образовав далеко выдвинутую в океан систему дуг, которая, по-видимому, была большей частью энсиматической (фрагменты гор Кабата, овов Ребун и Монерон, Нижнеамурского террейна) и лишь своим южным окончанием налегающей на окраину континента (фрагмент Северного Китака-ми). Кроме того, коллизия, похоже, вызвала интенсивные левосторонние сдвиги, которые сегментировали континентальную окраину (рис. 4).

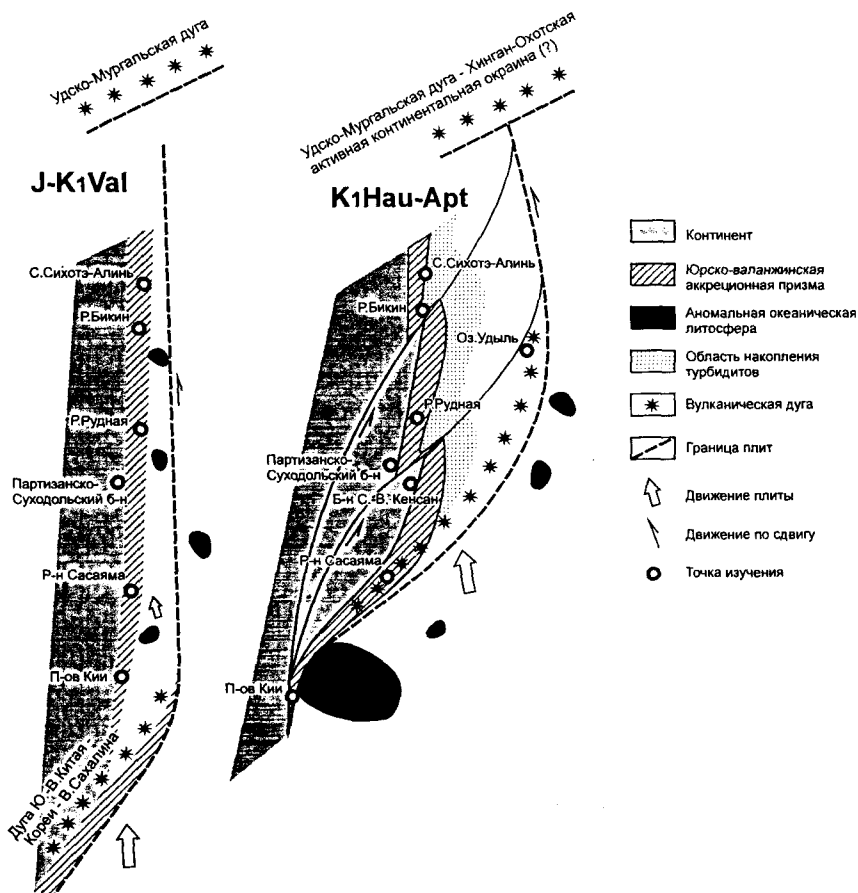


Рис. 4. Схемы, абстрактно иллюстрирующие геодинамические обстановки образования изученных юрско-валанжинских (J-K<sub>1</sub>Val) и готерив-аптских (K<sub>1</sub>Hau-Apt) отложений циркум-Японо-морского региона.

Наша интерпретация формирования готерив-аптских турбидитов расходится с мнением В.В. Голозубова и А.И. Ханчука [4], которые считают их образованными на трансформной границе плит типа существующей сейчас к западу от США. С нашей точки зрения, эти отложения накапливались за счет размыва зрелой континентальной окраины в условиях, напоминающих приконтинентальную часть современного Южно-Китайского моря. Там лавинное терригенное осадконакопление происходит в спокойной тектонической обстановке в тылу Филиппинской дуги. При этом, высокие скорости седиментации обеспечиваются интенсивным разрушением коллизионной системы Гималаев на западе в относительно отдаленной внутриконтинентальной области. Транспортировка материала осуществляется рекой Меконг, текущей от Гималаев к морю. Если учесть эту аналогию, а также крупномасштабные сдвиговые перемещения, хорошо обоснованные для готерив-аптского времени во внутриконтинентальной области региона [39], многочисленные фрагменты магматических дуг к востоку от турбидитовых террейнов и отсутствие меланжей по всему региону, то тектоническая обстановка готерив-аптского времени представляется как окраинное море с

системой вулканических дуг на юго-востоке и пассивной континентальной окраиной на западе. При этом, косое схождение плит отчасти компенсировалось субдукцией под островные дуги, а отчасти левосторонними сдвигами во внутриконтинентальной области. В северной части региона сдвиги были ориентированы на северо-восток под острым углом к субмеридиональной пассивной окраине (система Тан-Лу) и, вероятно, изменяли ее конфигурацию, делая пилообразной. Это отражено в современной восточной границе домезозойских и юрско-валанжинских террейнов, особенно на севере региона (см. рис. 1 и 4). В зонах сдвигов происходила концентрация напряжений сжатия, что приводило к тектоническому поднятию и интенсивному размыву на многих участках внутриконтинентальной области региона. Сама же пассивная окраина и приконтинентальная часть моря были тектонически стабильны и служили областью лавинного осадконакопления, питающегося за счет размыва воздымающихся внутриконтинентальных районов. Островодужная система на большей ее части была энзиматической, выдвинутой далеко на восток, так что ее пирокластика не могла внести заметный вклад в накопление приконтинентальных турбидитов. Лишь на юге, где вулканическая дуга

подходила к окраине континента, ее влияние отмечается повышенным содержанием клинопироксена в континентальных отложениях формации Ильджин бассейна Кенсан. Готерив-барремские флювиальные отложения террейна С. Чичibu формировались, по-видимому, на фоне сдвиговых перемещений, происходивших вдоль континентальной окраины южнее ее стыка с островодужной системой. Субдукция в этом месте была, по-видимому, закинена блоком аномальной океанической литосферы в ходе валанжин-готеривского кризиса (рис. 4). Севернее субдукция также происходила не без затруднений, что отразилось, например, в том, что на северном участке системы островных дуг (Нижнеамурский фрагмент) вулканическая активность завершилась раньше (в барреме), чем на юге (в аптальбе?).

Апт-альбская геодинамическая ситуация представляется еще более сложной. В это время на севере региона действовала Хинган-Охотская активная континентальная окраина, к которой с юга по субмеридиональным сдвигам приближались Сихотэ-Алиинские террейны [7,8,29] и фрагменты раздробленной системы валанжин/готерив-аптских дуг [12]. Эти движения сопровождалось локальными коллизиями, на что указывают проявления кислого высокоглиноземистого магматизма и производные от него гранат-цирконовые ассоциации тяжелых обломочных минералов. На континентальной окраине и прилегающей глубоководной части моря накапливались богатые цирконом осадки, в том числе турбидиты. В то же время где-то на юго-востоке происходили косая субдукция и связанная с ней вулканическая активность, о чем свидетельствуют фрагменты апт-альбских дуг Кемского террейна на Сихотэ-Алине и района Сасаяма в Японии. Во фронтальных зонах этих дуг и Хинган-Охотской окраины формировались аккреционные призмы. Из-за недостатка данных трудно представить общую картину этого сложнейшего сочетания обстановок. Поэтому в данной работе мы уклоняемся от графического изображения геодинамики апт-альбского времени даже в виде гипотетической схемы, подобной приведенным на рис. 4 для юры-валанжина и готерив-апта. Единственное, что можно отметить, это что регион продолжал быть областью косоугольного схождения плит, которое компенсировалось субдукцией и сдвигами и затруднялось многочисленными локальными коллизиями. Аптская перестройка могла быть вызвана поглощением в зоне субдукции аномального блока океанической литосферы на юге (происходившим постепенно на протяжении готерив-аптского времени) или его аккретированием к континенту и перескоком субдукции на новое место.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Суммируя приведенные выше факты и рассуждения, приходишь к выводу о том, что юрско-раннемеловая эволюция в регионе шла по пути усложнения. Со временем граница плит становилась все более неправильной, изрезанной, эшелонированной, сочетающей все больше и больше различных обстановок - коллизии различного масштаба и характера, связанные с зонами субдукции, там содействовали с пассивной континентальной окраиной в тылу островной дуги. Однако все эти обстановки существовали на фоне косоугольного схождения плит, так что на всех этапах развития левосторонние сдвиги играли существенную роль в эволюции континентальной окраины. Усложнение общей геодинамической обстановки трудно связать с чем-нибудь иным, кроме столкновений между аномальными блоками субдуцируемой литосферы и континентальной окраиной. Это в свою очередь означает, что литосфера западной Палеоокеании в раннемеловое время была отличной от ныне существующей в восточной (кайнозойской) части Тихоокеанской плиты. Западная Палеоокеаника была не такой "простой и гладкой" - она изобилвала микроконтинентами (?) и различными внутриокеаническими поднятиями, возможно даже в большей степени, чем та, что сейчас располагается в западной (мезозойской) части Тихого океана. Таким образом, мы подтверждаем заключение, сделанное нами ранее по результатам изучения тяжелых минералов в палео-океанических отложениях (пермских и триасово-юрских плитчатых кремнях) из Самаркинского и Таухинского террейнов Сихотэ-Алиния [34].

Данная работа была выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант 96-05-64388) и проекта "Состав песчаников и тектоника Восточно-Азиатского подвижного пояса (Sandstone composition and tectonics of Eastern Asian Mobile Belt)" (лидер - проф. Ф. Кумон, Национальный университет г. Шиншу), финансируемого Японским правительством.

Авторы выражают глубокую признательность В.И. Тихоновой, И.В. Смирновой и П.Д. Гасановой (сотрудникам лаборатории седиментологии Дальневосточного геологического института) за пробоподготовку и минералогические анализы, выполненные ими на высоком профессиональном уровне. Мы признательны также многочисленным японским коллегам, которые помогали первому автору статьи в полевых исследованиях и участвовали в обсуждении проблем геологии юго-западной Японии. Научные сотрудники ДВГИ В.В. Голозубов, П.В. Маркевич, В.П. Симаненко, А.Н. Филиппов и А.И. Ханчук, которые, несмотря на

расхождения во взглядах по многим проблемам, доброжелательно консультировали нас по вопросам региональной и общей геологии, за что мы им искренне благодарны.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Агеева Е.М. Минералогия и петрография меловых отложений южного Приморья // Материалы по стратиграфии и литологии мезозойских отложений Дальнего Востока. Тр. Дальневост. фил. СО АН СССР. Магадан, 1960. Сер. Геол. Т. VI. С. 59-123.
2. Геосинклиальный литогенез на границе континент-океан. М.: Наука, 1987. 177 с.
3. Говоров Г.И., Высоцкий С.В., Бойко С.А. Первая находка бонинитов на острове Сахалин // Доклады РАН. 1993. Т. 331. С. 709-712.
4. Голозубов В.В., Ханчук А.И. Таухинский и Журавлевский террейны Южного Сихотэ-Алиня - фрагменты ранне-меловой Тихоокеанской окраины Азии // Тихоокеан. геология. 1995. № 2. С. 13-25.
5. Маркевич П.В. Нижнемеловые флишевые формации Восточного Сихотэ-Алиня. Владивосток, 1970. 114 с.
6. Маркевич П.В., Филиппов А.Н., Малиновский А.И., Зябрев С.В., Нечаев В.П., Высоцкий С.В. // Меловые вулканогенно-осадочные образования Нижнего Приамурья. (Строение, состав и обстановки седиментации). Владивосток: Дальнаука, 1997. 300 с.
7. Натальин Б.А. Мезозойская аккреционная и коллизионная тектоника юга Дальнего Востока СССР // Тихоокеан. геология. 1991. № 5. С. 3-23.
8. Натальин Б.А., Фор М. Геодинамика восточной окраины Азии в мезозое // Тихоокеан. геология. 1991. № 6. С. 3-24.
9. Нечаев В.П. Современное геосинклиальное осадконакопление и вулканизм Филиппинского моря // Геосинклиальный литогенез на границе континент-океан. М.: Наука, 1987. С. 135-167.
10. Нечаев В.П. Кайнозойские геодинамические обстановки дна Тихого океана по ассоциациям тяжелых обломочных минералов: Дис. ... д. геол.-минер. наук в форме науч. докл. Владивосток, 1991. 26 с.
11. Нечаев В.П., Деркачев А.Н. Особенности осадконакопления // Тихоокеанская окраина Азии. Геология. М., 1989. С. 50-66.
12. Нечаев В.П., Маркевич П.В., Малиновский А.И., Филиппов А.Н., Высоцкий С.В. Геодинамические обстановки накопления меловых отложений Нижнего Приамурья по ассоциациям тяжелых минералов // Тихоокеан. геология. 1996. № 3. С. 14-24.
13. Пискунов Б.Н., Хведчук И.М. Новые данные о составе и возрасте отложений острова Монерон (северная часть Японского моря) // Докл. АН СССР. 1976. Т. 226, № 3. С. 647-650.
14. Симаненко В.П. Позднемезозойские вулканические дуги Восточного Сихотэ-Алиня и Сахалина // Тихоокеан. геология. 1986. N 1. С. 7-13.
15. Симаненко В.П., Говоров И.Н., Хетчиков Л.Н., Гоневчук В.Г., Герасимов Н.С. Меловые гранитоиды Центрального Сихотэ-Алиня (интрузивные комплексы и серии, их геодинамическая позиция и происхождение) // Тихоокеан. геология. 1997. № 5.
16. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации, магматизм и рудообразование. М.: Наука, 1989. 164 с.
17. Уткин В.П. Горст-аккреционные системы, рифто-грабены и вулканические пояса юга Дальнего Востока России // Тихоокеан. геология. 1996. № 6. С. 44-72.
18. Addicott W.O., Richard P.W. Plate-tectonic map of the Circum-Pacific Region. Pacific Basin sheet. The American Association of Petroleum Geologists. 1984. Tulsa, Oklahoma, USA.
19. Chappell B.W., White A.J.R. Two contrasting granite types // Pacific geology. 1974. V. 8. P. 173-174.
20. Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindl A.G. Geochemical characteristics of collision zone magmatism // M.P. Coward, A.C. Ries (Eds.) Collision tectonics. Geol. Soc. London, Spec. publ. 1987. № 19. P. 67-81.
21. Hisada K., Arai S. Detrital chrome spinels in the Cretaceous Sanchu sandstone, central Japan: indicator of serpentinite protrusion into a fore-arc region // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 1993. V. 105. P. 95-109.
22. Hisada K., Arai S. Serpentinite protruded into fore-arc region: implications of detrital chromian spinels in Cretaceous sandstones of the Kanto Mountains, Japan // Proceedings of 29<sup>th</sup> International Geological Congress. Part A. 1994. P. 153-164.
23. Hisada K., Arai S., Negoro A., Maruyama T. Cretaceous serpentinite protrusion along eastern border of Asian continent deduced from detrital chromian spinels // Proceedings of 15<sup>th</sup> International Symposium of Kyungpook National University. 1995. P. 161-176.
24. Ikeda I., Komatsu M. Early Cretaceous volcanic rocks of Rebus Island, north Hokkaido, Japan // Monograph Assoc. Geol. Collab. Japan. 1986. № 31. P. 51-62 (in Japanese, Abstract in English).
25. Lee D.-S. (Ed.) Geology of Korea. Geological Society of Korea. Kyohak-Sa. 1987. 514 p.
26. Lee Y.T. Sedimentology and petrology of Cretaceous sandstones in the northeastern part of Kyongsang basin, southeast Korea // Thesis for the degree of Doctor of Science. The Graduate School Council, Kyungpook National University. 1995. 168 p.
27. Maruyama S., Liou J.G., Seno T. Mesozoic and Cenozoic evolution of Asia // Ben-Avraham (Ed.) The evolution of the Pacific Ocean margin. Oxford University Press, New York. 1989. P. 75-89.
28. Mori K., Okami K., Ehiro M. Paleozoic and Mesozoic sequences in the Kitakami Mountains // 29<sup>th</sup> IGC Field Trip A05. 1992. P. 81-90.
29. Natal'in B. History and modes of Mesozoic accretion in Southeastern Russia // The Island Arc, 1993. V. 2. P. 15-35.
30. Nechaev, V.P. Evolution of the Philippine and Japan Seas from the clastic sediment record // Marine Geology. 1991. V. 97. P. 167-190.
31. Nechaev, V.P. Heavy minerals for basin analysis // 30<sup>th</sup> International Geological Congress. Abstracts. Beijing, China. 1996. V. 1. P. 323.
32. Nechaev, V.P., Derkachev, A.N. Heavy-Mineral Assemblages in Quaternary Sediments of the Philippine Sea as

- Indicators of Subduction/Collision-Related Tectonics. In: H. Tokuyama, S.A. Shcheka and others (Eds.) *Geology and Geophysics of the Philippine Sea Floor*. TERRAPUB, Tokyo, Japan. 1995. P.215-233.
33. Nechaev, V.P. and Isphording, W.C. Heavy-mineral assemblages of continental margins as indicators of plate-tectonic environments // *Journal of Sedimentary Petrology*. 1993. V.63. №6. P.1110-1117.
34. Nechaev, V.P., Philippov, A.N., Panasenko, E.S., Khanchuk, A.I., and Vysotskiy, S.V. Heavy clastic minerals in Upper Paleozoic-Lower Mesozoic bedded cherts of the Sikhote-Alin terranes, Russian Far East (first attempt of study) // J.M. Dickins et al. (Eds.) *Late Paleozoic and Early Mesozoic Circum-Pacific bio geological events*. Memoire de Geologie, Lausanne. В печати.
35. Niida K., Kito N. Cretaceous arc-trench systems in Hokkaido // *Monograph Assoc. Geol. Collab. Japan*. 1986. № 31. P.379-402 (in Japanese, Abstract in English).
36. Parfenov L.M., Voinova I.P., Natal'in B.A., Semenov D.F. Geodynamics of North-Eastern Asia in Mesozoic and Cenozoic time and the nature of volcanic belts // *Journal of Physical Earth*. 1978. V. 26 (Suppl.). P.503-525.
37. Pre-Cretaceous terranes of Japan. Publication of IGCP No. 224. 1990. 413 p.
38. White A.J.R., Chappell B.W. Ultrametamorphism and granitoid genesis // *Tectonophysics*. 1979. V.43. № 1. P.7-22.
39. Xu J., Zhu G., Tong W., Cui K., Liu Q. Formation and evolution of the Tancheng-Lujiang wrench faults system: a major shear system to the northwest of the Pacific ocean // *Tectonophysics*. 1984. V.134. P.273-310.
40. Zhang Z.M., Liou J.G., Coleman R.G. An outline of the plate tectonics of China // *Geological Society of America Bulletin*. 1984. V.95. P.295-312.

*Поступила в редакцию 12 августа 1997 г.*

*V.P.Nechaev, M.Musashino, Dong Woo Lee*

### **Jurassic-Lower Cretaceous geodynamic evolution of Asia's eastern margin: reconstruction on the variability of heavy minerals of sedimentary rocks**

The paper summarizes the data available on heavy minerals of sedimentary rocks from the circum-Sea-of-Japan region in order to elucidate most discussible aspects in formation of its geological structure. For this, the data on the Lower Amur, Samarka, Taukha, Zhuravlevka and Sergeevka terranes of Sikhote-Alin and the northeastern Kyongsang basin of South Korea, all from literature, are used in addition to the original data on the Ultra-Tamba, Shimanto, Southern and Northern Chichibu terranes of the South-Western Japan. As a result of an actualistic interpretation of the data collected, we confirm the previous conclusion that tectonic situation of the region was controlled by an oblique convergence of the oceanic and continental plates permanently in the Jurassic - Early Cretaceous time. During the Jurassic-Valanginian, accretionary prisms formed on the continental margin. A very slow and oblique (not arising the volcanism) subduction associated with some local collisions is suggested to be a major mechanism of the accretionary wedge formation. This setting was possible because the continental margin was situated behind the ensimatic arcs subduction beneath which partly compensated the plate convergence. In the Valanginian/Hauterivian time, a collision between an abnormal block of oceanic lithosphere and the magmatic arc occurred somewhere in the southern part of the region. This crisis led to a significant complication of the plate boundary. The continental margin that extended relatively simple and straight in the Jurassic-Valanginian period was segmented by sinistral strike-slip faults. There appeared a new system of island arcs behind which thick piles of turbidite were accumulated. During the Barremian-Albian, a geodynamic system of the margin became still more complicated because of numerous collisions in zones of subduction and strike-slip faults. However it kept to be controlled by an oblique plate convergence regionally.

## МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИЕ ТЕКТОНО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ В ЗОНЕ ТРАНСЕКТА МАНЬЧЖУРИЯ-СУЙФЭНХЭ И ПРИЛЕГАЮЩЕЙ ТЕРРИТОРИИ КАК ОТРАЖЕНИЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ РЕГИОНА

*Лю Чжаоцзюнь\**, *Г.Л. Кириллова\*\**, *Чжан Синьжэоу\**, *Ван Сыминь\**

\* *Чанчуньский университет наук и технологий, г. Чанчунь, КНР*

\*\* *Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г. Хабаровск*

Мезозойско-кайнозойская стратиграфическая последовательность в зоне трансекта Маньчжурия-Суйфэнхэ подразделена на шесть тектоно-стратиграфических комплексов (ТСК), разделенных несогласиями. Системой глубинных разломов зона трансекта делится на западную континентальную тектоническую провинцию внутриплитных деформаций и восточную тектоническую провинцию континентальной окраины.

Первый ТСК, позднелермско-триасовый, в западной провинции развит весьма ограниченно и сложен континентальными вулканогенно-терригенными формациями. В восточной провинции на ранней стадии субдукции плиты Фаралон сформировалась окраинно-континентальная вулканическая дуга, на поздней стадии образовались задуговые бассейны, заполнявшиеся вулканогенно-кремнисто-глинистой формацией с линзами известняков, а также олистостромовыми толщами.

Во время формирования второго ТСК (ранняя-средняя юра), по данным С.Маруямы и Т.Сено, в тихоокеанском регионе доминировали транскуррентные движения по серии трансформных разломов. На западе имела место финальная коллизия плит по субширотным швам. В итоге в западной провинции сформировались субширотные постколлизийные бассейны, заполненные вулканогенно-терригенной угленосной формацией. В восточной тектонической провинции накапливались преимущественно кремнисто-глинистые формации, в подчиненном количестве - терригенные. Со средней юры в обеих провинциях отмечены мощные левосдвиговые дислокации, в восточной провинции формируются складчато-надвиговые структуры, внедряются коллизийные граниты S-типа.

Третий ТСК (поздняя юра-готерив) сформировался в условиях режима косой субдукции плиты Изнаги с преобладанием скольжения по трансформным разломам, что вызвало мощный рифтогенез во всей Восточной Азии, формирование вулканитов Большого Хингана, серии рифтогенных впадин, крупнейшей из которых является Сунляо, которые заполнялись вулканокластическими угленосными формациями. В готериве активизировались движения по левым сдвигам, вдоль которых формировались присдвиговые бассейны (pull-apart), внедрялись граниты. В восточной провинции на континентальной окраине накапливались кремнисто-глинистые формации, турбидиты, олистостромы.

Формирование четвертого ТСК (баррем-поздний мел) соответствует режиму субдукции плиты Кула-Изнаги сначала на север-северо-запад, а затем на запад (85-74 млн лет). В западной провинции продолжалось пострифтовое погружение бассейнов, заполнявшихся нефтеносными кластическими формациями. В восточной провинции четвертый ТСК делится на два подкомплекса. Первый (позднеготерив-среднеальбский) сложен турбидитами, второй (позднеальбский - позднемеловой) - вулканитами Восточно-Сихотэ-Алиньского пояса. На рубеже подкомплексов имели место дислокации, внедрение гранитоидов, но окончательно континентальный режим установился здесь в конце мела.

Формирование пятого ТСК (палеоцен-олигоцен) связывается с процессом косой субдукции Тихоокеанской плиты и общей реорганизацией плит 43 млн л. назад, вызвавшей формирование узких рифтов с правсдвиговой компонентой вдоль ветвей системы Танлу (И-Шу, Цзя-И и др.), заполненных угленосными и нефтегазоносными кластическими формациями большой мощности. Рифтогенез сопровождался интенсивным вулканизмом.

В миоцен-четвертичное время, когда формировался шестой ТСК, субдукция Тихоокеанской плиты продолжалась, следствием чего явился спрединг в Японском море, сопровождавшийся правсдвиговыми дислокациями и формированием сдвига-раздвигового бассейна (pull-apart), и рифтогенез на континенте с широкомасштабными излияниями щелочных базальтов и накоплением континентальных угленосных формаций.

## ВВЕДЕНИЕ

Трансект Маньчжурия - Суйфэнхэ (М-С) длиной 1400 км является одним из тринадцати геолого-геофизических трансектов Китая (рис. 1). Он проходит от г. Суйфэнхэ провинции Хэйлунцзян, через г. Харбин и заканчивается около г. Маньчжурия провинции Внутренняя Монголия [26, 28]. Область трансекта находится на стыке Сибирской, Северокитайской и Тихоокеанской плит [26, 28]. Важным результатом работ в зоне трансекта было обнаружение субмеридиональной зоны повышенного градиента аномалий силы тяжести ("градиентной" зоны), роль которой проявлялась на разных этапах развития региона. Кроме того, много новых данных получено по глубинному строению. В частности, установлена сложная структура фундамента бассейна Сунляо с широким развитием надвигов. Предполагается, что в пределах бассейна нижний слой коры надвинут на верхний [28, 29]. Ввиду сложности геологического строения этого региона, тектоническая природа его и геодинамическая эволюция до сих пор являются предметом оживленных дискуссий [1, 5, 6, 16, 21 и др.].

В мезозойский и кайнозойский периоды существовали различные геодинамические режимы. В это время взаимодействовали три вышеназванные плиты, происходило совмещение тектоно-стратиграфических комплексов (ТСК), значительно усложнившее строение региона.

По системе разломов Нижнехэйлунцзянский - Дуньхуа - Мишань зона трансекта делится на западную тектоническую провинцию внутриплитных деформаций (западный регион) и восточную тектоническую провинцию континентальной окраины (восточный регион).

Мезозойско-кайнозойская стратиграфическая последовательность по данным региональных исследований [1, 4, 22, 23] может быть подразделена на шесть тектоно-стратиграфических комплексов (ТСК), разделенных региональными угловыми несогласиями (рис.2).

Объем ТСК примерно соответствует синтему К.Чанга [8] и характеризует крупный этап развития региона в определенном геодинамическом режиме. В разных регионах полнота ТСК, а также вещественное наполнение различны. Иногда в отдельных реги-

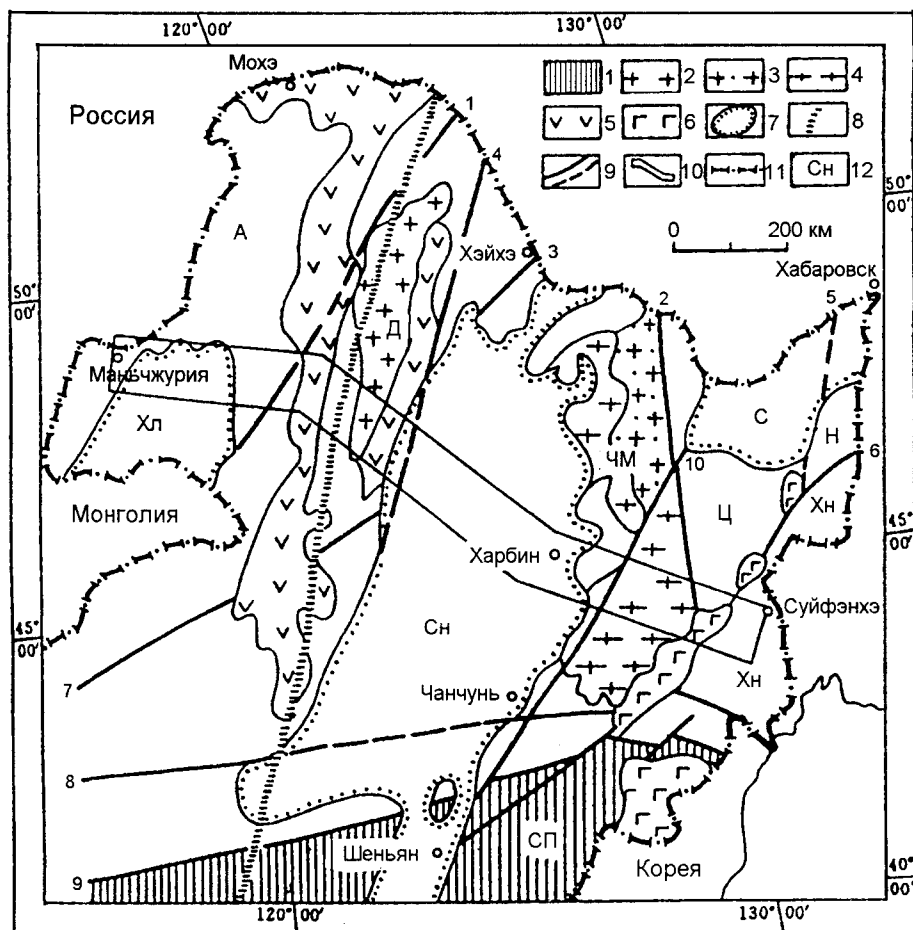


Рис. 1. Структурная схема зоны трансекта Маньчжурия - Суйфэнхэ [28].

1 - архей - раннепротерозойский фундамент с палеозойским чехлом; 2 - каледонские граниты; 3 - позднегерцинско-индосинийские граниты; 4 - позднеиндосинийские граниты; 5 - мезозойские вулканы; 6 - кайнозойские базальты; 7 - границы мезозойско-кайнозойских осадочных бассейнов; 8 - градиентная зона (по данным гравиметрии); 9 - разломы установленные и предполагаемые; 10 - зона трансекта; 11 - государственная граница. 12 - буквенные обозначения основных структурных элементов: Хл - Хайларский бассейн; А - Аргунский террейр; Д - ансамбль террейров Большого Хингана; Сл - бассейн Сунляо; СП - Северо-Китайская плита; ЧМ - Чжангуаньцай - Малохинганская зона; Ц - террейр Цзямусы; С - бассейн Саньцзян; Хн - Ханкайский террейр; Н - террейр Наданьхада. Цифры - названия зон разломов: 1 - Таюань - Сигуйтуци; 2 - Муданьцзян; 3 - Хэйхэ; 4 - Нэньцзян; 5 - Нижнехэйлунцзянская; 6 - Дуньхуа - Мишань (Дунми); 7 - Хэгэньшань; 8 - Силамулунь - Цзидун; 9 - краевой разлом Северо-Китайской плиты; 10 - Цзямусы - Илань-Итун (Цзя-И)

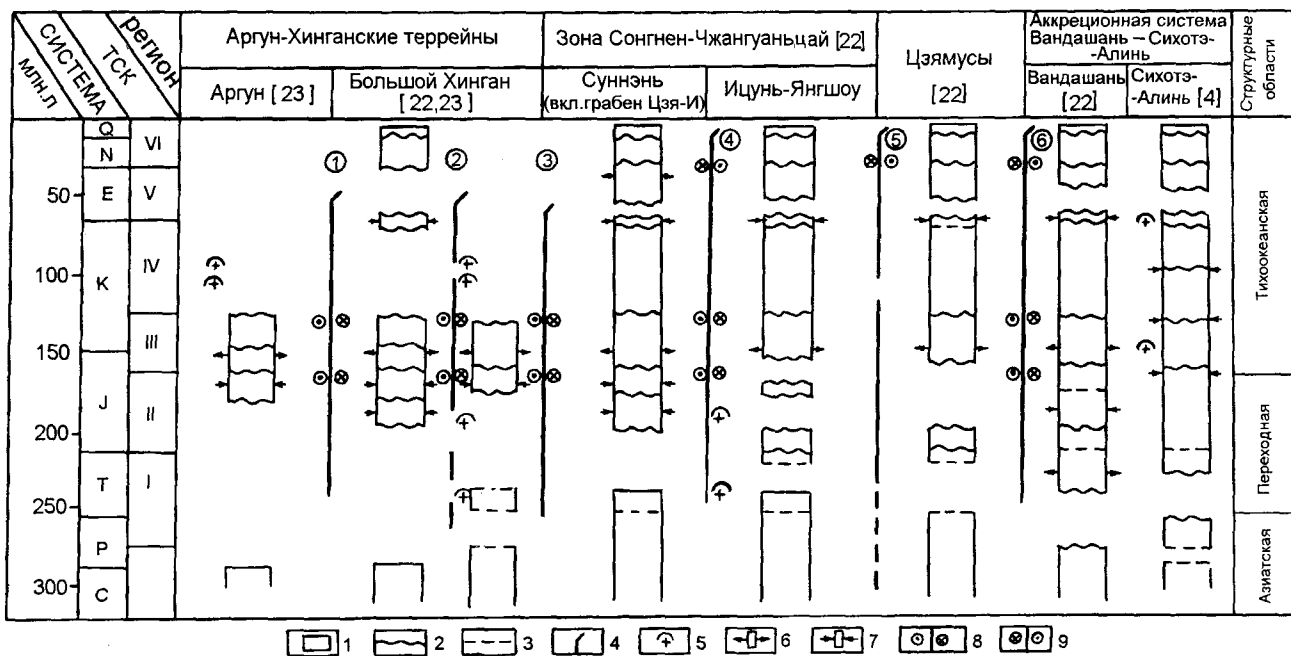


Рис. 2. Тектоно-стратиграфические комплексы в зоне трансекта и прилегающих территориях

1 - стратиграфические подразделения; 2 - несогласие; 3 - параллельное несогласие; 4 - разломы; 5 - магматизм; 6 - обстановка растяжения; 7 - обстановка сжатия; 8 - левые сдвиги; 9 - правые сдвиги. Цифры в кружках - названия разломов: 1 - Дербуган; 2 - Илекэдэ; 3 - Нэньцзян; 4 - Цзямусы - Илань-Итун; 5 - Муданьцзян; 6 - Дуньхуа - Мишань.

онах имели место столь значительные события в период формирования ТСК, что возникала необходимость разделить ТСК для этого региона на две части, например, формирование Восточно-Сихотэ-Алиньского пояса в Приморье четко делит этот комплекс на два этапа.

### 1. ТЕКТОНО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ (ТСК)

#### Верхнепермский - триасовый ТСК (I)

Первый снизу ТСК накапливался в течение поздней перми-триаса. В западном регионе весьма ограниченно распространены верхнепермские-нижнетриасовые континентальные вулканогенно-терригенные формации молассового типа большой мощности, выполняющие межгорные впадины [22, 23], развивавшиеся на этом этапе в режиме сжатия. Средне-верхнетриасовые отложения в западном регионе нередко отсутствуют.

В восточном регионе в Вандашань - Западно-Сихотэ - Алиньской зоне верхнепермские отложения представлены морскими и прибрежно-морскими вулканогенно-карбонатно-терригенными, кремнисто-терригенными формациями [4, 9]. На границе перми и триаса часто наблюдается перерыв, а затем следует маломощная формация кремней, аргиллитов, иногда с пластами известняков, базальтов, туфов. Возрастной диапазон ее в разных структурных зонах различен, в наиболее полных разрезах охватывает

весь триас (без самых нижних слоев). В последние годы установлено, что как позднепермские, так и триасовые отложения в Вандашань - Западно-Сихотэалиньской зоне нередко находятся в аллохтонном залегании, образуя олистолиты, экзотические блоки, пластины в более молодых отложениях [4, 22, 27 и др.].

#### Нижне-среднеюрский ТСК (II)

Этот комплекс распространен весьма ограниченно в западном регионе, причем нижние два яруса, как правило, отсутствуют. Отложения нижне-среднеюрского ТСК наиболее полно представлены в Хэйлунцзянской впадине и в районе Байчэн (западная часть провинции Цзилинь). Они представлены вулканогенно-терригенной угленосной формацией [17], подобной той, что выполняет внутриконтинентальные бассейны в районе Ляохэ (Западный Ляонин). Простираение раннеюрских бассейнов преимущественно широтное, наследующее простираение складчатого фундамента и главных разломов. Простираение среднеюрских толщ нередко северо-восточное, совпадающее с простираением надвигов и покровов этого времени, сопровождающих левосдвиговые перемещения по системе разломов Танлу.

В западной части бассейна Сунляо недавно также открыты бурением среднеюрские отложения. В допозднеюрском фундаменте (рис.3) уста-



новлены ковшеобразные разломы и надвиги, свидетельствующие о режиме сжатия [15].

В восточном регионе КНР в ранней юре накапливалась формация Юнфуцяо, которая затем под влиянием субширотного сжатия вместе с подстилающими породами была смята в складки долготного простираения, образовавшими узкий горный хребет. Это событие ознаменовало конец стадии развития задуговых бассейнов. Позже, в условиях чередующихся морской и континентальной обстановок накапливалась угленосная терригенная формация.

В обрамлении Ханкайского массива в ранней-средней юре накапливались преимущественно терригенные морские, прибрежно-морские и континентальные осадки, залегающие на различных горизонтах триаса. Восточнее, в Центрально-Сихотэ-Алиньской и Прибрежной зонах появляются кремнистые и кремнисто-глинистые толщи с радиолариями, согласно или с небольшим перерывом залегающие на верхнетриасовых образованиях. Наряду с ними отмечаются и терригенные толщи, тектонически совмещенные с кремнистыми [4].

Со средней юры как в западном, так и в восточном регионах преобладали разломы северо-восточного и север-северо-восточного простираения. Возраст глаукофана, из сланцев присдвиговой зоны разлома Дунми, определенный по соотношению  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , составляет  $154.7 \pm 20.7$  млн л. [30]. В конце средней юры имела место серия тектонических движений раннеяньшанской стадии, выразившаяся в формировании складчато-надвиговых структур, внедрении интрузий коллизионных гранитов S-типа [5, 10, 21].

### Верхнеюрско-нижнемеловой (добарремский) ТСК (III)

Верхнеюрско-нижнемеловой ТСК широко развит во всей северо-восточной Азии, выполняя сотни приразломных бассейнов [11, 18]. Типичные структуры наблюдаются в бассейнах Хайлар, Сунляо, Амуро-Зейской. Это серия приразломных погружений, большинство из которых являются полуграбенами вдоль плугообразных разломов. Грабены выполнены мощной вулканокластической угленосной формацией [15]. К этому ТСК относится также мощная серия вулканитов Большого Хингана.

Геофизическими исследованиями вдоль трансекта МТС в восточной части бассейна Сунляо (рис. 4) установлена поверхность срыва (decollement), наклоненная в восток под углом  $26^\circ$  [26]. Предполагается, что начало формирования бассейнов обусловлено синрифтовым погружением, связанным с растяжением [15]. Однако при формировании таких несимметричных бассейнов велика роль и сдвиговых перемещений, когда образуются сдвигово-раздвиговые бассейны (pull-apart), подобные бассейну Мертвого моря и др.[7]. Для Восточной Азии известно, что при преобладании растяжения в рифтовую стадию поздней юры-раннего мела компонента косоугольного скольжения временами была весьма активной. В бассейнах Сунляо и Хайлар установлено, что в раннюю синрифтовую стадию (формации Хошилин и Шахецзы - поздняя юра - валанжин) доминировало растяжение, а в позднюю синрифтовую стадию (формация Инчэнь - готерив) преобладало присдвиговое скольжение [15]. Амплитуда левосдвиговых перемещений достигала 25 км. Эти перемещения наиболее заметны в районе Ляохэ Западного Ляонина [17].

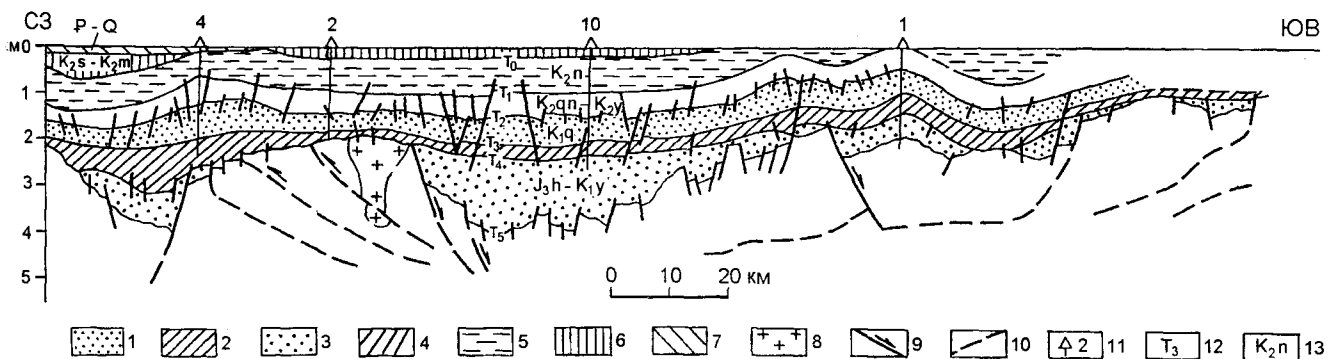


Рис. 3. Геолого-геофизический профиль через бассейн Сунляо.

1 -  $J_3h - K_{1y}$  - верхнеюрская формация (ф) Хошилин и нижнемеловая ф. Инчэнь; 2 -  $K_1d$  - нижнемеловая ф. Дэнлоуку; 3 -  $K_1q$  - нижнемеловая ф. Цюаньтоу; 4 -  $K_2qn - K_2u$  - верхнемеловые ф. Циньшанкоу и Яоцзя; 5 -  $K_2n$  - верхнемеловая ф. Нэньцзян; 6 -  $K_2s - K_2m$  - верхнемеловые ф. Сыфынтай и Миншуй; 7 - P - Q - третичные и четвертичные образования; 8 - гранитоиды; 9 - разломы; 10 - предполагаемые поверхности срыва; 11 - скважины и их номера; 12 -  $T_0 - T_5$  - отражающие горизонты; 13 - индексы формаций.

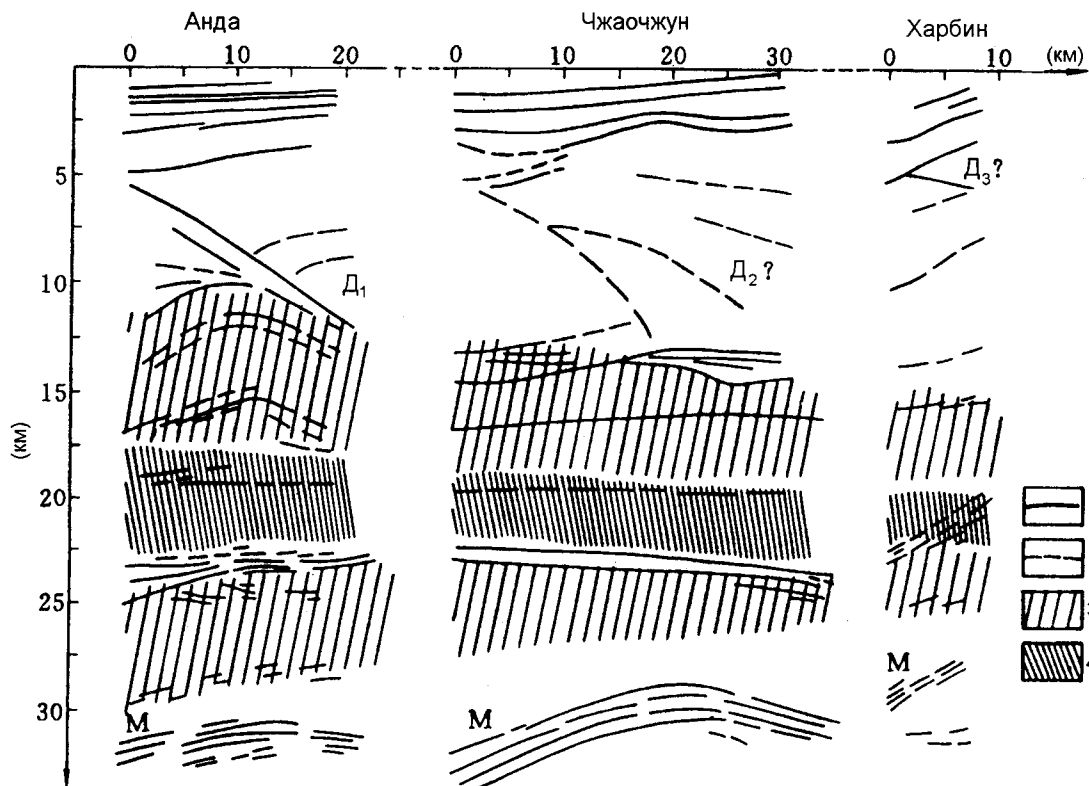


Рис.4. Структура земной коры в зоне трансекта МТС [26]

1 - горизонты сильных отражений; 2 - горизонты слабых отражений; 3 - низкоскоростные слои; 4 - высокоскоростной слой;  $D_1$  -  $D_3$  - поверхности срыва в районе Анда установленная, в районах Чжаочжун и Харбин - предполагаемая; М - поверхность Мохо.

Восточный регион продолжал развиваться в условиях континентальной окраины, здесь накапливались чередующиеся морские и континентальные угленосные терригенные формации.

В самых восточных районах продолжали накапливаться без видимых несогласий кремнисто-глинистые толщи, турбидиты, олистостромовые горизонты. Характерной чертой этого периода является смещение бореальной фауны (бухий) и тетицеской (аммониты).

#### Нижнемеловой (послеготеривский) - верхнемеловой ТСК (IV)

Нижне-верхнемеловой ТСК широко распространены восточнее разлома Нэнцзян и включает мощную серию континентальных нефтеносных кластических формаций [13, 14, 24]. Наиболее полно он представлен в бассейне Сунляо, где сплошным чехлом, утоняющимся к краям, перекрывает приразломные депрессии предыдущей стадии. Нижне-верхнемеловой ТСК характеризует стадию термального пострифтового погружения обширного блюдцеобразного бассейна (см. рис. 3). После отложения формации Нэнцзян площадь бассейна сократилась, депоцентр седиментации сместился к западу. В конце мела в этой области отмечаются

пологие складчатые деформации в условиях сжатия.

Нижне-верхнемеловой ТСК наблюдается также в пределах блока Цзямусы и в районе Вандашаня [9, 22]. Он представлен серией красноцветных и пестроцветных молассовых формаций, накапливавшихся во внутриконтинентальных приразломных бассейнах.

В самых восточных районах Сихотэ-Алиня ТСК распадается на два подкомплекса: верхнего-теривский (или барремский) - среднеальбский (иногда до середины сеномана) и верхнеальбский - верхнемеловой. Первый в окраинных частях Ханкайского массива сложен терригенными угленосными формациями, а восточнее - преимущественно турбидитами. Второй комплекс сложен средними и кислыми вулканитами, образующими протяженный Восточно-Сихотэ-Алиньский вулканический пояс. В основании подкомплекса отмечаются красноцветные формации.

#### Палеоцен-олигоценый (V) и миоцен-четвертичный (VI) ТСК

Кайнозойские ТСК распространены преимущественно восточнее разлома Нэнцзян и сложены серией угленосных и нефтегазоносных кластических

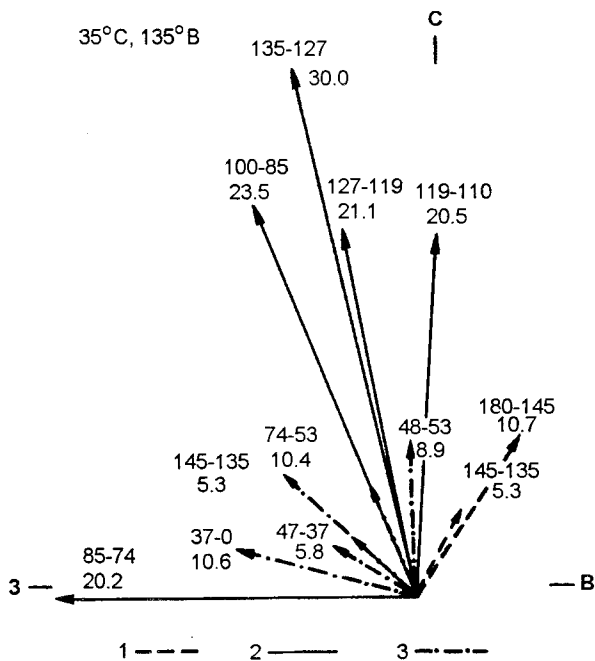


Рис. 5. Векторы скоростей движения плит Фаралон, Иза-наги, Кула и Тихоокеанской относительно Евразийской плиты (координаты полюса вращения  $35^{\circ}$  с.ш.,  $135^{\circ}$  в.д.), рассчитанные Энгебретсоном с соавторами (1985).

Верхние цифры обозначают период движения (млн лет), нижние - скорость движения в см/год. (По Магууама, Сено, 1986). Направление движения плит: 1 - Фаралон; 2 - Иза-наги; 3 - Тихоокеанской.

ких формаций [2, 4, 22]. Грабены Цзя И и Дунми - типичные примеры структур этой стадии развития. Анализ геофизических данных, преимущественно сейсморазведки, свидетельствует, что палеоцен-эоценовые образования характеризуют синрифтовую стадию, подобную раннемеловой, сопровождающуюся излиянием базальтов, олигоценовые - стадию правосдвиговых перемещений, когда были хорошо развиты как присдвиговые бассейны (pull-apart), так и присдвиговые поднятия, располагавшиеся четковидно. Такой тип бассейнов наблюдается как в КНР, так и в российском Приморье.

Неоген-четвертичный ТСК представлен аллювиально-озерными пестроцветными песчаными конгломератами, песками, аргиллитами с пластами угля, а также и щелочными базальтами, трансформирующими глубокие расколы в земной коре.

## 2. ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ

Общеизвестно, что мезозойско-кайнозойская геодинамическая эволюция рассматриваемого региона обусловлена режимом взаимодействия Сибирской и Северокитайской плит на ранней стадии и Тихоокеанской и Азиатской суперплит на поздней стадии. При этом весьма значительной была роль трансформных движений.

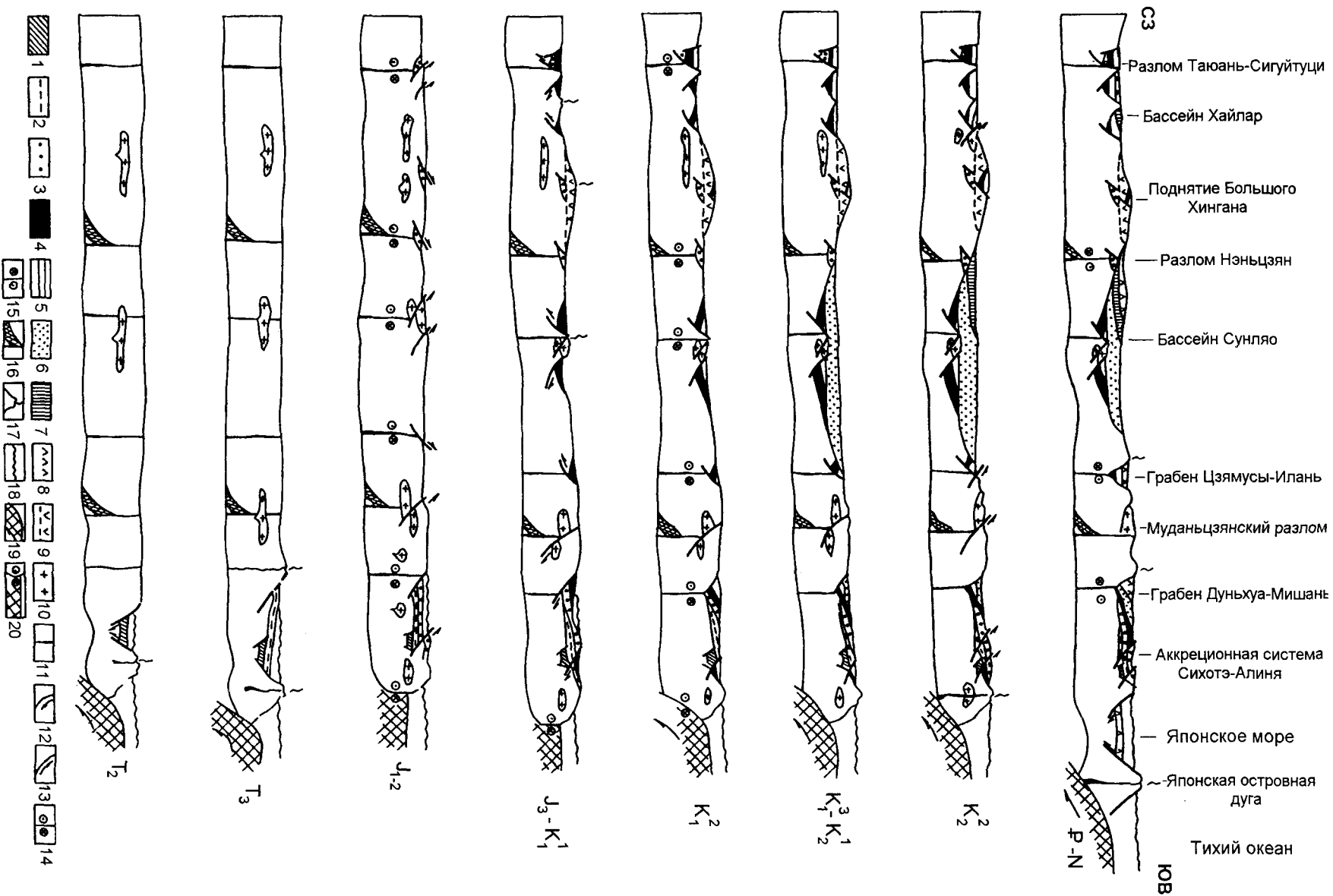
Представляется общепризнанным, что коллизия северной и южной плит произошла в конце палеозоя, но палеобиогеографические данные свидетельствуют, что смешения флоры не произошло и ангарская флора существенно отличалась от катазиатской. Согласно палеомагнитным данным, структурным построениям Б.А. Натальин [21] с итает, что Сибирский и Синокорейский кратоны испытали коллизию преимущественно в триасе и ранней юре, но между ними существовала и палеозойская сутура. Существуют мнения и о среднеюрской коллизии [1, 5, 10]. Данные по трансекту свидетельствуют, что после столкновения южной и северной плит имели место и внутриплитные деформации, так называемые постколлизийные [16]. Первый и второй ТСК в западном регионе являются результатом этих процессов, характеризовавшихся меридиональным сжатием, вследствие которого формировались субширотные складки и разломы. Этими процессами обусловлены, видимо, перерывы и несогласия внутри триаса и широкое распространение раннеюрских внутриконтинентальных бассейнов широтного простираия.

Множество фактов свидетельствует о том, что восточнее блока Цзямусы в течение поздней перми - средней юры существовал режим как пассивной, так и активной континентальной окраины [21]. По данным С. Маруямы с соавторами [20] 250 млн л. назад плита Фаралон субдуцировала под Евразийскую плиту (рис. 6). Восточнее блока Цзямусы 250-240 млн л. назад простираился вулканоплутонический пояс [9]. На Сихотэ-Алине и восточной окраине Ханкайского блока обнаружены кианитовые сланцы с возрастом 255 млн л., свидетельствующие о режиме высокого давления [3]. Всё это - свидетельства субдукции.

На ранней стадии субдукции (поздняя пермь - ранний триас) имела место аккреция вдоль континентальной окраины и формировалась окраинно-континентальная вулканическая дуга. На поздней стадии (средний-поздний триас) образовались задуговые бассейны с океанической корой. Суперколлизия северной и южной плит также способствовала формированию задуговых бассейнов.

Появление раннеюрской молассоподобной формации субширотного простираия и её смятие знаменует закрытие задуговых бассейнов. В это же время произошло тектоническое перемещение офиолитов.

В интервале 180-150 млн л. (средняя юра) плита Фаралон двигалась относительно Евразии на северо-восток со скоростью 10.7 см/год. С. Маруяма с соавторами [20] рассматривает эту стадию как стадию транскуррентных движений по серии трансформных разломов. В средней юре фор-



мировались внутриконтинентальные бассейны и тектонические покровы северо-восточного простирания. В поздней юре активизировались левосторонние сдвиги СВ и ССВ простирания. Все эти события связаны как с транскуррентными движениями, так и с финальной коллизией южной и северной плит.

Геофизические данные, полученные вдоль трансекта [25], показывают, что для центральной части бассейна Сунляо характерно поднятие мантии, но наиболее высокое положение поверхности Мохо наблюдается в восточной части бассейна. Кроме того, в восточной части бассейна, по данным сейсморазведки, в верхней коре наблюдается чешуйчатая структура, пластины наклонены на восток (см. рис. 4). Это свидетельствует о том, что до образования бассейна Сунляо здесь существовала утолщенная кора с широким развитием складок, надвигов и покровов, образовавшихся вследствие коллизии северной и южной плит.

Плита Изанаги 150 млн л. назад двигалась на север-северо-запад, имела место косая субдукция под Евразию. Отдаленным эффектом этих движений было растяжение утолщенной коры на западе и начало рифтогенеза в северо-восточной Азии. Метаморфические милониты фундамента в центральном поднятии бассейна Сунляо маркируют посторогенические коровые движения согласно модели J. Malavieille [19].

Эволюция рифтовой системы в северо-восточной Азии может быть разделена на две стадии: стадия синрифтового погружения и стадия пострифтового термального оседания. Синрифтовое погружение продолжалось в интервале 152-125 млн л., формировались приразломные полуграбены. Пострифтовое погружение охватывает интервал 125-65 млн л.; оно выразилось в общем проседании и образовании блюдцеобразных бассейнов.

Термальное погружение и глобальные подъемы уровня моря маркируются накоплением трансгрессивных фаций в основании формаций Циншанькоу (сеноман - турон) и Нэньцзян (сантон-кампан) в бассейне Сунляо [13, 14].

В центре рифтовой системы термальное погружение более значительное, поскольку здесь наиболее тонкая литосфера и наиболее высокий тепловой поток. В результате формируется двухярус-

ная структура с приразломными синрифтовыми грабенами в нижней части и структурой общего проседания в верхней части, как это можно наблюдать в бассейне Сунляо (см. рис. 3). Но иногда формируется только первый ярус приразломных синрифтовых грабенов (например, бассейн Хайлар).

Анализ геофизических данных, особенно полученных методом отраженных волн (рис. 4), подтверждает, что бассейн Сунляо является составным бассейном [12]. "Скучивание" пластин сопровождалось поднятием хребта в восточной части бассейна. Как уже упоминалось, примерно 135 млн л. назад косая субдукция плиты Изанаги со скоростью 30 см в год явилась причиной образования серии левых сдвигов СВ и ССВ простирания во время накопления формации Инчэн, после чего сформировалась структура присдвиговых хребтов и бассейнов (pull-apart).

Следует заметить, что интенсивность сдвиговых перемещений убывает с востока на запад. Возможно "градиентная зона" (см. рис. 1) экранировала напряжения, поскольку в бассейне Хайлар сдвигов практически нет, как нет и осадков, отвечающих стадии пострифтового погружения.

В интервале 74-53 млн л. Тихоокеанская плита погружалась под Азиатский континент со скоростью 10.4 см/год [20]. Отражением этих событий было воздымание восточного борта бассейна Сунляо и смещение к западу центра седиментации.

Косой субдукцией Тихоокеанской плиты 53 млн л. назад вызвано формирование кайнозойских рифтовых бассейнов Восточной Азии и интенсивный вулканизм. Наиболее значительными являются бассейн Бохайвань, серия рифтовых бассейнов вдоль ветвей системы Танлу (И - Шу, Цзя - И) и др.

В миоцене-плиоцене на Восточноазиатской окраине формируются обширные поля щелочных базальтов, что связано как со спредингом в Японском море, сопровождающимся правосдвиговыми перемещениями, так и рифтогенезом на континенте.

Авторы благодарны проф. Сун Яншену, проф. Гэ Сяохуну, проф. Цзиньсюю и проф. Чан Ци за доброжелательную дискуссию и содействие в написании этой статьи.

**Рис. 6.** Схема мезозойско-кайнозойской эволюции континентальной окраины в зоне трансекта М - С.

1 - 8 - стратиграфические уровни и соответствующие им отложения: 1 - среднетриасовые; 2 - верхнетриасовые; 3 - нижне-среднеюрские; 4 - верхнеюрско-нижнемеловые (добарремские); 5 - баррем-нижнеаптские; 6 - верхнеаптские - сантонские; 7 - турон-маастрихтские; 8 - палеоген - неогеновые; 9 - вулканы Большого Хингана; 10 - граниты; 11 - глубинные разломы; 12 - листрические плугообразные сбросы; 13 - надвиги; 14 - левые сдвиги; 15 - правые сдвиги; 16 - древние зоны субдукции; 17 - вулканы; 18 - уровень моря; 19 - субдукционная окраина; 20 - трансформная окраина.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий м-ба 1:2500 000 и объяснительная записка. СПб-Благовещенск-Харбин, 1996. 135 с. (рус. и кит.)
2. Кириллова Г.Л., Лю Чжаоцзюнь, Ван Сыминь, Варнавский В.Г., Крапивенцева В.В. Стратиграфическая корреляция позднемезозойских - кайнозойских разрезов Среднеамурского (Саньцзян) осадочного бассейна // Тихоокеан. геология. 1996. № 6. С. 81-102.
3. Коваленко С.В., Ханчук А.И. Первая находка глаукофановых сланцев в Сихотэ-Алине // Докл. АН СССР. 1991. Т. 318, № 3. С. 692-694.
4. 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.
5. Ханчук А.И. Геологическое строение и развитие континентального обрамления северо-запада Тихого океана. Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. М., 1993. 31 с.
6. Ханчук А.И., Голозубов В.В., Мартынов Ю.А., Симаненко В.П. Раннемеловая и палеогеновая трансформная континентальная окраина (калифорнийский тип) на Русском Сом Дальнем Востоке. В кн.: Тектоника Азии М.: ГЕОС, С. 240-243.
7. Ben-Abraham Z. Development of asymmetric basins along continental transform faults. In: P.A.Ziegler (ed.) Geodynamics of Rifting, v. III. Thematic Discussions. Tectonophysics. 1992. V 215. P. 209-220.
8. Chang K.H. Unconformity-bounded stratigraphic units // Geol. Soc. Amer. Bull. 1975. V. 86. N 11. P.1544-1552.
9. Duan Jiye, Zhang Xingzhou, Liu Zhaojun. Geological studies of Manzhouli-Suifenhe geoscience transect on lithosphere structure. In: Tectonic feature and evolution, northeastern part of China. 1995. P.67-93. (A report of geological studies on the Project of Manzhouli-Suifenhe geoscience transect).
10. Kirillova G.L. Late Mesozoic environmental history of southeastern Russia. Proc. of 15-th Intern. Symp. of Kyungpook National Univ. 1995. P. 93-107.
11. Li Sitian. Fault basin analyses and coal accumulation. 1988. Geological Publishing House, Beijing. P. 29-30. (In Chinese with English abstr.)
12. Lister G.S., Etheridge M.A., Symonds P.A. Detachment models for the formation of passive continental margins // Tectonics. 1991, v 10(5). P.1038-1064.
13. Liu Zhaojun, Wang Dongpo, Liu Li, Liu Wanghu, Wang Pujun, Du Xiaodi, Yang Guang. The Cretaceous sedimentary characteristics of the Songliao Basin // Acta Geologica. 1992. N 2. P. 321-338 (in Chinese).
14. Liu Zhaojun, Wang Dongpo et al. Sedimentary characteristics of the Cretaceous in the Songliao Basin // Acta Geologica Sinica. 1993. V 6. N 2. P.167-180.
15. Liu Zhaojun, Wang Xiaolin, Liu Wanghu, Xue Fang, Zhao Manping. Formation mechanism of the Songliao and Hailaer Mesozoic basins of Manzhouli-Suifenhe geoscience transect region. In: M-SGT geological research group ed. Geological Research on Lithosphere Structure and its Evolution of Manzhouli-Suifenhe Geoscience Transect Region of China. Beijing: Seismic Publishing House, 1994. P. 14-25. (in Chinese)
16. Liu Zhaojun, Zhang Xingzhou, Duan Jiye. Mesozoic-Cenozoic synthems and tectonic evolution within the Manzhouli-Suifenhe geoscience transect (M-SGI). Abstract Volume. International Symposium on Geoscience and Progresses of Northeast Asia, 1995. Changchun, China P. 64-66.
17. Liu Zhaojun, Cheng Rihui, Yi Haiyong, Liu Nanzhu, Wang Wei. The Mesozoic sedimentary basin types and their tectonic background in the surrounding area of the Liaohu Basin // Journal of Changchun Univ. of Earth Sciences. Special Issue. 1996. V. 26. P. 110-116.
18. Liu Zhaojun, Zhang Xingzhou, Duan Jiye. The characteristics and geodynamic background of the Mesozoic basin within Northeast China // Abstr. of the 30-th IGC. 1996. V 1. P. 336.
19. Malavieille J. Kinematic model for post-orogenic crustal extension: Rift river shear zone, Northeastern Basin and Range, USA // The 29-th IGC, Japan. 1992.
20. Maruyama S., Seno T. Orogeny and relative plate motions, an example of the Japanese Islands // Tectonophysics. 1986, v 12. P. 305-329.
21. Natal'in B.A. History and modes of Mesozoic accretion in southeastern Russia // The Island Arc. 1993, v 2. P.15-34.
22. Regional Geology of Heilongjiang Province. Beijing Geol. Publishing House. 1993. 734 p. (in Chinese, summary in Engl.).
23. Regional Geology of Inner Mongolia Autonomous Region. Beijing. Geol. Publishing House. 1991. 725 p. (in Chinese, summary in Engl.).
24. Wang Dongpo, Liu Zhaojun, Liu Li. Evolution of the Songliao Basin and the sea level change. Geological Publishing House, Beijing. 1994. P. 86-90. (in Chinese with Engl. Abstr.).
25. Yang Baojun, Liu Cai, Liang Tiecheng, Dong Shixue. Study on the wide-angle seismic sounding data of Manzhouli-Lindian section in M-SGT. Seismic Press, Beijing, 1994. P. 75-85 (in Chinese with Engl. abstr.).
26. Yang Baojun, Liu Cai, Zhou Yang, Liang Tiecheng, Tang Dayi. Study of the crust structure in the Anda-Zhaozhou-Harbin transect region using deep reflection method. In: M-SGT geophysical research group ed. Research on geophysical field and deep structural characteristics of Manzhouli-Suifenhe geoscience transect region of China. Beijing: Seismic Publishing House, 1995. P. 100-113. (In Chinese with Engl. Abstr.).
27. Zhang Hairi, Liu Rongzhi, Zhang Shufan, Kang Baoxiang. The Early Mesozoic deep sea sedimentary stratum in Wandashan of Heilongjiang Province // Heilongjiang Geology, v.2, N 2, 1991. P.30-40 (in Chinese with Engl. abstr.).
28. Zhang Yixia, Ge Xiaohong, Chen Qi. A brief introduction of Manzhouli-Suifenhe global geoscience transect (M-SGGI). P.R.China // Bull. Geol. Inst. of Changchun Univ. Earth Sciences. Seismic Press, Beijing. - 1992. - P. 41-47.
29. Zhang Yixia, Sun Yunsheng. Manzhouli-Suifenhe transect (M-SGGT). P.R.China, 1996.
30. Zhou Yuwen, Yu Chuliang. Characteristics and tectonic environment of Bearing-Gladocophane metamorphic complex in Mudanjiang region // Abstr. of the 29-th IGC, v.2. Kyoto, Japan, 1992. - P. 58-72.

*Liu Zhaojun, Kirillova G.L., Zhang Xingzhou, Wang Simin*

## **Mesozoic -Cenozoic tectono-stratigraphic complexes along the Manchzhuria-Suifenhe transect zone and adjoining area as a reflection of geodynamic evolution of the region**

Mesozoic-Cenozoic stratigraphic sequence along the Manchzhuria-Suifenhe transect zone is subdivided into six tectono-stratigraphic complexes (TSC) separated by unconformities. A system of deep-sea faults divides the transect zone into western continental tectonic province of intraplate deformations and eastern tectonic province of continental margin.

The first TSC (Late Permian -Triassic) in the western province developed very limited and composed of continental volcano-terrigenous deposits. In the eastern province a marginal-continental volcanic arc developed at the early stage of the Faralon plate subduction, and back-arc basins developed at the late stage, filled with volcanogenic-siliceous-argillaceous deposits with limestone lenses and olistostrome thick units, too.

During the formation of the second TSC (Early/Late Jurassic) transcurent movements along a series of transform faults were predominant in the Pacific region, as proposed by S.Maruyama and T.Seno. In the west, a final plate collision took place along the sublatitudinal sutures which resulted in the generation of sublatitudinal post-collision basins in the western province filled with volcano-terrigenous coal-bearing deposits. In the eastern tectonic province mostly siliceous-argillaceous deposits accumulated, while terrigenous sediments were in subordinate amount. Beginning with the middle Jurassic both provinces are marked by large-scale, left-lateral strike-slip fault movements and in the eastern province overthrust structures began to form and S-type collision granites were intruded.

The third TSC (Late Jurassic-Hauterivian) accumulated in the conditions of the Izanagi plate oblique subduction with the predominance of sliding along the transform faults causing deep-crustal rifting in East Asia, the generation of the Big Khingan volcanites, a series of rift basins, among which the Songliao basin is the largest. They were filled with volcanoclastic coal-bearing deposits. During the Hauterivian, left-lateral strike-slip dislocations became more active and pull-apart basins developed and granites intruded along them. In the eastern province in the continental margin siliceous-argillaceous deposits, turbidites and olistostromes accumulated.

The formation of the fourth TSC (Barremian-Late Cretaceous) corresponds to the Kula-Izanagi plate subduction regime first in the north-north-west and then in the west (85-74 Ma). In the western province post-rift subsidence of the basins filled with oil-bearing clastics continued. In the eastern province the fourth TSC is divided into two sub-complexes. The first sub-complex (Late Hauterivian-mid-Albian) is composed of turbidites, the second one (Late Albian-Late Cretaceous) consists of the East Sikhote-Alin belt volcanites. At the subcomplexes boundary dislocations, granitoid intrusions took place, but the final continental regime was established there in the late Cretaceous.

The formation of the fifth TSC (Paleogene-Oligocene) is related to the process of the Pacific plate oblique subduction and widespread plate reorganization 43 Ma ago which conditioned the formation of narrow rifts with right-lateral strike-slip component along the Tanlu system branches (I-Shu, Jia-I et al.) filled with thick coal-bearing and oil- and gas-bearing clastics. Rifting was accompanied by intense volcanism. In Miocene-Quaternary time during which the sixth TSC accumulated, the Pacific plate subduction continued resulting in spreading in the Sea of Japan followed by right-lateral strike-slip dislocations and formation of a pull-apart basin, and rifting in the continent with large-scale alkaline basalt eruptions and accumulation of continental coal-bearing deposits.

## ДИНАМИКА ФОРМИРОВАНИЯ МЕЛОВОГО ПАРТИЗАНСКО-СУХОДОЛЬСКОГО ЭПИКОНТИНЕНТАЛЬНОГО БАССЕЙНА (ЮЖНОЕ ПРИМОРЬЕ)

*В.В. Голозубов\*, Донг У Ли\*\**

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

*\*\*Национальный университет г. Конджу (Республика Корея)*

Партизанско-Суходольский бассейн расположен на юге Приморья и образован терригенными, преимущественно континентальными отложениями валанжин-альбского возраста, расчлененными на капреевскую свиту (валанжин) и сучанскую серию (верхний готерив-альб). Северо-восточнее бассейна обнажены прибрежно-морские отложения ключевской (валанжин) и соколовской (верхний готерив-альб) свит, которые, по-видимому, образуют продолжение этого бассейна. Формирование бассейна началось в валанжинское время в его восточной части, прилегающей к Центральному Сихотэ-Алинскому разлому; далее он развивался в юго-западном направлении. Накопление осадков происходило в пределах аллювиальной долины, переходящей в залив типа лимана или эстуария. Бассейн представляет собой конседиментационный синклиальный прогиб, сильно вытянутый в восток-северо-восточном направлении, а прилегающие к нему с северо-запада и юго-востока участки антиклинальных поднятий являлись источниками поступления обломочного материала. Формирование бассейна происходило в обстановке сжатия, ориентированного поперек его простирания. Разломы север-северо-восточного простирания (Западно-Партизанский и Партизанский) являлись в это время фациальными барьерами, вдоль них происходили вертикальные перемещения. В результате леволатеральных движений, которые происходили вдоль Партизанского разлома в позднеальбское время, восточная, прибрежно-морская часть бассейна была перемещена на север-северо-восток на расстояние 45-50 км. Накопление альб-сеноманской коркинской свиты происходило в бассейне север-северо-восточного простирания, ограниченного с востока Партизанским разломом или его северным продолжением - Арсеньевским разломом. Предполагается, что этот бассейн принадлежит к типу бассейнов синдвигового растяжения (pull-apart basins).

Вывод о том, что терригенная седиментация в эпиконтинентальном Партизанском бассейне контролировалась перемещениями (в т.ч. леволатеральными) вдоль разломов север-северо-восточного простирания хорошо увязывается с моделью, предусматривающей трансформный режим формирования Восточно-Азиатской окраины в раннемеловое время.

### ВВЕДЕНИЕ

Партизанско-Суходольский бассейн (известный как Сучанский или Партизанский угольный бассейн) образован преимущественно нижнемеловыми континентальными отложениями. Он располагается на юге Приморья и протягивается в восток-северо-восточном направлении от восточного побережья Уссурийского залива у г. Большой Камень до верховий р.Партизанской на расстоянии около 100 км при ширине 25-30 км на юго-западном фланге бассейна и вдвое большей - на его северо-восточном фланге (рис. 1, 2). Фундамент бассейна сложен раннепалеозойским комплексом габброидов и гранитоидов Сергеевского террейна [25], верхнепермскими дислоцированными осадочными и вулканогенными породами, а также триасовыми и юрскими терригенными породами, которые дислоцированы относительно слабо. Восточным ограничением бассейна считается зона Партизанского разлома, который является южным продолжением Арсеньевского разлома [3, 18].

Данный бассейн изучается уже достаточно давно в связи с тем, что почти с начала века на восточном его фланге, в районе нынешнего г. Парти-

занска, отрабатываются крупные угольные месторождения. Обширный материал, собранный в процессе эксплуатационных, геологоразведочных, геологосъемочных и научно-исследовательских работ, в 60-е годы был обобщен и опубликован в многочисленных статьях и монографиях. Стратиграфию, литологию и фации угленосных толщ изучали И.И.Шарудо [26, 28 и др.] и Е.А.Перепечина [21 и др.]). Флористические комплексы бассейна описаны в работах Б.М.Штемпеля, а позднее - В.А.Красилова [11]. Палинологические исследования угленосных толщ бассейна выполнены З.И.Вербицкой и В.С. Маркевич [16]. Палеогеографические и палеогеоморфологические реконструкции для раннемелового времени составлены И.И. Шарудо [27] и Ф.Р. Лихтом [14].

Следует отметить, однако, что все эти обобщения базировались, прежде всего, на материале восточной и юго-восточной частей бассейна, где располагаются горнодобывающие предприятия, а также западной его части на восточном побережье Уссурийского залива. В геологии центральной и, особенно, северной части бассейна осталось много пробелов, что показали недавние геологические съемки [20].



Происхождение Партизанско-Суходольского, как и других меловых эпиконтинентальных бассейнов юга Приморья, объяснялось в рамках тектоники вертикальных перемещений блоков до мелового фундамента [3, 5, 18]. Для данного бассейна предлагалась, в частности, модель конседиментационной «штамповой» складчатости [12]. Сдвиговые перемещения вдоль Партизанского разлома, как и других крупных разломов север-северо-восточного простирания, считались постседиментационными и датировались поздним мелом [2, 9, 23, 24]. Однако к настоящему времени появляется все больше данных о том, что система окраинно-континентальных левых сдвигов Танченг-Луджиянг (Тан-Лу), в которую входят главные разломы Сихотэ-Алиня - Центральный Сихотэ-Алинский и Арсеньевский с его продолжением - Партизанским разломом (см. рис. 1), была наиболее активной в более раннее, позднеюрское-раннемеловое (по [32]) или раннемеловое (готерив-аптское, по [29]) время. На юго-восточном фланге системы Тан-Лу, на юге Корейского полуострова, описана серия меловых (главным образом раннемеловых) эпиконтинентальных бассейнов синдвигового растяжения (pull-apart basins), приуроченных к зонам разломов северо-восточного простирания [31]. Для Центрального Сихотэ-Алинского разлома, на значительном протяжении ограничивающего Журавлевский турбидитовый террейн, также предполагаются крупномасштабные конседиментационные сдвиговые перемещения в течение всего нижнего мела [7, 8]. Формирование и развитие Партизанско-Суходольского бассейна, как и других меловых эпиконтинентальных бассейнов восточной окраины Азии, нельзя, таким образом, рассматривать без учета влияния этих перемещений как на процесс формирования впадин, так и на внутрибассейновую седиментацию.

В предлагаемой статье сделана попытка решения проблемы происхождения Партизанско-Суходольского бассейна путем реконструирования динамических обстановок, господствовавших в процессе его формирования. Исходным материалом для реконструкций служили литолого-фациальные характеристики нижнемеловых толщ, а также данные о геометрии бассейна и особенностях проявленных в нем дислокаций.

### 1. СТРАТИГРАФИЯ И ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БАСЕЙНА.

Взгляды на стратиграфию меловых отложений Партизанско-Суходольского бассейна сложились к 60-м годам и с тех пор не подвергались значительным коррективам. Выделялись сучанская (продуктивная) серия готерив-альбского возраста и коркинская (непродуктивная) серия альб-сеноманского возраста [4, 5, 26]. В соответствии со

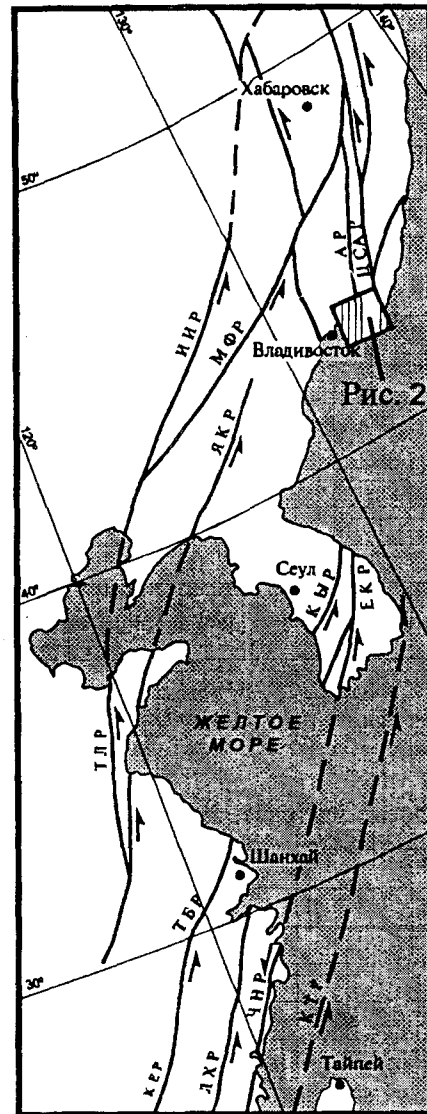


Рис. 1. Главные разломы системы окраинно-континентальных левых сдвигов Тан-Лу. По [23], с дополнениями.

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

схемой, разработанной В.А. Красиловым [11], сучанская серия подразделена, в свою очередь, на старосучанскую, северосучанскую и френцевскую свиты. В результате недавних геологосъемочных и тематических работ на левобережье верхний р. Партизанской и в верховьях р. Лазовки была также выделена и закартирована угленосная капреевская свита валанжинского возраста [20]. Несколько северо-восточнее, в верховьях р. Уссурь, нижнемеловые породы объединены в ключевскую и соколовскую свиты [22], которые являются возрастными и фациальными аналогами капреев-

кой свиты и сучанской серии соответственно. Эти свиты образуют сохранившиеся от эрозии фрагменты раннемелового бассейна, зажатого между Арсеньевским и Центральным Сихотэ-Алинским разломами и являющегося, по нашему мнению, продолжением Партизанско-Суходольского бассейна, перемещенным на север-северо-восток вдоль Партизанского разлома.

### 1.1. Валанжинские отложения

*Капреевская свита* (до 280 м, колонка IV на рис. 3) представляет собой, по А.В.Олейникову [20], крупный ритм, в подошве которого доминируют песчаники, гравелиты и конгломераты, а в кровле - часто чередующиеся песчаники, алевролиты и аргиллиты. Базальная пачка мощностью 10-50 м образована конгломератами, конгломератобрекчиями, гравелитами и грубозернистыми песчаниками с галькой. Выше разрез представлен ритмично чередующимися грубо- и крупнозернистыми и мелкозернистыми песчаниками, алевролитами, углистыми аргиллитами и углями. Ритмопачки имеют мощность 30-70 м. Грубообломочные породы в основаниях ритмопачек часто содержат обломки подстилающих аргиллитов и каменных углей.

Капреевская свита представляет собой чередование русловых и пойменных фаций. Углистые

аргиллиты и угли в кровлях некоторых ритмопачек накапливались, по-видимому, в условиях пойменных озер и болот.

Валанжинский возраст свиты установлен по комплексу флоры [20].

*Ключевская свита* в верховьях р. Усури (колонка VI на рис. 3) имеет мощность до 1000 м и также представляет собой крупный ритм, в нижней части которого преобладают песчаники от крупно- до мелкозернистых с прослоями гравелитов и конгломератов, а в кровле - алевролиты [1]. Этот ритм распадается на три ритма меньшей мощности. Базальные конгломераты имеют мощность до 10 м. Несколько выше по разрезу в песчаниках обнаружены прослой углистых аргиллитов с остатками флоры. Остальная часть разреза охарактеризована морской фауной валанжинских бухий [1].

На левобережье и в верховьях р. Партизанской (колонка V на рис.3) сохраняется деление свиты на три ритма, в основаниях которых горизонты грубозернистых песчаников мощностью до 220 м, а в кровлях - часто чередующиеся, преимущественно мелкозернистые песчаники и алевролиты. Разрез охарактеризован фауной устриц, бухий и корбикул, а также растительными остатками [4, 20]. Состав флористического комплекса такой же, как и в капреевской свите [20].

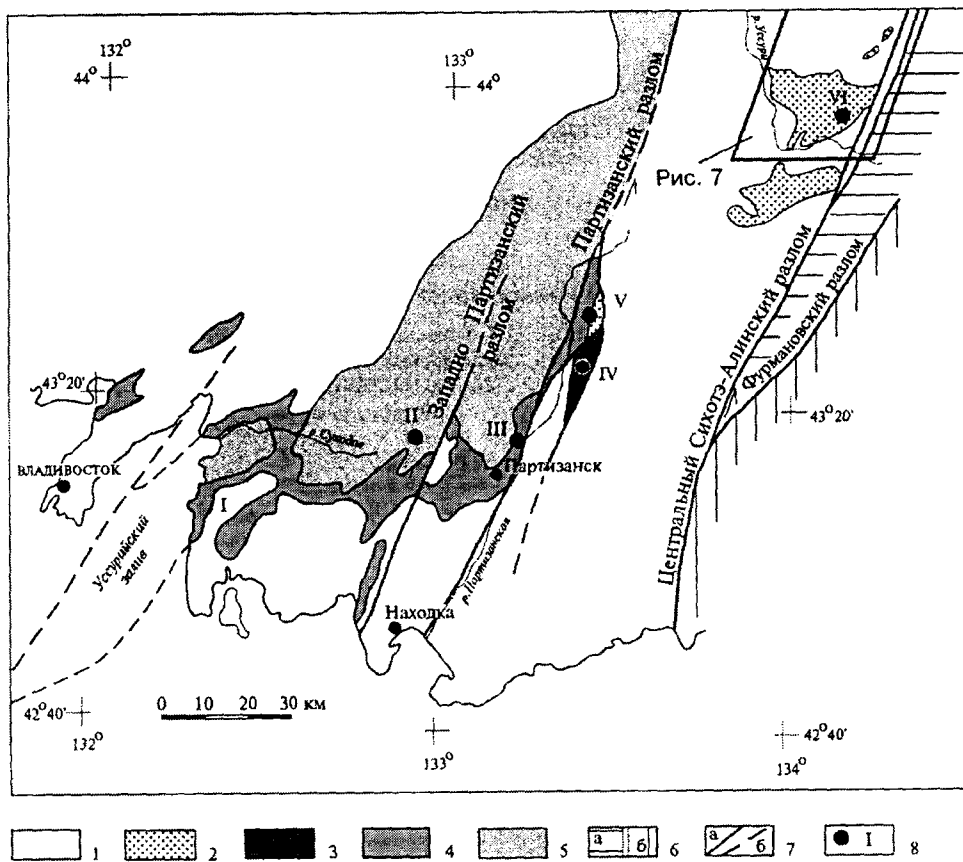


Рис. 2. Схема распространения нижнемеловых отложений в Южном Приморье.

1 - домеловой фундамент; 2 - ключевская и соколовская свиты (валанжин-альб); 3 - капреевская свита (валанжин); 4 - сучанская серия (готерив-альб); 5 - коркинская серия (альб-сеноман); 6 - раннемеловые - Журавлевский (а) и Таухинский (б) террейны; 7 - левые сдвиги; 8 - положение разрезов, показанных на рис. 3.

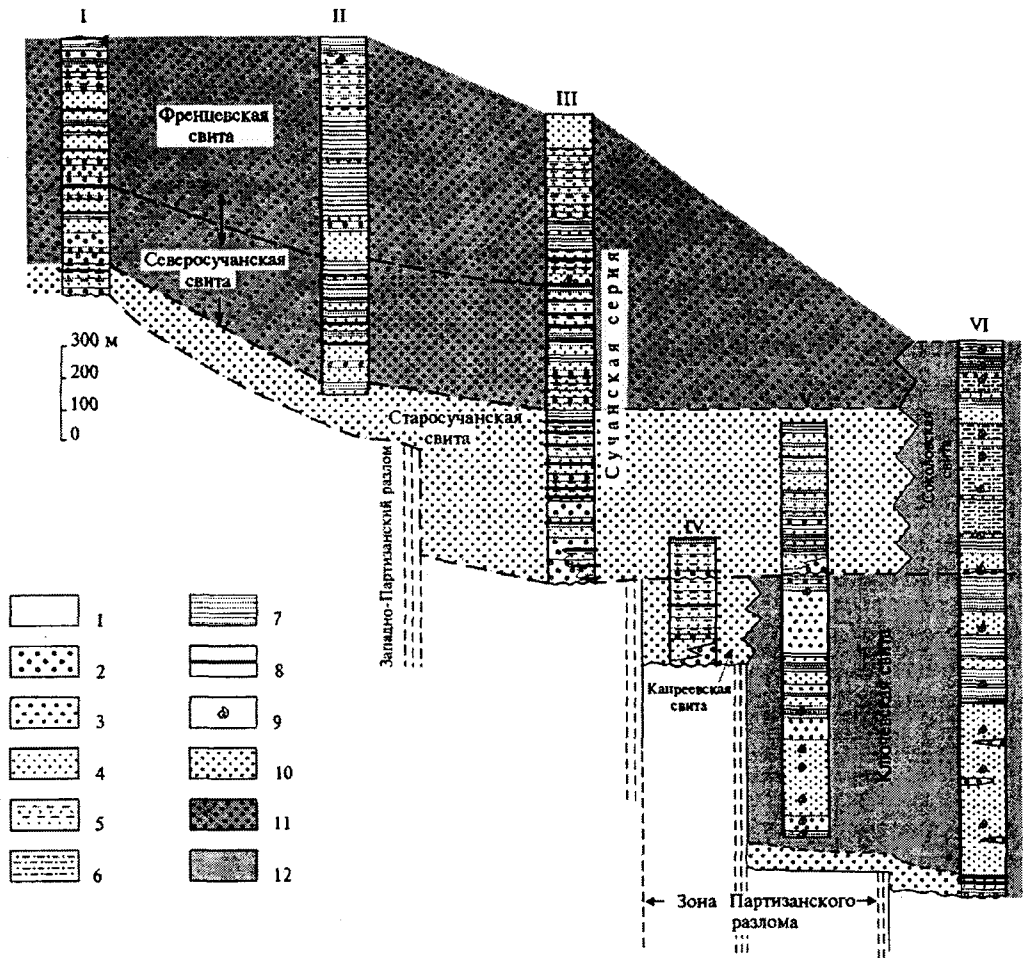


Рис. 3. Колонки нижнемеловых отложений Партизанско-Суходольского бассейна.

1 - домеловой фундамент; 2 - конгломераты, брекчии и гравелиты; 3 - песчаники грубо- и крупнозернистые; 4 - песчаники средне- и мелкозернистые; 5 - ритмичное переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов; 6 - песчанистые алевролиты; 7 - алевролиты и аргиллиты; 8 - углистые аргиллиты и угли; 9 - места находок морской фауны; 10-12 - фации: континентальные (10), чередование континентальных и прибрежно-морских (11) и прибрежно-морские (12).

Колонки I (восточное побережье Уссурийского залива), II (район пос. Тигровое)- по [15]; III (правобережье р. Партизанской) - по [11]; IV, V (левобережье р. Партизанской) - по [4, 20]; VI (правобережье верховий р. Усури) - по [1]. Положение разрезов см. на рис. 2.

Накопление ключевской свиты началось в наземных условиях, быстро сменившихся седиментацией в условиях прибрежно-морского мелководья. Левобережье р. Партизанской, где соседствуют наземные (капreeвская свита) и прибрежно-морские (ключевская свита) отложения, является, по-видимому, западной границей распространения морских отложений валанжинского возраста. Находки в этом районе солоноватоводной фауны рода *Corbicula* указывает на то, что ключевская свита накапливалась здесь временами в лагунных условиях вблизи устья реки.

## 1.2. Верхний готерив-альбские отложения

*Сучанская серия* на левобережье р. Партизанской с размывом и несогласием залегает на капreeв-

евской и ключевской свитах (колонки IV и V на рис.3) [15, 20]. Западнее Партизанского разлома сучанская серия залегает непосредственно на порогах фундамента.

На правобережье р. Партизанской (колонка III на рис. 3) серия имеет максимальную (до 1700 м) мощность и содержит наибольшее количество угольных пластов. Образующие серию старосучанская, северосучанская и френцевская свиты представляют собой крупные ритмы, распадающиеся на ритмы меньшей мощности.

*Старосучанская свита* (до 600 м) образована ритмопачками мощностью обычно 10-40 м, иногда до 90 м [4], в основании которых конгломераты, брекчии, гравелиты и песчаники, а в кровле - алевролиты и углистые аргиллиты, иногда пере-

ходящие в каменные угли. Роль тонкообломочных составляющих растёт вверх по разрезу. Предыдущими исследованиями установлена значительная изменчивость фаций и мощностей отдельных ритмопачек по латерали [20, 26]. Мощность базальной ритмопачки, например, иногда выделявшейся в отдельную нижнесучанскую свиту, колеблется в пределах 35-250 м. По данным А.В.Олейникова (1992г.), эта ритмопачка иногда полностью состоит из конгломератов, которые образуют в плане расширяющиеся полосы шириной до 2-3 км, представляющие собой, по-видимому, конуса выноса палеореки, текущей с юго-запада на северо-восток вдоль простирания бассейна. По латерали конгломераты переходят в пачки чередования песчаников и конгломератов. В промежутках между полосами конгломератов установлены мелкообломочные породы с пластами каменных углей, причем в некоторых случаях пласты углей залегают непосредственно на фундаменте. За пределами палеодолин в краевых частях бассейна базальные пачки образованы элювиальными брекчиями. Иногда видно даже, как небольшая дайка риолитов среди допермских габброидов прослеживается в базальном слое в виде элювиальных глыб.

Породы нижних частей ритмопачек сопоставляются с аллювиально-пролювиальными отложениями, а тонкообломочные породы и угли верхних частей ритмопачек - с отложениями речных пойм, озер и болот [4, 26].

*Северосучанская свита* (до 500 м) образована 6 ритмопачками, мощности которых обычно 50-90 м. Конгломераты и гравелиты обнаружены не во всех разрезах и в основании только нижних двух ритмопачек [11]. Выше по разрезу ритмы образованы песчаниками, алевролитами, углистыми алевролитами и углями при нарастании роли тонкообломочных пород.

Свита содержит фауну фораминифер и моллюсков, в том числе устриц и корбикул [11].

Породы нижних частей ритмопачек сопоставляются с аллювиально-пролювиальными, реже - прибрежно-морскими отложениями, а тонкообломочные отложения верхних частей ритмопачек - с лагунно-болотными, озерно-болотными и болотными отложениями [4, 26].

*Френцевская свита* (до 600 м) в основании имеет горизонт мелкозернистых песчаников с морской фауной тригоний, который по латерали замещается гравелитами и конгломератами [11]. Свита образована тремя ритмопачками мощностью 140-250 м, причем верхний ритм представлен только нижней частью. В основаниях ритмопачек - средне- и мелкозернистые песчаники (иногда - гравелиты и конгломераты), а в кровлях алевролиты и аргиллиты.

Кроме упомянутой фауны тригоний, свита содержит остатки устриц, пресноводных пелеципод и гастропод [11].

Отложения френцевской свиты представлены аллювиально-пролювиальной, озерной, озерно-болотной и прибрежно-морской группами фаций [4, 26].

В.А.Красилов, основываясь на анализе остатков флоры, определил возраст старосучанской свиты как поздний неоком-начало апта, а северосучанской - в пределах апта [11]. Морская фауна тригоний, найденная в подошве френцевской свиты, определяет ее возраст в пределах среднего-позднего альба [10]. Палинологические комплексы датируют старосучанскую свиту поздним готеривом-ранним аптом, северосучанскую свиту - аптом-ранним альбом, а френцевскую свиту - средним альбом [16].

В юго-западном направлении описанный характер разреза сучанской серии сохраняется в полосе шириной до 25 км вдоль долины р. Партизанской. Судя по данным отдельных скважин, далее к юго-западу происходит замещение угленосных, в значительной мере грубообломочных пород более тонкообломочными, начинают доминировать озерные, лагунные и прибрежно-морские отложения (см. колонку II на рис. 3) Особенно это относится к северосучанской и френцевской свитам [15]. Континентальные, более грубообломочные отложения прослеживаются по всему разрезу сучанской серии только в южной и северо-западной периферийных частях бассейна [4, 27, 28].

На восточном побережье Уссурийского залива (колонка I на рис. 3) сучанская серия имеет сокращенную мощность за счет выклинивания нижних ритмопачек старосучанской свиты. Суммарная мощность старосучанской и северосучанской свит составляет здесь до 350 м, что более чем в 3 раза меньше, чем на правобережье р. Партизанской [10,21]. По мнению В.А. Красилова [10], комплексы остатков флоры, собранной в базальных слоях старосучанской свиты этого района, коррелируются с флорой верхних горизонтов этой свиты на правобережье р.Партизанской. Другими словами, юго-западная часть бассейна начала заполняться значительно позднее, чем его северо-восточная часть.

*Соколовская свита* (до 800 м) распространена в восточной части бассейна, где она несогласно перекрывает более древние отложения. Ареал ее распространения далеко не всегда совпадает с выходами ключевской свиты, часто она залегает на породах домелового фундамента.

В составе свиты выделяются две ритмопачки (колонка VI на рис. 3, [1]). Нижняя мощностью до 530 м имеет в основании горизонт базальных конгломератов (15-20 м), сменяющихся горизонтом чередования песчаников и алевролитов (до 120 м). Средняя и верхняя части ритмопачки образованы монотонными песчанистыми алевролитами с редкими прослоями мелкозернистых песчаников. Верхняя ритмопачка (до 270 м) начинается переслаиванием песчаников и алевролитов и заканчивается горизонтом алевролитов.

В цементе базальных конгломератов найден верхнеготеривский-барремский аммонит. Выше по разрезу найдены остатки флоры и морской фауны апт-альбских аммонитов и двустворок рода *Aucellina*. В направлении с востока на запад в нижней части разреза свиты появляются, а затем доминируют представители родов *Ostrea*, *Mytilus*, *Modiola* (?) и *Callista*. Это позволяет сделать вывод о некотором опреснении бассейна в западной части и, следовательно, о близости береговой линии [1, 5].

Таким образом, выстраивается закономерная последовательность сменяющих друг друга по простиранию бассейна готерив-альбских отложений (с юго-запада на северо-восток): отложения аллювиальной долины, иногда опускавшейся ниже уровня моря (колонки I и II на рис.3), отложения приустьевой части этой долины, характеризующиеся максимальной мощностью и угленасыщенностью (колонки III-V), шельфовые отложения (колонка VI) которые сменяются к востоку отложениями континентального склона, главным образом, его подножья (раннемеловые комплексы Журавлевского террейна [7, 8]).

### 1.3. Поздний альб-сеноманские отложения

В коркинскую серию альб-сеноманского возраста в данном бассейне традиционно выделяют мощную (до 1700 м) толщу вулканогенно-осадочных пород, разделенную на кангаузскую и романовскую свиты [20]. Ареал ее распространения несколько смещен к северу относительно нижележащей сучанской серии, и в северной части бассейна коркинская серия залегает на породах домелового фундамента [3]. Это свидетельствует, возможно, о перемещении депоцентра бассейна в север-северо-восточном направлении. Серия залегает местами согласно, местами (на юго-востоке бассейна) с глубоким размывом на породах сучанской серии [4].

Кангаузская свита (до 240 м [20]) образована, главным образом, песчаниками с примесью туфового материала, зелеными алевролитами, а также гравелитами и конгломератами. Романовская свита (до 1450 м [20]) сложена пестроцветными терригенными породами, часто имеющими ритмичное строение. Ритмы образованы разнозернистыми

песчаниками (гравелитами до мелкогалечных конгломератов), вверху - пестроцветными алевроаргиллитами и туффитами. В середине разреза свиты появляются, а в кровле преобладают вулканиты смешанного состава.

Как показали детальные исследования Ф.Р.Лихта [14,15], коркинская серия представлена, главным образом, континентальными отложениями преимущественно аллювиальных фаций.

## 2. ДИСЛОКАЦИИ

Сучанская и коркинская свиты слабо дислоцированы и в целом образуют открытую синклиналь восток-северо-восточного простирания с падениями крыльев обычно до 30°, редко круче. Ось этой складки постепенно погружается в восток-северо-восточном направлении. Важно отметить, что осевой части этой синклинали, судя по распределению фациальных комплексов, приблизительно соответствует и ось максимального прогибания при заполнении бассейна.

Ключевская свита в верховьях р.Уссури образует складки с падениями крыльев под углами 40-60°; соколовская свита залегает здесь значительно положе (углы падения обычно до 20°), что отражает, по-видимому, несогласный характер залегания подошвы этой свиты [6].

В зоне влияния Партизанского разлома в полосе шириной 2-3 км нижнемеловые угленосные отложения, обычно залегающие полого, смяты в узкие линейно вытянутые складки с крутопадающими крыльями и разорваны многочисленными нарушениями, преимущественно надвигами. Эти надвиги ориентированы вдоль осей складок, падение их преимущественно юго-восточное [2, 19]. В начале позднего мела разлом проявил себя как левый сдвиг [2].

В пределах бассейна выделяется также Западно-Партизанский разлом (см. рис.2), который, по мнению Ф.Р.Лихта, ограничивает с запада область распространения разрезов сучанской серии, имеющих промышленную угленосность [13].

## 3. ФОРМИРОВАНИЕ ПАРТИЗАНСКО-СУХОДОЛЬСКОГО БАССЕЙНА

### 3.1. Валанжин-альбское время

#### 3.1.1. Первоначальная конфигурация бассейна

Ключевская и соколовская свиты образуют сохранившиеся от эрозии фрагменты отложений раннемелового бассейна, располагавшегося между Партизанским и Центральным Сихотэ-Алинским разломами. Как уже говорилось, весьма вероятно, что этот бассейн является перемещенным вдоль Партизанского разлома шельфовым продолжением

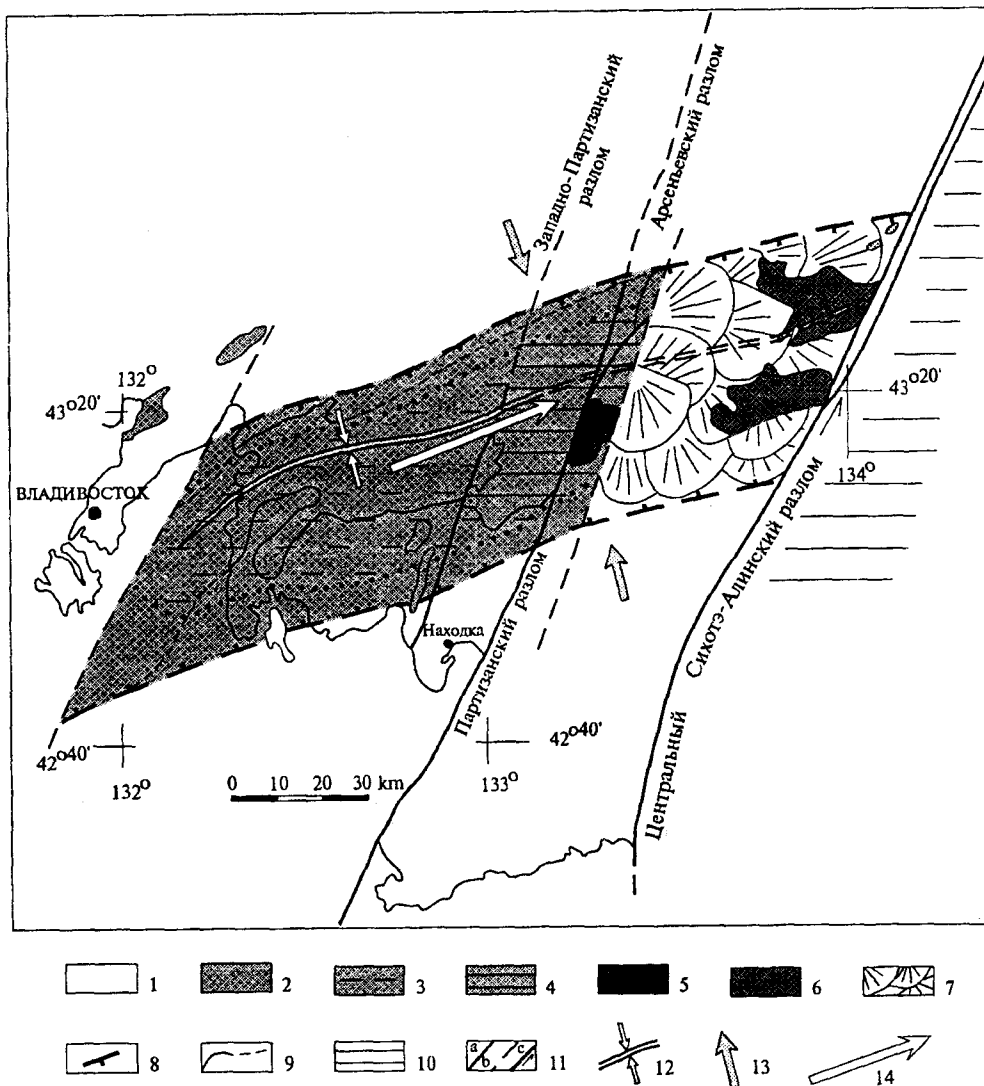


Рис. 4. Формирование Партизанско-Суходольского бассейна в валанжин-альбское время (пояснения в тексте).

1 - домеловой фундамент; 2-4 - отложения готерив-альба (сучанская серия): континентальные (2), чередование континентальных и прибрежно-морских (3, 4), область максимального угленакопления (4); 5 - валанжинские континентальные отложения (капреевская свита); 6 - 7 - валанжинские и/или готерив-альбские прибрежно-морские отложения (ключевская и/или соколовская свиты); современные выходы на дневную поверхность (6), предполагаемый бассейн седиментации (7); 8 - предполагаемая граница Партизанско-Суходольского бассейна; 9 - граница современного распространения нижнемеловых отложений; 10 - нижнемеловые отложения подножья континентального склона (Журавлевский террейн); 11 - разломы: а, б - сбросы, в - сдвиги; 12 - ось конседиментационной синклинали; 13 - направление регионального сжатия; 14 - направление сноса обломочного материала.

Партизанско-Суходольского бассейна, заполненного отложениями преимущественно континентальных фаций. Об этом свидетельствуют аналогии в возрасте нижнемеловых отложений и характере ритмичной терригенной седиментации, а также данные о существовании в обоих бассейнах несогласия в подошве верхний готерив-альбского разреза. На это же указывает единство фундамента этих бассейнов - в обоих случаях он образован раннепалеозойскими габброидами и гранитоидами Сергеевского террейна [25], перекрытого чехлом

пермских, триасовых и юрских терригенных и вулканогенных отложений.

В таком случае появляется возможность оценить амплитуду леволатеральных перемещений по Партизанскому разлому в поздний альб-сеноманское время. Она составит около 40-45 км (рис. 4).

При такой интерпретации Партизанско-Суходольский бассейн увеличивает свою протяженность на 40-50 км и восточной его границей становится уже Центральный Сихотэ-Алинский разлом.

### 3.1.2. Роль разломов север-северо-восточного простирания в процессе формирования бассейна

Приведенные выше данные свидетельствуют о синседиментационной активности разломов север-северо-восточного простирания. Крупным фациальным барьером являлся Партизанский разлом, вдоль которого происходила смена преимущественно континентальных угленосных толщ сучанской серии (готерив-альб) прибрежно-морскими отложениями ключевской и соколовской свит (валанжин-альб, см. рис. 3). В зоне этого разлома происходит также выклинивание слоев валанжинского возраста.

Ф.Р.Лихт [13] придавал важное значение Западно-Партизанскому разлому субмеридионального простирания, который, являясь ответвлением Партизанского разлома, трассируется почти параллельно ему в 20-25 км северо-западнее. Этот разлом, по его мнению, являлся фациальным барьером, восточнее которого распространены, главным образом, угленосные толщи (район г. Партизанска), а западнее - практически безугольные разрезы преимущественно озерного и прибрежно-морского происхождения.

Центральный Сихотэ-Алинский разлом ограничивал с востока шельфовое продолжение Партизанско-Суходольского бассейна и, соответственно, также являлся важным фациальным барьером. Восточнее этого разлома на океаническом основании в течение всего нижнего мела у подножья континентального склона происходило накопление мощной (до 15 км) толщи турбидитов [7, 8].

Приведенные выше данные свидетельствуют, однако, только о вертикальной составляющей конседиментационных перемещений вдоль перечисленных разломов в раннемеловое время. Сдвиговая компонента предполагается нами с учетом данных о существовании в раннемеловое время регионального сжатия, ориентированного в направлении ССЗ-ЮЮВ, которое частично реализовывалось перемещениями вдоль сдвигов север-северо-восточного простирания [29, 32].

### 3.1.3. Партизанско-Суходольский бассейн - конседиментационная синсдвиговая синклиналь.

Приведенные выше данные о распределении фаций сучанской серии, а также капреевской, ключевской и соколовской свит позволяют предполагать, что вмещающая эти отложения впадина представляла собой сильно вытянутый в восток-северо-восточном направлении конседиментационный синклинальный прогиб общей протяженностью около 150 км при средней ширине около 40 км (см. рис.4). В краевых частях этого прогиба разрезы представлены континентальными, большей частью

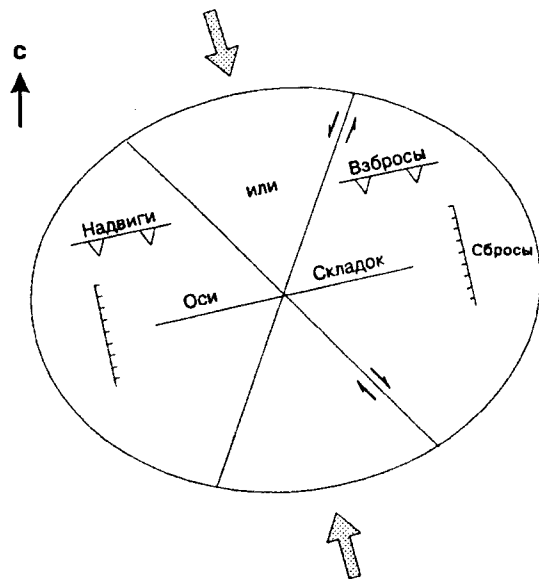


Рис. 5. Геометрические взаимоотношения в плане ориентировок разрывов и складок, являющихся результатом субмеридионального регионального сжатия (по [30], адаптировано).

грубообломочными аллювиально-пролювиальными и элювиальными отложениями, в то время как для осевых частей более характерны тонкообломочные озерные, лагунные и прибрежно-морские отложения [4, 27, 28]. Прилегающие к этому прогибу с северо-запада и юго-востока участки в этот период времени представляли собой области размыва, т.е. ядра конседиментационных антиклиналей [4, 12, 27, 28].

Некоторые наблюдения указывают на то, что система узких присдвиговых складок на правом берегу р. Партизанской (о которой говорилось выше) начала формироваться еще в процессе раннемеловой седиментации, о чем можно судить по характерным изменениям мощностей и фаций [14, 26]. Так, по данным Ф.Р.Лихта [14], ядро локальной антиклинали, трассирующей в черте г. Партизанска, сложенной породами домелового фундамента, в периоде накопления сучанской серии представляло собой ось положительной палеоморфоструктуры, т.е. здесь доминировали эрозионные процессы. Угленосные отложения на крыльях этой складки представлены отложениями предгорно-шлейфовой денудационно-аккумулятивной долины. В пользу этого предположения свидетельствуют также данные И.И.Шарудо [26] о распределении мощностей надугленосной подсвиты (нижней ритмопачки френцевской свиты в современном понимании). В ядрах двух антиклинальных складок мощность подсвиты составляет 10-40 м, в то время как в осевых частях прилегающих синклиналей эта мощность увеличивается до 200-250 м.

Формирование синклинального прогиба происходило, как уже говорилось, в условиях регионального сжатия, ориентированного в направлении ССЗ-ЮЮВ, т.е. поперек простирания этого прогиба. Геометрия бассейна, сильно вытянутого в восток-северо-восточном направлении, при такой ориентировке сжатия исключает возможность применения моделей, предусматривающих формирование бассейнов в условиях синдвигового растяжения (pull-apart basins, рис.5). Маловероятной по этой же причине представляется и модель, рассматривающая бассейн как развивавшуюся грабен-синклиналь ("штамповую" синклиналь по [12,14]). В рамках этих представлений седиментация контролируется активностью сбросов, ориентированных вдоль простирания бассейнов, в данном случае - в восток-северо-восточном направлении. Такого рода продольные сбросы регионального плана в описываемом районе не установлены в породах как фундамента, так и, тем более, нижнемелового чехла.

Мы придаем важное значение тому обстоятельству, что ось максимального прогибания в процессе заполнения бассейна ориентирована таким же образом, как и первичные простирания осей складок в юрских и меловых террейнах Сихотэ-Алиня. Эти складки, по мнению В.П.Уткина [24], являются пликативным выражением левых перемещений над развивавшимися снизу вверх сдвигами север-северо-восточного простирания. Можно предполагать, таким образом, что формирование впадины происходило в рамках механизма, аналогичного процессу формирования складок в юрских и меловых террейнах Сихотэ-Алиня. Другими словами, в результате субмеридионального сжатия в зоне, располагающейся выше активных сдвигов, могло происходить коробление поверхности земли с образованием валов и впадин, вытянутых в субширотном направлении.

Мы пришли, таким образом, к выводу, на первый взгляд, парадоксальному, о том, что сминались в складки породы фундамента, совершенно для этого непригодные - в первую очередь, габброиды, в меньшей степени - гранитоиды и метаморфиты Сергеевского террейна. Однако имеются данные о том, что этот комплекс пород находится в аллохтонном залегании и образует пластину относительно небольшой (большой частью до 500 м) мощности, которая в раннемеловое время была смята в складки вместе с подстилающими габброиды средне-позднеюрскими терригенными отложениями автохтона [6, 17] (рис. 6). Форма и размер таких складок зависят, очевидно, от мощности сминавшихся пластообразных тел габброидов. При относительно малой мощности этих тел, заключенных среди осадочных комплексов, склад-

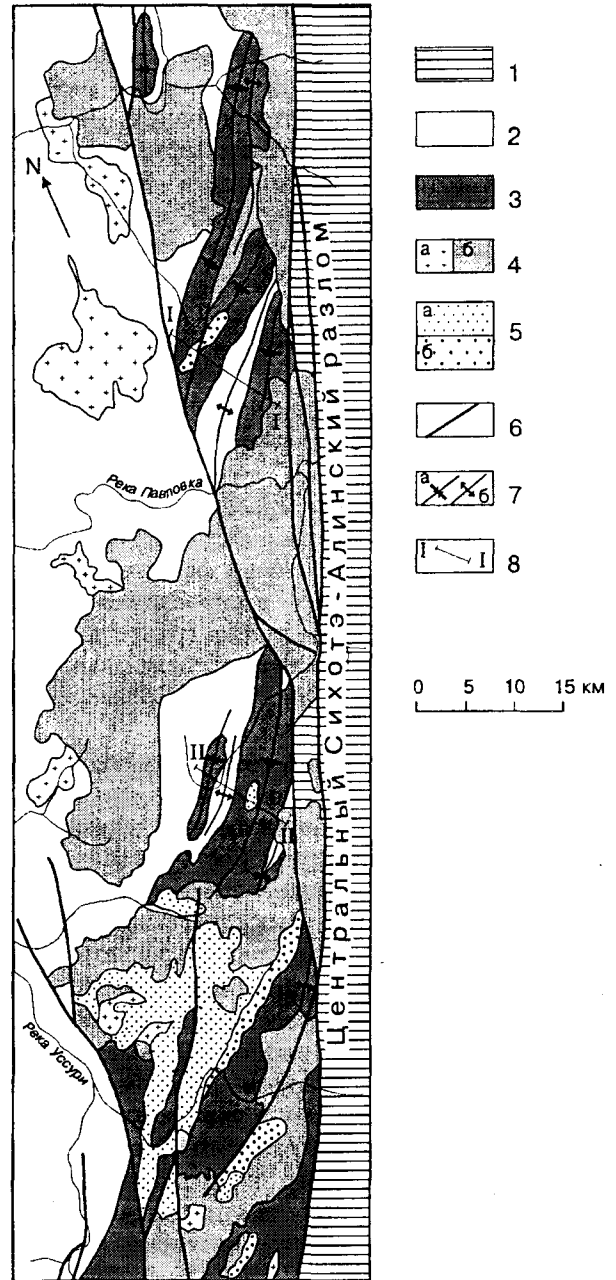


Рис. 6. Нижнемеловые прибрежно-морские отложения в приосевых частях синформ, образованных пластообразными фрагментами Сергеевских "габброидов". Правобережье верховой р.Уссури. По [6], упрощено.

1 - Журавлевский террейн; 2 - автохтонный комплекс Самаркинского террейна: микститы с глыбами и пластинами песчаников, кремней, реже - базальтов, известняков и "габброидов" (средняя и верхняя юра); 3 - пластообразные фрагменты Сергеевского террейна в аллохтонном залегании; 4 - поздне меловые граниты (а) и вулканиты (б); 5 - нижнемеловые отложения соколовской (а) и ключевской (б) свит; 6 - левые сдвиги; 7 - оси синклиналей и антиклиналей (б); 8 - линии разрезов, показанных на рис.7.



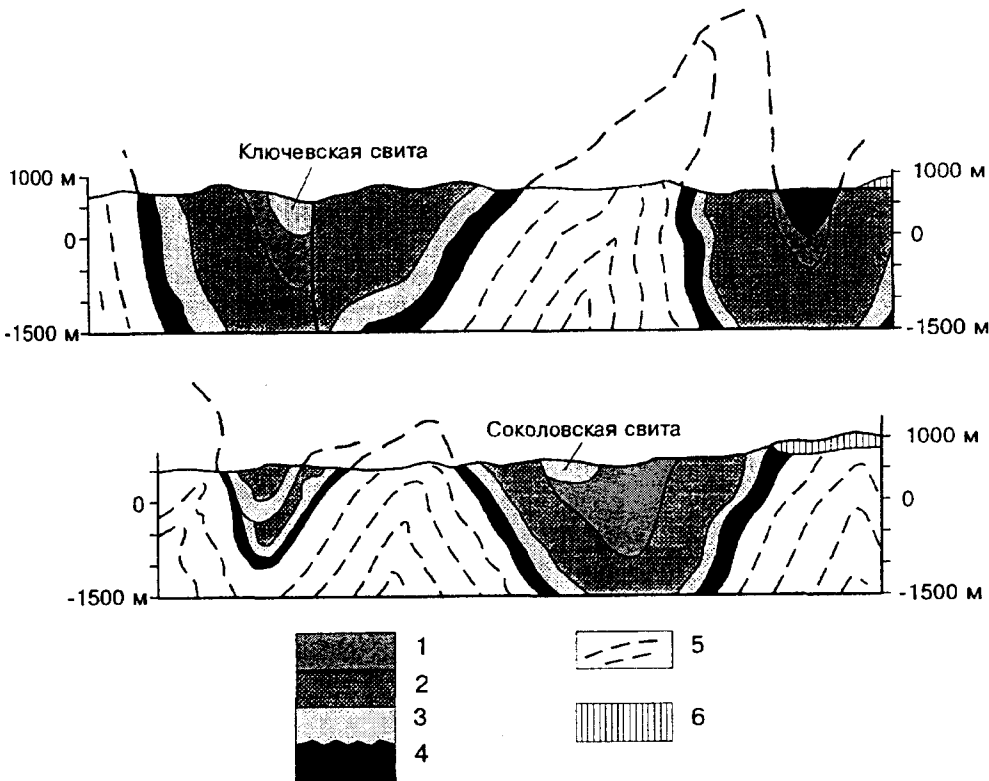


Рис.7. Разрезы к рис. 6.

1-4 - аллохтонный комплекс: 1 - туфы щелочных базальтоидов (верхнеюрская погская свита); 2 - алевролиты, редко песчаники триаса и юры; 3 - слюдястые песчаники и алевролиты верхней перми; 4 - "габбронды" нижнего палеозоя; 5 - автохтонный комплекс: микститы с глыбами и пластинами песчаников, кремней, реже - базальтов, известняков и "габброндов" (средняя и верхняя юра); 6 - позднемеловые вулканы.

ки крутые (рис. 7) [6, 17]. В целом мощность этих пластин, вероятно, увеличивается в западном направлении, и в этом же направлении происходило, по-видимому, упрощение и исчезновение предполагаемого конседиментационного синклинального прогиба.

Конседиментационные левые перемещения в поверхностном слое земной коры для валанжин-альбского времени можно предполагать, таким образом, только для Центрального Сихотэ-Алинского разлома, ограничивавшего бассейн с востока. Партизанский и Западно-Партизанский разломы находились, по-видимому, тогда в "эмбриональной" стадии развития, и вдоль них происходили только вертикальные подвижки.

На первых порах, в валанжинское время, седиментация была сосредоточена в северо-восточной части бассейна, о чем свидетельствует выклинивание слоев этого возраста западнее Партизанского разлома. Заложение прогиба началось с формирования межгорной речной долины, которая быстро опустилась ниже уровня моря и превратилась в залив типа эстуария или лимана.

В готерив-альбское время бассейн приобрел близкую к современной протяженность, по-видимому, за счет формирования долины палеореки, которая развивалась в запад-юго-западном направлении. Если на правом берегу р. Партизанской начало формирования палеодолины датируется поздним

готеривом-барремом, то на восточном побережье Уссурийского залива - значительно более поздним временем (где-то в пределах апта) [11]. Синседиментационный синклинальный прогиб компенсировался накоплением преимущественно континентальных угленосных толщ. Геоморфологически этот прогиб представлял собой, по-видимому, аллювиальную равнину шириной 30-50 км, переходящую в морской залив примерно такой же ширины. Вероятно, ситуация была аналогичной тому, что происходит в современных условиях в районе г. Владивостока, где долина р. Раздольной продолжается на юг в виде морского залива. В отдельные периоды прогибание происходило, по-видимому, со скоростью, превышающей скорость аллювиально-озерной седиментации и значительная часть бассейна оказывалась ниже уровня моря.

### 3.2. Альб-сеноманское время

В альб-раннесеноманское (коркинское) время, осевая часть прогиба бассейна (его депоцентр) несколько сместилась на север-северо-восток. По-видимому, во время перерыва между накоплением сучанской и коркинской серий, восточная, шельфовая часть бассейна была перемещена на север-северо-восток по Партизанскому разлому на 45-50 км и заняла современное положение. Можно предполагать также, что одновременно с латеральными перемещениями происходило воздымание блока, располагавшегося восточнее Партизанского

разлома, в результате чего нижнемеловые отложения оказались здесь почти полностью смытыми и сохранились фрагменты лишь наиболее глубоких частей бассейна. Приустьевая часть палеодолины сучанского времени была, по-видимому, при этом полностью перекрыта, в связи с чем произошла перестройка речной сети. Об этом можно судить хотя бы по тому, что восточнее Партизанского (и Арсеньевского) разлома какого-либо продолжения бассейна этого времени не обнаружено. Коркинская серия трассируется по отдельным выходам среди поздне-меловых и третичных эффузивов в пределах грабена (или полуграбена), ограниченно-го Арсеньевским разломом, в север-северо-восточном направлении вплоть до приустьевой части р. Арсеньевки, где она образует Марьяновскую впадину [3]. Можно предполагать, что речная долина, в которой накапливались породы этой серии, была ориентирована в этом же направлении. По данным Ф.Р. Лихта [14], водосток при этом происходил в направлении с ССВ на ЮЮЗ, т.е. в направлении, противоположном направлению водостока, имевшего место при накоплении сучанской серии [4]. В связи с этим следует, по-видимому, включать в Партизанско-Суходольский бассейн отложения только валанжин-альбского возраста, а бассейн коркинского времени рассматривать как самостоятельное образование, для которого, вероятно, необходима разработка иной, нежели предложенная выше для сучанского времени, модели формирования. Здесь, возможно, главную роль играли процессы синсдвигового растяжения. Однако это предположение нуждается в дополнительных подтверждениях.

### ВЫВОДЫ

1. Локальные выходы нижнемеловых прибрежно-морских терригенных отложений в верховьях р. Усури, объединенные в ключевскую и соколовскую свиты, представляют собой фрагменты северо-восточной части Партизанско-Суходольского бассейна, которые перемещены по Арсеньевскому разлому в север-северо-восточном направлении на расстояние 45-50 км. Первичная протяженность бассейна составляла около 150 км и восточной его границей был, по-видимому, Центральный Сихотэ-Алинский разлом.

2. В пределах Партизанско-Суходольского бассейна выстраивается закономерная последовательность типов готерив-альбских отложений сменяющих друг друга по простиранию бассейна (с юго-запада на северо-восток):

а) отложения аллювиальной долины, иногда опускавшейся ниже уровня моря, б) отложения приустьевой части этой долины, характеризующиеся максимальной мощностью и угленасыщеннос-

тью, в) шельфовые отложения, которые восточнее сменяются отложениями континентального склона, главным образом, его подножья (раннемеловые комплексы Журавлевского террейна).

3. Формирование и развитие Партизанско-Суходольского бассейна происходило в условиях сжатия, ориентированного в направлении ССЗ-ЮЮВ в тесной связи с развитием сдвигов ССВ простирания. Седиментация была сосредоточена в осевой части формирующегося синклиналиного прогиба, в то время как прилегающие антиклинальные структуры являлись участками размыва.

4. Предложенная модель формирования бассейновой впадины за счет синсдвиговых дислокаций поверхности земли хорошо увязывается с идеей о существовании режима трансформной окраины Азии в раннемеловое время [8, 25] и вполне может быть использована для объяснения происхождения, например, Раздольненского угленосного бассейна юга Приморья и, быть может, некоторых меловых эпиконтинентальных бассейнов Южной Кореи.

This research was supported by Council of support Korea-Russia cooperation of FEGI, RAS in Vladivostok. The second writer was supported by the Basic Science Research Institute Program, Ministry of Education, Republic of Korea, 1996, Project No. BSET - 96-5418.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Бидюк Ю.П., Коновалов В.П. Нижнемеловые отложения в бассейне среднего течения р. Сандагоу. //Инф. сборник ПГУ. № 6. Владивосток, 1968. С. 24-28.
2. Врублевский А.А. Разрывные нарушения юго-восточной части Сучанского прогиба. //Геология и геофизика. 1971. № 10. С.120-127.
3. Геологическая карта Приморского края/Ред. Бажанов В.А. и Олейник Ю.Н.1:1000000. 1986.
4. Геологическое строение и условия осадконакопления на территории Сучанского каменноугольного бассейна / Ред. Хоментовский А.С. Новосибирск: СО АН СССР, 1964. 188с.
5. Геология СССР, Т. XXXII: Приморский край/ Берсенева И.И. (Ред.). М.: Наука, 1969. 690 с.
6. Голозубов В.В., Мельников Н.Г. Тектоника геосинклинальных комплексов Южного Сихотэ-Алиня. Владивосток: ДВО АН СССР, 1986. 126 с.
7. Голозубов В.В., Ханчук А.И., Кемкин И.В., Панченко И.В., Симаненко В.П. Таухинский и журавлевский террейны (Южный Сихотэ-Алинь). Препринт. Владивосток: ДВО АН СССР, 1992. 82 с.
8. Голозубов В.В., Ханчук А.И. Таухинский и Журавлевский террейны (Южный Сихотэ-Алинь) - фрагменты раннемеловой окраины Азии //Тихоокеан. геология. 1995. № 2. С. 13-25.
9. Иванов Б.А. Центральный Сихотэ-Алинский разлом (сдвиг). Владивосток: Дальневост. кн. изд-во, 1972. 115 с.
10. Коновалов В.П. К вопросу о пограничных слоях между

- сучанской и коркинской сериями в Сучанском каменно-угольном бассейне//Инф.сб. ПГУ. Владивосток, 1964. № 5. С.26-32.
11. Красилов В.А. Раннемеловая флора Южного Приморья и ее значение для стратиграфии. М.:Наука, 1967. 264 с.
  12. Лихт Ф.Р. Еще раз о "штамповой" складчатости и унаследованности структур на примере геологического строения Сучана. //Инф.сб. ПГУ. Владивосток, 1968. № 6. С. 56-58.
  13. Лихт Ф.Р. Западно-Сучанский разлом в структуре Южного Приморья//Геотектоника. 1973. № 6. С. 101-113.
  14. Лихт Ф.Р. Палеогеоморфологические реконструкции в складчатых областях (на примере Сихотэ-Алиня). М.:Наука, 1975. 139 с.
  15. Лихт Ф.Р. Условия образования и стратиграфия нижнемеловых отложений Южного Приморья. //Тихоокеан. геология. 1994. № 6. С. 55-67
  16. Маркевич В.С. Меловая палинофлора севера Восточной Азии. Проект IGCP. № 350. Владивосток: Дальнаука, 1995. 172 с.
  17. Мельников. Н.Г., Голозубов В.В. Олистостромовые толщи и конседиментационные тектонические покровы в Южном Сихотэ-Алине//Геотектоника. 1980. № 4. С. 95-106.
  18. Назаренко Л.Ф., Бажанов В.А. Геология Приморского края. Часть 3. Тектоника и история развития. Препринт. Владивосток: ДВО АН СССР, 1987. 60 с.
  19. Неволин Л.А., Чемерис Б.Д. Сучанский разлом и его связь с другими региональными структурами//Инф.сб. ПГУ. Владивосток, 1968. № 6. С. 45-50.
  20. Олейников А.В., Коваленко С.В., Неволина С.И., Волынец Е.Б., Маркевич В.С. Новые данные о стратиграфии позднемезозойских отложений в северной части Партизанского угольного бассейна//Континентальный мел СССР. Проект IGCP № 245. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 114-126.
  21. Перепечина Е.А. Петровский участок Шитухинского угленосного района Сучанского каменноугольного бассейна. //Тр. Лаб. геологии угля АН СССР. Вып. 10. М.-Л., 1960. С. 114-154.
  22. Решения IV межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Забайкалья (Хабаровск, 1990 г.). Хабаровск: ХГГП, 1995.
  23. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации и методы их изучения. М.: Наука, 1980. 144 с.
  24. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации, магматизм и рудообразование. М.: Наука, 1989. 166 с.
  25. 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.
  26. Шарудо И.И. Состав и условия осадконакопления угленосных отложений Старого Сучана//Тр. Лаб. геологии угля АН СССР. Вып. 10. М.-Л., 1960. С. 5-93.
  27. Шарудо И.И. Палеогеография Сихотэ-Алиня в меловое время. Новосибирск: Наука, Сиб. отд., 1966. 58 с.
  28. Шарудо И.И. История позднемезозойского угленакпления на территории Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, Сиб. отд., 1972. 240 с.
  29. Chen P. Timing of displacement along the Tancheng - Lujiang Fault Zone and the migration of Late Mesozoic volcanism in Eastern China //Tancheng- Lujiang Wrench Fault System. Chichester, England. John Wiley & Sons. 1993. PP.105-113. (in English)
  30. Harding T.R. Petroleum traps associated with wrench faults//The American Association of petroleum geologists bulletin. 1974. V. 58. №.7. PP.1290-1304.
  31. Lee, D.W. and Paik, K.N. Evolution of strike-slip fault-controlled Cretaceous Yongdong Basin, South Korea: signs of strike-slip tectonics during infilling//Jour. Geol. Soc. Korea. 1990. 26. №. 3. PP.259-272.
  32. Xu D. Basic characteristics and tectonic evolution of the Tancheng-Lujiang Fault Zone// Tancheng-Lujiang Wrench Fault System. Chichester. England. John Wiley & Sons. 1993. PP. 17-51.

*Поступила в редакцию 20 июня 1997 г.*

*V.V. Golozubov and Dong Woo Lee*

### **Dynamics of Formation of the Early Cretaceous Partizansk-Sukhodol epicontinental basin (South Primorye)**

The Partizansk basin is located in the southern Primorye and consists mainly of continental deposits of Valanginian-Albian age. The deposits are divided into the Kapreevskaya Formation (Valanginian) and Suchanskaya Group (Upper Hauterivian-Albian). To the north-east of the basin, there occur shallow-marine deposits of the Klyuchevskaya (Valanginian) and Sokolovskaya (Upper Hauterivian - Albian) Formations, which are suggested to form a north-eastern extension of the Partizansk basin. The basin started to form in Valanginian time from the eastern part near the Central Sikhote-Alin Fault; then developed south-westwards. Sedimentation occurred in the river valley grading into the marine bay of liman or estuary type. The basin was situated in the synsedimentary synclinal trough elongated in the ENE direction. Provenances of the basin were in the adjacent land territories located to the north-west and south-east. The basin formed under compressional stress cross-oriented relative its strike. Vertical movements along the NNE-trending West-Partizansk and Partizansk Faults controlled the sedimentary facies distribution during the deposition. As a result of left-lateral motions along the Partizansk Fault which occurred in the Late Albian, the eastern part of the basin was displaced to the NNE at a distance of 45-50 km. Deposition of the Albian-Cenomanian Korkinskaya Formation occurred in the NNE-extending basin bounded on the east by the Partizansk Fault and its northern extension - Arsenyevsk Fault. The basin is suggested to belong to the type of pull-apart basin. The conclusion on terrigenous sedimentation in the epicontinental Partizansk's basin controlled by movements, including left-lateral displacements, along the NNE-trending faults's well correlated with the model of the transform plate margin formation on the eastern margin of Asia during the Early Cretaceous.

**ГОРСТ-АККРЕЦИОННЫЕ СИСТЕМЫ, РИФТО-ГРАБЕНЫ И ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИЕ ПОЯСА ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ\*)****СТАТЬЯ 2. ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИЕ ПОЯСА: СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ****В. П. Уткин***Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток*

Позднеюрско-меловой магматизм рассмотрен с позиций эволюционного развития рифто-грабенов (РГ). Разноориентированные сегменты Восточно-Сихотэ-Алинского вулканно-плутонического пояса выделены как самостоятельные магматические структуры и показано, что они генетически связаны с развитием Амурского и Приморского РГ. В Приморском РГ выделены последовательно сформированные вулканогенно-осадочные комплексы: 1) рифтогенный (средняя-поздняя юра) - базальтово-кремнистый; 2) грабеновый (берриас-валанжин) - базальтово-терригенный; 3) островодужный (вулканноостровной) (ап-альб) - базальтоидный с вулканогенно-осадочными молассовыми отложениями. Сделан вывод, что сквозной (от юры до ап-альба) характер базальтового магматизма с убыванием объемов кремнеаккумуляции и нарастанием поступления (до лавинного) турбидитов отражает направленность развития РГ от рифта с субокеанической корой до его полной компенсации меловыми вулканогенно-терригенными осадками с конседиментационным наращиванием аккреционных призм и формированием олистостромы. В эволюции раннемелового вулканизма на грабеновом и вулканноостровном этапах развития ПРГ (неоком-альб) достаточно отчетливо прослеживается закономерное убывание титана и натрия вплоть до полного отсутствия натровых пород в средне-позднеальбских вулканитах и, напротив, нарастание глиноземистости до образования высоко- и весьма глиноземистых пород, сформированных на завершающем этапе закрытия рифта. Показано, что базитовый (рифтогенный) позднеюрско-неокомский вулканизм в РГ происходил синхронно с формированием базит-гипербазитовых интрузивных комплексов в смежных с РГ горст-аккреционных структурах сжатия. Установлено совпадение латеральной миграции мелового интрузивного магматизма (с образованием соответствующих рядов) с направлением наращивания аккреционных призм от горст-аккреционных систем к осевым зонам РГ. Выявлено, что в процессе закрытия Амурского РГ западный рубеж формирования базальтово-кремнистых ассоциаций океанического типа мигрировал на восток; в этом же направлении постепенно менялись морские условия вулканизма на континентальные, что связывается с постепенным закрытием РГ и "вытеснением" внутриконтинентального моря в сторону океана. Тесная тектоно-магматическая взаимосопряженность тектоно-магматического развития РГ и смежных с ними горст-аккреционных систем не позволяет рассматривать эти структуры (или их отдельные фрагменты) как террейны, сформированные друг от друга независимо.

В предыдущей статье (Тихоокеанская геология, № 6, 1996 г.) была дана структурно-вещественная характеристика осадочных комплексов и обоснованы геодинамические условия осадконакопления в меловых бассейнах (рифто-грабенах). Показано, что чешуйчато-надвиговое конседиментационное наращивание горст-аккреционных систем в сторону осевых зон рифто-грабенов (рис.1) привело к их замыканию с постепенным перекрытием терригенными осадками образований океанического типа, сформированных на раннем рифтогенном этапе развития осадочных морских бассейнов. С целью более полной оценки эволюции формирования бассейнов осадконакопления возникла необходимость специального геолого-структурного и геодинами-

ческого анализа проявлений магматизма, синхронного развитию рифто-грабенов. Эти проявления достаточно детально изучены и проанализированы с позиций петрологии и геохимии, но, по нашему мнению, недостаточно с общегеологических и тектонических позиций, в т.ч. с использованием модели сопряженного геотектонического развития рифто-грабенов и горст-аккреционных систем.

Учитывая критические замечания читателей предыдущей статьи [53], возникла необходимость более детально пояснить ряд используемых мною новых терминов и, прежде всего, "горст-аккреционная структура" и "рифто-грабен". Термин "аккреция", как известно, означает наращивание, прироста и формы которого могут быть самые разные.

\*) Публикуется в дискуссионном порядке

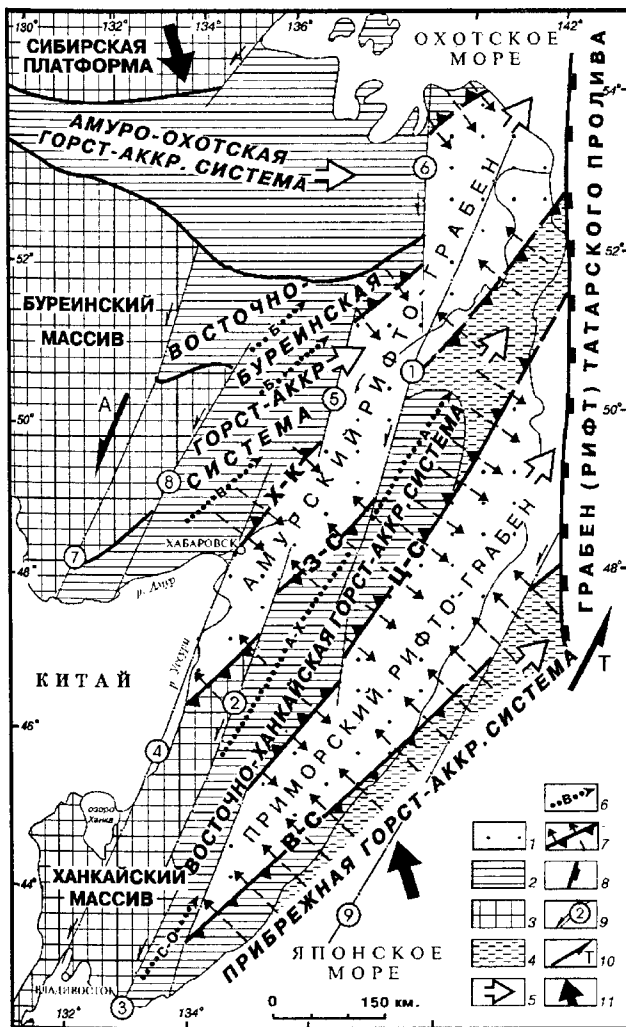


Рис 1. Горст-аккреционные системы и рифто-грабены с элементами их строения и геодинамики формирования.

1 - раннемеловые, преимущественно терригенные и в меньших объемах кремнистые образования Амурского и Приморского рифто-грабенов; 2 - палеозойские и раннемезозойские кремнисто-карбонатно-терригенно-вулканогенные образования горст-аккреционных систем; 3 - древние кристаллические массивы; 4 - северо-восточные фланги Восточно-Ханкайской и Прибрежной горст-аккреционных систем, погруженные и перекрытые осадочно-вулканогенными меловыми образованиями; 5 - направление погружения горст-аккреционных систем и рифто-грабенов; 6 - осевые линии (стрелки - направление погружения) отдельных горстов (синформ): Б - Баджалская группа горстов, В - Ванданский, А-Х - Ариаднинско-Хорский, А - Аюйский, С-О - Сергеевско-Окраинский; 7 - линейменты, отражающие положение региональных аккреционных призм (чешуйчато-надвиговых зон) - связующих структурных звеньев между горстовыми системами и рифто-грабенами (бергштрихи - направление падения чешуйчато-надвиговых сместителей, стрелки - направление латерального наращивания аккреционных призм): В-С - Восточно-Сихотэ-Алинская, Ц-С - Центрально-Сихотэ-Алинская, З-С - Западно-Сихотэ-Алинская, Х-К - Хабаровско-Комсомольская; 8 - система сбросов грабена (рифта) Татарского пролива; 9 - главные сдвиги: 1 - Центрально-Сихотэ-Алинский, 2-3 - частные сдвиги Приморской сдвиговой зоны (2 - Арсеньевский, 3 - Партизанский), 4 - Уссурийский, 5 - Болоньский, 6 - Лимурчанский, 7-8 - частные сдвиги северного фланга сдвига Тянь-Лу (7 - Сунгари-Тастахский, 8 - Куканский); 10 - направление смещения Азиатского континента (А) и (или) Тихоокеанской плиты (Т), обеспечивших сдвиговый геодинамический режим развития Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода; 11 - направление регионального (глобального) горизонтального сжатия литосферных плит.

Этот термин появился задолго до развития представлений о плитной тектонике. Например, "аккреционная ступень" - результат наращивания вещества на тектоническом сместителе в процессе перемещения блоков коры. В связи с плитной тектоникой возникли такие понятия, как "аккреционный клин", "аккреционная призма" - результат наращивания континентальных окраин, прежде всего, в процессе субдукционных явлений. В нашем случае речь идет о латеральном наращивании блоков континентальной коры (горстов) за счет чешуйчато-надвигового приращения к ним образований рифто-грабенов. Термин "рифт" понимается, прежде всего, как растяжение коры, "грабен" - опускание участков коры (не обязательно за счет растяжения) или поднятия смежных участков. Эти существенные генетические различия понятий "рифт" и "грабен" отражены практически во всех геологических и тектонических словарях. В рассматриваемом регионе, согласно нашему анализу, растяжение коры и воздымание смежных участков коры (бортов рифтогенных структур) происходило последовательно, а затем и синхронно с постепенным затуханием проявлений вещественных рифтогенных признаков (убывание объемов базитового вулканизма) и нарастанием грабеновых (увеличение поступления терригенных продуктов). На этом основании мы сочли уместным и полезным эти длительно развивавшиеся осадочные бассейны назвать объединенным термином - "рифто-грабены".

Широко известно, что вулкано-плутонический магматизм характеризуется пространственно-временной и вещественной зональностью проявления. В целях установления ее природы с позиций развития рифто-грабенов, кроме традиционных подходов, нами использовался и метод анализа косых эрозионных срезов [46,50], что обосновываем следующими аргументами. Известно, что при исследовании строения вертикальных разрезов осадочных комплексов, горизонтальное залегание которых нарушено тектоническими дислокациями, основную информацию геолог получает, изучая косые по отношению к напластованию эрозионные срезы. В таких срезах удается получить практически все структурно-вещественные характеристики и наблюдать особенности взаимоотношений

разновозрастных осадочных комплексов, от нижних (более древних) уровней к верхним. При изучении строения и развития вулканоплутонических комплексов такой подход у исследователей, в частности у петрологов, применяется далеко не всегда. Между тем, меловые плутонические комплексы рассматриваемого региона, распространенные по площади, на этапе формирования занимали, по-видимому, определенные уровни коры с оптимальными для их развития РТ условиями. Вулканогенный чехол формировался на поверхности земли, что также определило его первичное в общем субгоризонтальное залегание (без учета палеорельефа местности). В дальнейшем близгоризонтальные зоны концентрации плутонов, как и вулканогенный чехол, оказались в разной степени дислоцированными и, самое главное, приобрели наклонный характер залегания в результате ступенчатого или плавного погружения континентальной коры в сторону образованных в неогене Японского и Охотского морей [47, 49, 52]. Такой вывод подтверждается повсеместным погружением структур континентального обрамления морей на ВСВ (см.рис.1). Если это так, то на разных участках существующего эрозионного среза вероятно вскрыты разные уровни не только осадочных, но и меловых вулканоплутонических комплексов и, следовательно, наряду с несомненно существующими латеральными рядами проявления магматизма, в некоторых случаях наблюдаемая в плане зональность может отражать, по-видимому, строение вулканоплутонических комплексов и по вертикали. Поэтому при решении проблемы пространственно-временной и вещественной зональности мелового магматизма необходим анализ косых эрозионных срезов разнофациальных магматических образований.

Крупнейшей вулканоплутонической структурой рассматриваемого региона, согласно существующим представлениям [4 и др.], является позднемеловой Восточно-Сихотэ-Алинский пояс (ВСАВП). Ранее уже обращалось внимание [49], что ВСАВП не дугообразная структура, как принято считать, а состоит из прямолинейных частей северо-восточного и меридионального простирания, которые отличаются друг от друга не только ориентировкой, но, в некоторых случаях, и составом и возрастом геологических образований, слагающих эти части. СВ элементы пояса расположены в пределах Амурского и Приморского рифто-грабенов (АРГ и ПРГ) и ориентированы параллельно границам последних, что является прямым признаком пространственной и косвенным признаком возможной парагенетической связи этих вулканогенных структур с рифто-грабенами. Если ВСАВП рассматривать с позиций обозначенных особенностей его строения, то с учетом магматизма, проявленного в АРГ и ПРГ, он может быть разделен на три са-

мостоятельные сегмента: Приморский, Амурский и Восточный. Учитывая их протяженность и особенности формирования, они рассматриваются мною в качестве самостоятельных поясов (рис.2).

### ПРИМОРСКИЙ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИЙ ПОЯС (ПВП)

ПВП расположен в пределах Приморского РГ, включая и его аккреционное обрамление (см.рис.1,2). В направлении СВ 40° он прослеживается от Центрального Сихотэ-Алинского разлома на юго-западе до побережья Татарского пролива на северо-востоке, где перекрыт кайнозойскими базальтами Восточного ВП (см.рис.2). В составе ПВП тесно ассоциируют вулканогенные и интрузивные магматические образования.

**ВУЛКАНИЧЕСКИЙ МАГМАТИЗМ** проявлялся многократно на протяжении всей истории развития ПРГ в меняющихся геодинамических условиях и выражен следующими последовательно сформированными вулканогенными комплексами: рифтогенным (средняя-поздняя юра), грабеновым (берриас-валанжин), островодужным (вулканостровным, аптальб), орогенным (постколлизийным, сеноман-данний). Выделенные комплексы отражают общую направленность развития магматизма ПРГ, более тонкие и, по-видимому, важные характеристики которой обнаружатся при детализации анализа проявлений вулканизма, но мы этой задачи перед собой не ставили.

**Рифтогенный комплекс** (средняя-поздняя юра) формировался на одноименной стадии развития ПРГ, когда растяжение коры (рассеянный рифтинг) создавало условия для активного проявления вулканизма и осадконакопления, сходных с океаническими. Рассматриваемый комплекс представлен кремнисто-базальтовыми образованиями эрдагоусской и колумбинской свит (рис.3). Фрагменты эрдагоусской свиты в виде многочисленных тектонических чешуй наблюдаются в Кавалеровском районе в пределах ЮЗ фланга осевой зоны ПРГ [53]. Свита имеет двучленное строение [7] и состоит из базальтов (до 120 м), перекрытых пестроцветными плитчатыми кремнями, переслаивающимися с кремнисто-глинистыми породами, кремнистыми туффидами и пепловыми туфами (до 50 м). Из кремнистых и кремнисто-пепловых пород верхней части разреза выделены радиолярии келловия и верхней юры. Кремнисто-базальтовый комплекс эрдагоусской свиты согласно перекрывается терригенными отложениями силинской свиты (берриас-валанжин). Колумбинская свита является аналогом эрдагоусской и закартирована также в осевой зоне ПРГ в устье р.Колумбе.

**Грабеновый комплекс** (берриас-валанжин) формировался на этапе чешуйчато-надвигового нара-

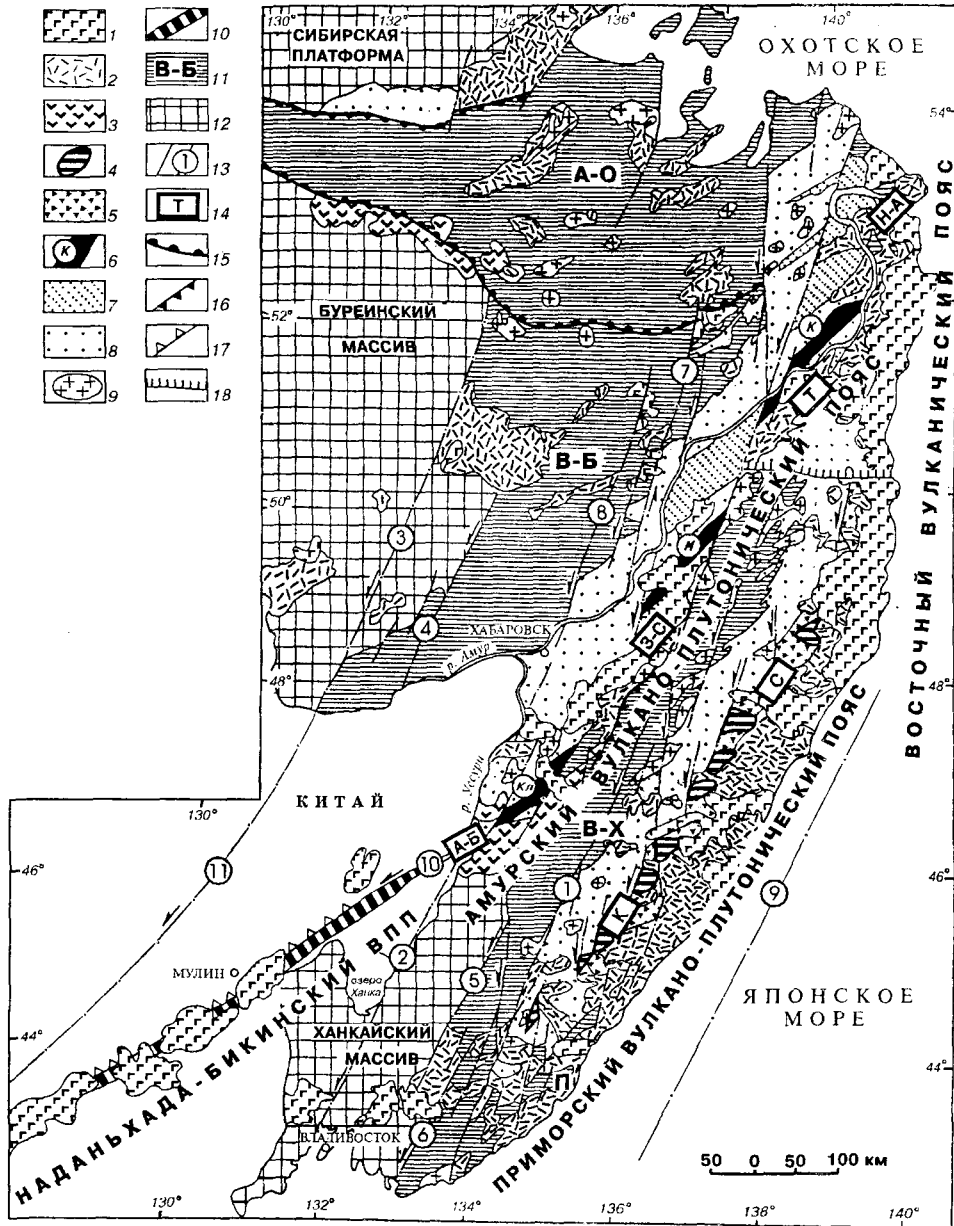


Рис. 2. Основные структурные элементы юга Дальнего Востока и расположение вулcano-плутонических поясов относительно рифто-грабенов и горст-аккреционных систем.

1 - кайнозойские базальты; 2 - поздне меловые (сноман-данний) вулканиты преимущественно кислого состава (континентальный комплекс); 3 - поздне- и раннемеловые вулканогенно-осадочные эпи- и континентальные образования кислого и среднего состава; 4 - средне-верхнеальбские морские отложения с остатками тригонид; 5 - апт-альбские вулканогенные (основного и среднего состава) и вулканогенно-осадочные образования осевой зоны Приморского РГ (вулcanoостровной комплекс); 6 - юрско-раннемеловые кремнисто-базальтовые комплексы (К - киселевский, М - маноминский, Кл - култухинский); 7 - сноман-туронские морские отложения (переслаивание песчаников и алевролитов, пачки туфогенной флища, основные и средние вулканиты); 8 - раннемеловые, преимущественно терригенные отложения; 9 - меловые гранитоиды; 10 - осевая зона Наданьхада-Бикинского ВПП, в пределах которой наблюдается наиболее полный разрез юрско-неогеновых вулканогенно-осадочных образований; 11 - палеозой-раннемезозойские вулканогенно-кремнисто-карбонатно-терригенные образования, слагающие горст-аккреционные системы: А-О - Амуро-Охотскую, В-Б - Восточно-Бурейскую, В-Х - Восточно-Ханкайскую, П - Приморскую; 12 - древние кристаллические массивы; 13 - главные сдвиги: Центральный Сихотэ-Алинский (1), Уссурийский (2), Сунгари-Тастахский (3), Куканский (4), Арсеньевский (5), Партизанский (6), Болоньский (7), Кур-Мяочанский (8), Прибрежный (9), Дуньхуа-Мишань (10), Илань-Итун (11); 14 - вулканические зоны Приморского (С - Самаргинская, К - Кемская) и Амурского (Н-А - Нижне-Амурская, Т - Тумнинская, З-С - Западно-Сихотэ-Алинская, А-Б - Алчанско-Бикинская) вулcano-плутонических поясов; 15 - границы Амуро-Охотской горст-аккреционной системы; 16 - надвиги Западно-Сихотэ-Алинской АП, частично перекрывающие Амурский вулканический пояс; 17 - взбросо-надвиговые границы зоны развития юрско-меловых осадочно-вулканогенных образований Наданьхада-Бикинского вулcano-плутонического пояса; 18 - сбросы.

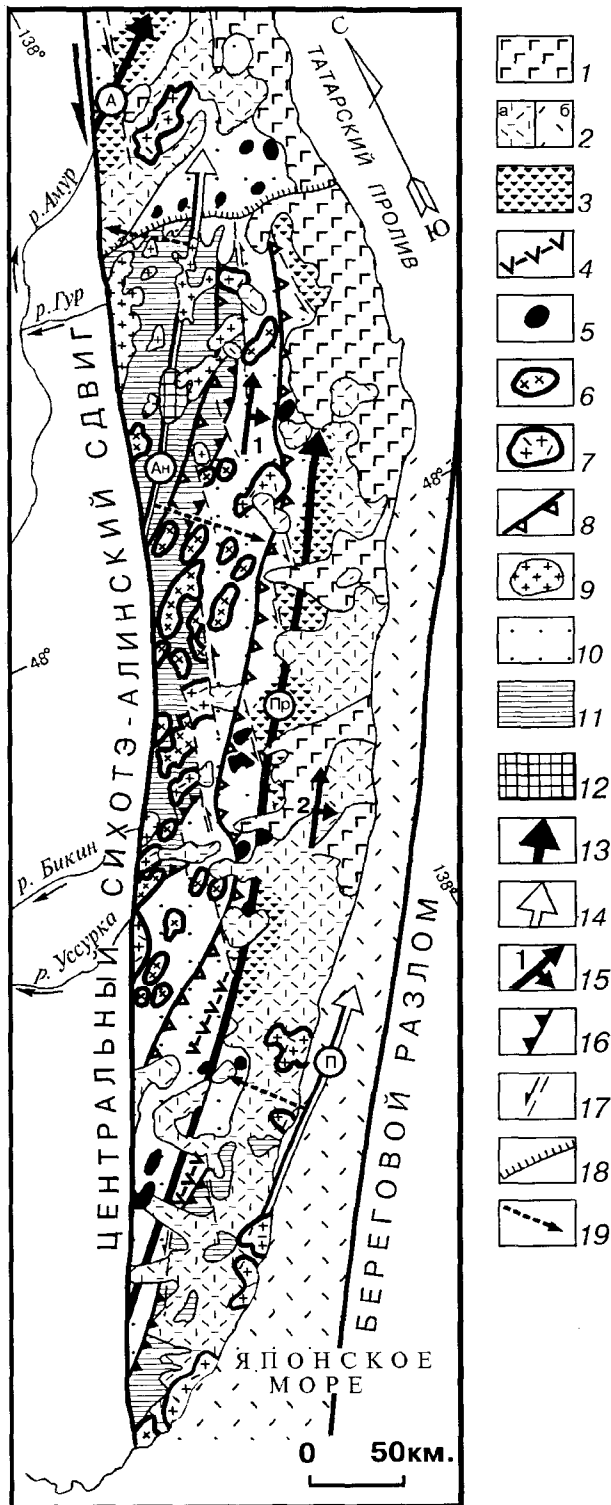


Рис. 3. Зональность магматизма Приморского вулканоплутонического пояса (схема составлена с использованием [37 и др.]

1 - кайнозойские базальты; 2 - позднемиоценовые (сеноман-данский) осадочно-вулканогенные образования (континентальный комплекс) на континенте (а) и в области шельфа (б); 3 - раннемиоценовые (апт-альб) осадочно-вулканогенные образования (вулканостроительный комплекс) осевых зон РГ; 4 - выходы средне-позднеюрских кремнисто-базальтовых образований (рифтогенный комплекс) - эрдагусская и колумбийская свиты; 5-7 - ранне-позднемиоценовые интрузии татибинской серии: 5 - монцитониты (березовский комплекс), 6 - гранитоиды (комплекс габбро-монцитонит-сиенитов) и комплекс известковистых гранодиорит-адамелит-гранитов), 7 - позднемиоценовые гранитоиды с признаками их перехода в вулканиты; 8 - границы зоны (пояса) концентрации гранитоидных плутонов татибинской серии (бергштрихи - направление погружения зоны); 9 - раннемиоценовые интрузии хунгарийской серии (комплексы: гипербазитов, габбро и мелагранитов); 10 - раннемиоценовые преимущественно терригенные отложения Приморского и Амурского РГ; 11 - палеозой-раннемезозойские вулканогенно-кремнисто-карбонатно-терригенные образования Аюйской и Прибрежной горст-аккреционных систем; 12 - образования древнего облика осевой зоны Аюйского горста; 13 - осевые зоны Приморского (ПР) и Амурского (А) рифто-грабенов (стрелки - направление их погружения); 14 - осевые зоны Прибрежного (П) и Аюйского (Ан) горстов (стрелки - направление их погружения); 15 - направления погружения зоны концентрации гранитоидов татибинской серии (1) и позднемиоценового вулканогенного чехла (2); 16 - границы Аюйской и Прибрежной ГАС (бергштрихи - направление падения чешуй Центрально- и Восточно-Сихотэ-Алинской аккреционных призм); 17 - сдвиги; 18 - сбросы; 19 - направление латеральной миграции мелового интрузивного магматизма, совпадающей с наращиванием аккреционных призм и закрытием РГ.

объема) лавы базальтов (мощность до первых десятков метров), ассоциирующихся с флишевыми и флишеидными морскими отложениями таухинской, журавлевской и ключевской свит берриас-валанжинского возраста [17]. Вдоль контактов лавовых горизонтов наблюдаются текстуры взмучивания подстилающих рыхлых осадков, характерных для подводных излияний. В готерив-барремских терригенных отложениях базальтовых лав не обнаружено.

**Островодужный (вулканостроительный) комплекс** (апт-альб) сосредоточен в осевой зоне РГ, где размещены изолированные небольшие выходы средне-позднеальбских морских отложений, насыщенных ископаемой фауной тригонид и фиксирующих положение фрагментов остаточного раннемиоценового морского бассейна (см.рис.2), которые рассматривались [46] как депрессионные просадки, получившие развитие вдоль Восточного глубинного разлома на завершающих этапах закрытия бассейна осадконакопления. В дальнейшем здесь были установлены ареалы апт-альбских вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований (А.В.Олейников, С.В.Коваленко и др.), что позволило этот линеймент

щивания (аккреции) Аюйского и Прибрежного горстов, что обусловило воздымание бортов ПРГ и, как следствие, поступление больших объемов терригенных осадков в ПРГ, где продолжался подводный базальтоидный вулканизм, наследуя предыдущий рифтогенный этап его развития. В составе грабенового комплекса присутствуют (занимая около 1% его



характеризовать как палеоостровную дугу ранне-мелового возраста, названную Самаргинской [38] и состоящую из Кемской и Самаргинской вулканических зон (ВЗ) (см.рис.2). Образования зон разделены на два подкомплекса [14]: нижний - вулканогенно-флишевый (апт-альб) и верхний - вулканогенно-молассовый (верхний альб).

Вулканогенно-флишевые отложения Кемской ВЗ представлены ритмичным переслаиванием песчаников и алевролитов, пластами вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород (базальты, андезибазальты и их туфы, диабазы, спилитодиабазы), а также пачками грубозернистых аркозовых и грауваковых песчаников с растительным детритом. В некоторых разрезах вулканиды резко преобладают над терригенными породами и составляют около 80% объема толщ. Лавовые потоки, мощностью до 150 м каждый, разделяются пачками агломератовых туфов и тонкого переслаивания песчаников и алевролитов, мощностью до 60 м.

Вулканогенно-молассовые отложения в Самаргинской ВЗ (бурматовская толща по А.В.Олейникову) представлены чередованием мощных пачек агломератовых туфов, глыбовых брекчий, туфоконгломератов и грубообломочных туффитов с линзами и прослоями терригенных пород и редкими горизонтами базальтов, андезибазальтов, андезитов (верхнеальбские вулканиды идентичны апт-альбским). Особо необходимо подчеркнуть, что здесь при переходе от раннемелового складчатого вулканостровного комплекса в позднемеловой континентальный отмечаются явные признаки унаследованности как в возрастном, так и в формационном и структурном плане [22,24]. Средне-верхнеальбская морская моласса содержит заметное количество кислых-средних вулканидов, а альб-сеноманская континентальная моласса выполняет ядра синклиналей в складчатом вулканостровном комплексе и дислоцирована в складки с углами падения крыльев 20-30°. В среднем Сихотэ-Алине, согласно А.В.Олейникову [27,28], лужкинская свита (средний-поздний альб) почти во всех известных случаях наращивается вулканогенными толщами, а нередко и сама содержит вулканиды.

**Орогенный (постколлизийный) комплекс** (сеноман-даний) сформирован после замыкания РГ и дислокаций, компенсирующих его образований. Породами комплекса сложен обширный вулканический покров, который сохранился от эрозии, прежде всего, в пределах ЮВ-борта ПРГ (см.рис.2), где он несогласно залегает на палеозойско-мезозойских, преимущественно терригенных чешуирированных образованиях Восточно-Сихотэ-Алинской аккреционной призмы (АП) и сформирован осадочно-вулканогенными континентальными образованиями позднего мела в следующей последовательности [22 и

др.]. Внизу размещены (не повсеместно) альб-сеноманские базальные слои петрозеевской свиты (конгломераты, песчаники, туфопесчаники, туфы кислого и среднего состава, туффиты, андезиты), которая несогласно (не повсеместно) залегает на интенсивно дислоцированных палеозойско-мезозойских образованиях основания и перекрывается сеноман-туронскими (синанчинская свита) андезитами, их туфами, туфобрекчиями (мощность до 400м). Турон-кампанские, преимущественно кислые вулканиды приморской серии занимают значительные площади развития ПВПП. Маастрихтские вулканиды (самаргинская свита) развиты, в основном, на северо-восточном фланге ПВГП, где представлены тремя толщами (суммарная мощность до 1200 м): нижней (вулканогенно-осадочной), средней (переслаивание андезитов, андезибазальтов, гиалокластитов, туфов риолитов) и верхней (игнибридами, риодацитами, туфами андезидацитов. Богопольская свита (маастрихт-даний) в пределах ПВПП не имеет широкого распространения и сложена кислыми и ультракислыми туфами и лавами игнибридов, игниспумитами, спекшимися туфами риолитов (до 500 м). Кайнозойские образования в ПВПП известны лишь в отдельных небольших локальных впадинах.

На северо-западном борту ПРГ вулканический чехол, согласно анализу косых эрозионных срезов [50], также существовал, но практически полностью эродирован и сохранился в виде небольших фрагментов (см.рис.3), несогласно залегающих на чешуирированных палеозойско-мезозойских образованиях Центрально-Сихотэ-Алинской АП. Здесь, кроме собственно плутонов, эрозией вскрыты подводящие каналы позднемеловых вулканидов, которые представлены структурами растяжения преимущественно ЗСЗ простираения, компенсированными относительно простыми по строению интрузивными, дайковыми и экструзивными телами, а также позднемеловыми приповерхностными многофазными вулкано-плутоническими образованиями с характерными плавными переходами от полнокристаллических интрузивных к субвулканическим и эффузивным породам [5]. Нередко ЗСЗ и меридиональные структуры растяжения контролируют очаговый вулканизм. Подводящие каналы по существу являются элементом нижнего этажа окраинно-континентальных вулканических поясов, если их рассматривать [34, 43, 58 и др.] как двухэтажные строения. Тесные группировки структур растяжения создавали зоны повышенной магмопроницаемости, протягивавшиеся на десятки километров и обеспечившие поступление на поверхность значительных объемов магматических продуктов с разных глубин, в том числе и из остаточных очагов дифференцированной гранитоидной магмы. Анализ морфологии, кинематики и времени раскрытия, а также за-

кономерностей ориентировки магмоконтролирующих структур растяжения относительно получившей здесь развитие системы сдвигов ССВ простираения, проведенный в свое время [31,47,50,51], показал, что позднемеловой континентальный вулканизм ПВПП протекал в условиях сдвигового геодинамического режима, обеспечившего растяжение коры и поступление продуктов вулканизма к поверхности с разных уровней коры и верхней мантии.

Разные глубины эрозионного среза вулканогенного чехла объясняются, прежде всего, отсутствием или наличием поствулканических вертикальных перемещений основания вулканического покрова противоположных бортов ПРГ. В предыдущей статье показано [53], что осевая линия ПРГ разделяет чешуйчато-надвиговые комплексы на Центрально- и Восточно-Сихотэ-Алинскую аккреционные призмы с падением чешуй, соответственно, на СЗ и ЮВ. В неогене, в связи с образованием Япономорской глубоководной впадины (ЯГВ), чешуйчатые надвиги Восточно-Сихотэ-Алинской АП, падающие в направлении ЯГВ, трансформировались в сбросы и оползни с погружением размещенного здесь вулканогенного чехла под воды Японского моря [47,49]. Самая крайняя ЮВ кромка чехла испытала наиболее значительные нисходящие движения и наблюдается в пределах шельфа Японского моря (см.рис.3), подтверждая, что погружение вулканитов произошло после их формирования в континентальных условиях. Чешуи Центрально-Сихотэ-Алинской АП, падающие на СЗ, естественно, не могли соскальзывать в сторону новообразованной Япономорской котловины, поэтому высокое стояние размещенных на них вулканитов сохранилось и в кайнозое, что и привело к их значительной эрозии. В результате неравномерного эрозионного среза разновысоких бортов ПРГ оказались вскрытыми разноглубинные уровни ПВПП с образованием латеральной зональности в поперечном к простираению пояса направления (см.рис.2,3), которая, по нашему мнению, во многом отражает вертикальную зональность (от вулканогенного чехла к подводным каналам вулканизма).

ПВПП, кроме наклона на ЮВ, погружается в СВ направлении (заметим, как и все структуры юга Дальнего Востока), что обусловило вскрытие эрозионным срезом разных глубинных уровней и в продольном направлении (см.рис.3). Вулканогенный чехол Восточно-Сихотэ-Алинской АП на СВ фланге практически не эродирован и перекрыт обширными покровами кайнозойских базальтов; на ЮЗ - напротив, в пределах вулканогенного чехла появились многочисленные эрозионные окна, в которых вскрыто чешуйчато-складчатое основание вулканитов с многочисленными магмоподводящими каналами в виде даек разного состава и разной мощ-

ности и малообъемных субинтрузивных тел. Здесь же вскрыты приповерхностные интрузии, возможно выполняющие роль промежуточных между экстрюзиями (или вулканитами) и интрузивными образованиями малых глубин, которые хорошо вскрыты вдоль береговой линии и представлены крупными (до 500 км<sup>2</sup>), сложно построенными, обычно многофазными массивами (Валентиновский, Ольгинский, Владимирский и др.), объединяемыми в Южно-Приморскую береговую серию [37]. Массивы изучались многими исследователями [2,15, 54, 61 и др.] и характеризуются как пластообразные тела, залегающие в складчатом фундаменте и в низах приморского вулканического комплекса [17, 23 и др.]. Приповерхностные интрузии (размером до 5 км в поперечнике) отличаются однородным строением, но часто в них наблюдаются постепенные переходы от полнокристаллических структур к структурам, характерным для субвулканических и эффузивных образований, что позволяет предполагать наличие непосредственной связи приповерхностных интрузий с вулканитами [17]. Подтверждением разной глубины эрозионного среза вдоль линейного поля вулканитов является установленная С.А.Коренбаумом с соавторами [15] латеральная зональность, согласно которой южная группа гранитоидных массивов приморского комплекса (Владимирский, Ольгинский и др.) характеризуются более значительной глубиной становления по сравнению с массивами, расположенными севернее.

Приведенные характеристики разновозрастных комплексов вулканогенных образований отражают структурно-геодинамические обстановки последовательных этапов развития ПРГ, которые можно охарактеризовать следующим образом.

В пределах аккреционных призм, обрамляющих Приморский РГ, в виде чешуированных фрагментов наблюдаются, как показано [53], карбонатно-кремнисто-базальтовые комплексы, прежде всего, триаса (нижние уровни горбушинской серии и ее аналогов). Можно предположить, что эти, впоследствии аккрецированные образования океанического типа, фиксируют океанический (рифтогенный) этап развития ПРГ (по-видимому, рассеянный рифтинг), который продолжался и в юре (базальтово-кремнистые ассоциации эрдогоусской и колумбинской свит). В отличие от юрского базальтоидного магматизма, происходившего практически без поступления терригенного материала (т.е. в условиях, сходных с океаническими), в раннем мелу базальтоидный магматизм проявлялся на фоне лавинной седиментации терригенных отложений. Причем, если вдоль бортов ПРГ раннемеловые конседиментационные базальты наблюдаются в виде отдельных маломощных покровов лав (часто в ассоциации с прослоями и линзами кремней) среди многоки-

лометровых толщ терригенных отложений, то в направлении к осевой зоне ПРГ доля продуктов базальтоидного вулканизма и, прежде всего, в апт-альбе нарастает, достигая максимума непосредственно вдоль оси рифто-грабена. Есть основание сделать вывод, что в результате установленного [53] латерального наращивания аккреционных призм в направлении осевой зоны ПРГ и синхронного отложения больших объемов терригенных осадков, с постепенным закрытием ПРГ, интенсивность базальтоидного вулканизма затухала. Наиболее длительно и в значительных объемах вулканизм проявился в осевой зоне ПРГ, где морские условия сохранялись до позднего альба включительно. В апт-альбе, непосредственно вдоль осевой зоны ПРГ, грабеновый тип вулканизма перерос в островодужный (вулканоостровной), который в свою очередь, без перерыва во времени сменился позднемеловым вулканизмом континентального типа (орогенный комплекс), получившим развитие на всей площади ПРГ, включая и обрамляющие его аккреционные призмы, которые к этому времени были уже значительно эродированы, что и объясняет резко несогласное налегание здесь (в отличие от согласного в осевой зоне) позднемелового вулканического чехла.

Таким образом, осевая зона ПРГ, в направлении которой шло наращивание аккреционных призм и закрытие палеобассейна, характеризуется как глубинная структура, вдоль которой длительно и в больших объемах поступали магматические продукты мантийного происхождения. Такой вывод вытекает не только из описанного выше факта формирования здесь многочисленных конседиментационных покровов базальтовых лав большой мощности, но и из концентрации вдоль осевой зоны многочисленных небольших тел габброидов и позднемеловых гранитоидов с петрохимическими и изотопными характеристиками, указывающими на мантийный источник магмообразования (Арагатский и Березовский массивы), а также многочисленные малые интрузивы монцонитоидов березовского комплекса [37 и др.], сконцентрированные вдоль осевой зоны ПРГ (см. рис. 3)).

Своеобразная роль осевой зоны в строении и формировании ПРГ, как и геодинамические условия ее развития (это будет показано в следующей статье при обосновании геодинамической модели развития РГ), позволяют сделать вывод, что этот тектоно-вулканоогенный линеамент, протяженностью порядка 800 км, не вполне отвечает существующему понятию вулкано-островных дуг. По комплексу признаков это скорее всего постепенно вуализируемая терригенными осадками, но продолжавшая длительно функционировать глубинная структура типа срединно-океанического хребта (осевая зона внутриконтинентального спрединга ?) или проникающая

до мантии шовная зона континентальных блоков коры, в истории развития которой этапы растяжения сменялись сжатием. Так или иначе, но конседиментационный вулканизм, продолжавшийся вдоль этого глубинного линеамента, в апт-альбе создал цепь островов вулканической природы, продукты разрушения которых совместно с поступавшими сюда терригенными осадками и новыми порциями вулканических извержений формировали комплексы вулканоогенно-осадочных образований, сходных с островодужными, но в данном случае их уместнее все же называть, по нашему мнению, не островодужными, а вулканоостровными комплексами.

Заключительный орогенный этап вулканизма, развитие которого происходило после замыкания рифто-грабена и дислокаций компенсирующих его образований, характеризуется особой геодинамической и структурной обстановкой, отличной от предшествующей.

В юре и раннем мелу существовали, по-видимому, лишь отдельные, типа Центрально-Сихотэ-Алинского сдвига, вертикальные сквозные разломы, получившие развитие на фоне доминирующих пологих и горизонтальных разноранговых структур и, прежде всего, пологолежащих структурно-формационных комплексов. Смещаясь вдоль Центрально-Сихотэ-Алинского сдвига, пологолежащие комплексы с нарастающей интенсивностью конседиментационно сминались, чешуировались и распадались многочисленными сдвигами (сдвиговыми зонами) более низких рангов (Арминский, Березовский, Микулинский и др.) с амплитудами смещений до первых десятков километров [44,47]. Пологозалегающие формационные комплексы к концу раннего мела были окончательно смяты в изоклинальные складки, значительно чешуированы и, самое главное, чешуйчато-складчатые структуры на завершающей стадии закрытия рифто-грабена были расчленены системой крутых ССВ сколов-сдвигов на многочисленные узкие вертикальные блоки. Все эти эволюционные тектонические события происходили совместно с переориентировкой средней оси главных напряжений сжатия коры. При неизменном горизонтальном положении максимального напряжения сжатия, ориентированного в направлении ССЗ-ЮЮВ, нормально ориентированная к нему средняя ось из горизонтального положения, благоприятного для развития надвиговых и взбросовых структур, увеличивающих мощность коры, постепенно переориентировалась в вертикальное положение с нарастающим развитием сдвигов и соседвигового растяжения коры. В итоге, к концу раннего мела, произошла структурная перестройка, когда доминанта пологих и горизонтальных плоскостных элементов, сдерживающих выход на поверхность магма-

тических продуктов, сменилась доминантой вертикальных плоскостей. Такой процесс Е.И.Паталаха [30] рассматривает как смену первичной моноклинали (аклинали) на вторичную (ортоклинали). В результате, вертикальные сдвиги и, прежде всего, глубоко проникающие сосдвиговые структуры растяжения (раздвиги) в течение позднего мела вскрывали разные уровни магмообразования (от остаточных коровых магматических очагов до мантийных), что обеспечило не только формирование контрастных серий, но и относительно быстрый и свободный выход на поверхность большого объема продуктов вулканизма, сформировавших в позднем мелу вулканогенный чехол ПВПП [47, 48, 49, 66]. Этим объясняется преимущественно эффузивный характер проявления, разнообразный состав (от андезибазальтов до кислых и ультракислых) и многофазность континентального вулканизма.

Несмотря на особую геодинамическую обстановку континентального вулканизма, на его состав существенное влияние оказала продолжавшая, по-видимому, функционировать глубинная структура осевой зоны ПРГ, где были сосредоточены образования островодужного (вулканоостровного) комплекса. Существование такой глубинной структуры в основании позднемелового вулканогенного чехла отразилось на формационном и петрохимическом составе слагающих его продуктов и металлогении региона [55]. В районах, где чехол залегает непосредственно на вулканоостровных образованиях, он обладает признаками формационной, петрохимической и геохимической унаследованности, наибольшей мощностью вулканических накоплений и более фемическим их составом [64].

В истории развития ПРГ важно проанализировать эволюцию вещественного состава вулканизма, закономерности которой, по-видимому, будут выразительнее, если провести специальное ее изучение с учетом установленной последовательности развития рифто-грабена. Однако даже на основе уже известных петрохимических характеристик вулканических пород, полученных специалистами в процессе длительных исследований магматизма Сихотэ-Алиня, можно наметить достаточно отчетливую направленность вещественного изменения вулканизма во времени в связи с очередностью этапов формирования ПРГ и сменой геодинамических обстановок.

Рифтогенный этап (средняя-поздняя юра) вулканизма выразился, как показано, излияниями базальтовых лав, тесно ассоциирующихся с юрскими кремнями и, следовательно, сформировавшихся в условиях, сходных с океаническими. По минералогическим и геохимическим признакам среди базальтов океанического комплекса выделяются толеитовые

и щелочные. В толеитовых базальтах фенокристы представлены оливином и авгитом, а в щелочных - оливином, титанистым авгитом, керсутитом и биотитом [8].

Грабеновый этап (берриас-валанжин). Вулканиды, чередующиеся с терригенными отложениями берриас-валанжинского возраста, представлены чаще лавами (мощность до первых десятков метров) основного состава - спилиты, вариолиты, спилитизированные шаровые лавы, а также гиалокластиты и лаво-кластиты базальтового состава. В целом грабеновый комплекс вулканидов, согласно [17], следует относить к породам спилитового ряда, имеющим базальтовый состав с субщелочным уклоном (натрового типа) и умеренной степенью глиноземистости. Потоки щелочных пикритов и базальтов содержат двуокись титана более двух процентов.

Островодужный (вулканоостровной) этап (апт-альб) вулканизма включает выделенные и охарактеризованные Г.Б.Левашевым с соавторами [17] апт-альбский базальтовый и габбро-диабазовый, а также средне-верхнеальбский риолит-диабазовый комплексы, расположенные в осевой зоне ПРГ. В составе апт-альбских вулканидов - базальты и андезибазальты, в меньшей степени - андезиты. По сумме щелочей они относятся к нормальному и субщелочному ряду, редко с уклоном в щелочную сторону. Особенность вулканидов - высокая степень глиноземистости и высокое содержание калия (калиевая, калиево-натриевая серия). В состав средне-верхнеальбского риолит-диабазового комплекса отнесена пестрая серия вулканогенных пород (от базальтов до риолитов), которые тесно ассоциируются с прибрежно-морскими и лагунными фациями осадочных и вулканогенно-осадочных отложений. Для комплекса характерен субаквальный и субаэральный типы вулканизма с преобладанием пирокластических пород и резко подчиненной ролью лавовых фаций. Составы вулканидов варьируют от основных до кислых и ультракислых. Одна из характерных черт вулканидов комплекса - пересыщенность глиноземом (основные породы высокоглиноземистые, а средние и кислые высоко- и весьма высокоглиноземистые, при полном отсутствии натровых пород).

Как видно из приведенных фактов, в эволюции вулканизма, во всяком случае, на грабеновом и вулканоостровном этапах развития ПРГ (неоком-альб) достаточно отчетливо прослеживается закономерное убывание титана и натрия вплоть до полного отсутствия натровых пород в средне-позднеальбских вулканидах и, напротив, нарастание глиноземистости вплоть до образования высоко- и весьма высокоглиноземистых пород, сформированных на завер-

шающем этапе закрытия рифто-грабена. Такая строгая закономерность петрохимизма вулканитов подтверждает наши выводы, согласно которым ПРГ на начальных этапах формировался как рифт с вулканизмом океанического типа. Затем, вследствие конседиментационного наращивания аккреционных призм и воздымания бортов ПРГ, рифт приобрел признаки грабеновой структуры. Поступления больших объемов терригенного материала (включая и аркозы) формировали в раннем мелу мощные толщи осадков (до 15 км), которые увеличивали мощность коры и, по-видимому, оказывали все усиливающееся влияние на состав проникающих через них продуктов магматизма.

**ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ** в ПРГ и обрамляющих его горст-аккреционных системах (ГАС) проявлен весьма закономерно, что отражено, прежде всего, в зональном размещении различных интрузивных серий (комплексов) в направлении от осевой зоны ПРГ до осевой зоны Анюйского горста (см.рис.3). Существование поперечной (к простиранию ПВПП) зональности интрузивных образований установлено уже давно, и интрузивные серии описаны многими исследователями [10,12,13,20,37 и др.]. Важно оценить пространственно-временную и вещественную зональность интрузивного магматизма с позиций строения и развития рифто-грабенов и обрамляющих их горст-аккреционных систем.

В осевой зоне Анюйского горста (см.рис.3) расположены интрузии хунгарийской плутонической серии, в составе которой выделяется три комплекса: гипербазиты, габбро и высокоглиноземистые двуслюдяные кордиеритсодержащие мелаграниты [13,20,37 и др.]. Возраст серии определен по геологическим взаимоотношениям (готерив ?) и по абсолютному возрасту (габбро - 136-122 млн лет, граниты - 131-105 млн лет).

По восточной периферии ареала хунгарийских гранитов расположены интрузии сандинского комплекса. Граниты последнего, идентичные по составу хунгарийским, прорывают раннемеловые (готерив?) осадочные отложения и имеют абсолютный возраст 95 млн лет. По ряду признаков предполагается, что глиноземистые граниты сандинского комплекса формировались в малоглубинных условиях за счет пород коры [37].

К юго-востоку от хунгарийских гранитов в пределах Центрально-Сихотэ-Алинской АП расположен пояс интрузий гранитоидов татибинской плутонической серии [8,10,23,37 и др.], протяженностью более 500 км (см.рис.3). Пояс состоит из отдельных, преимущественно ВСВ ориентировки линейных плутонов, смещенных многочисленными левосторонними сдвигами. Путем палинспастической реконст-

рукции сдвигов здесь установлены [45] батолиты, протяженные до 100 км (при ширине 3-15 км), погружающиеся в ВСВ направлении и косо срезанные эрозией. Анализ их эрозионного среза показал, что некоторые батолиты имеют сужающуюся вниз клиновидную форму и изменяющийся состав от гранитов через гранодиориты к габбро. Многие исследователи разделяют татибинскую серию на два комплекса: габбро-монцонит-сиенитов и известковистых гранодиорит-адамелит-гранитов. Абсолютный возраст серии - 105-85 млн лет. В состав рассматриваемой серии включают монцонитоидные образования (березовский комплекс), близкие по возрасту татибинским гранодиоритам. Среди монцонитоидов выделяются три типа интрузивов [37]: 1) оливковых и пироксеновых габбро-монцонитов (улулунгинский тип); 2) монцонит-сиенит-граносиенитов (березовский тип); 3) габбро-монцонит-граносиенитов (валинкуйский тип). Небольшие (10-15 км<sup>2</sup>) штоки оливковых и пироксеновых габбромонцонитов располагаются в середине осевой зоны РГ, тесно ассоциируя с ареалом распространения альбских субаквальных трахибазальт-трахиандезитов Кемской вулканической зоны (см.рис.3). На юго-западном фланге осевой зоны, где она эродирована наиболее глубоко, проявления монцонитоидного магматизма представлены двумя уже крупными (150-200 км<sup>2</sup>) интрузиями (Березовская и Араратская). Петрохимические и изотопные характеристики пород последних указывают на мантийный уровень магмообразования [37]. Судя по вещественному составу и пространственному размещению, березовский комплекс монцонитоидов является, по-видимому, интрузивным аналогом базальтоидного вулканоостровного магматизма, что в совокупности с другими данными подтверждает характеристику осевой зоны ПРГ как глубинной структуры, проникавшей в мантию.

В ЮВ борту ПРГ вулканогенный чехол в большей части не эродирован, поэтому существование под ним интрузий, подобных вскрытым эрозией в СЗ борту, можно только предполагать. На ЮЗ фланге ЮВ борта ПРГ, благодаря его более глубокой денудации, сделаны наблюдения, по-видимому, подтверждающие такое предположение. Там, как уже отмечено, вскрыты эрозией и выходят на поверхность многочисленные крупные плутоны гранитоидов (Валентиновский и др.) приморского комплекса (см.рис.3), которые корнями уходят в складчатое основание [23] и во многом сходны с гранитоидами татибинской серии. Абсолютный возраст приморских интрузий, по данным, Г.А. Валуй [2], колеблется в пределах 96-34 млн л., причем возрастной интервал ранних фаз, фиксирующих время внедрения, составляет 96-81 млн л., что согласуется с геологически-

ми данными [23]. Согласно [17], наиболее важным признаком, подтверждающим генетическую сопоставимость этих интрузивных образований, является наличие в приморском комплексе гранитоидов повышенной основности с характерной обогащенностью их магнетитом. Практически в каждом массиве можно наблюдать всю гамму пород от габброидоритов (иногда габбро) до гранодиоритов и монцогранодиоритов со всеми мельчайшими петрографическими оттенками. Многофазность интрузивов (габброидориты, монцодиориты, гранодиориты, граниты) и насыщенность гранитов поздних фаз ксенолитами габбро и диоритов ранних фаз указывают на длительность становления массивов. Просматривается и сходство направленности развития интрузий приморского комплекса с татибинскими, с той лишь разницей, что последние в большинстве своем, по-видимому, принадлежат более глубоким уровням формирования по сравнению с приморскими. Гранитоиды приморского комплекса по соотношению лития, рубидия и стронция занимают промежуточное положение между интрузивными породами толеитового и андезитового рядов [41], причем низкий уровень накопления этих элементов расценивается в качестве указания на связь гранитоидов с глубинными базальтоидными расплавами.

Наличие плутонов, сходных с татибинскими, под вулканогенным чехлом ЮВ борта ПРГ позволяет предположить, что вместе с вулканогенным чехлом на ЮВ погружается и расположенная под ним зона концентрации интрузий гранитоидов татибинской плутонической серии (см. рис. 3). Это предположение подтверждается следующими фактами [47, 50].

Во-первых, отдельные татибинские гранитоидные плутоны имеют явные признаки погружения на ВЮВ. В результате косога эрозионного среза их западные фланги оказались вскрытыми эрозией, а непосредственно к ВЮВ на месте их погружения картируются обширные поля контактовых роговиков. Глубина кровли плутонов по геофизическим данным оценивается сотнями метров и первыми километрами (от 0,2 до 1,5 км). Еще далее к ВЮВ кровля плутонов вместе с полями контактовых роговиков фиксируются уже на значительной глубине буровыми скважинами или горными выработками на нижних горизонтах рудных месторождений. Протяженность отдельных линейных плутонов, разобщенных сдвигами, вместе с их погруженными ВЮВ флангами достигает 100 км [45].

Во-вторых, к ВЮВ от зоны концентрации гранитоидов татибинской серии, наблюдаемой на поверхности, расположены обширные поля гравитационных минимумов, которые, по заключению геофизиков, отражают зону скрытой концентрации гра-

нитоидных массивов. Причем поля гравитационных минимумов фиксируются на глубине и под вулканогенным чехлом, сохранившимся от эрозии, включая и его шельфовую часть. Анализ аномалий гравиметрических и магнитных полей, проведенный В.М. Макаровым, показал, что плутоны представляют собой полого лежащие уплощенные тела, мощностью от 1,5 до 6 км. Подобной морфологии гранитоидные интрузивы, как отмечено выше, установлены в пределах наиболее эродированного ЮЗ фланга Восточно-Сихотэ-Алинской АП. Есть основание предполагать, что аналоги гранитоидов татибинской серии (во всяком случае те из них, которые датируются поздним мелом), концентрируясь в пределах и непосредственно под вулканогенным чехлом, полого погружающимся на ВЮВ, являются корнями вулканитов и, прежде всего, корнями турон-кампанских (преимущественно кислых) вулканитов приморской серии, занимающих значительные территории ВСАВП.

Еще ранее [50], анализируя косые эрозионные срезы, мы пришли к выводу, что зона концентрации преимущественно раннемеловых гранитоидных плутонов и связанных с ними месторождений касситерит-вольфрамит-кварцево-грейзеновой формации, полого погружающаяся на ЮВ, к поверхности постепенно сменяется зоной концентрации позднемеловых малоглубинных и приповерхностных интрузивов и ассоциирующих с ними вулканогенных образований и месторождений касситерит-силикатной, касситерит-сульфидной, скарново-шеелитовой и скарново-сульфидной формаций. Предполагается, что длительно протекавший (136-60 млн лет) непрерывно-прерывистый процесс перемещения в континентальной коре рудно-магматического вещества с неоднократной мобилизацией привел к его эволюционному перераспределению с образованием сложного вертикального ряда рудно-магматических формаций, возможно, в соответствии с РТ-условиями разных уровней коры. Вместе с тем, вещественная зональность могла быть обусловлена миграцией по вертикали тепловых потоков эманаций магмы, сопровождаемой явлениями анатексиса континентальной коры. В этом случае вещественный состав плутонов мог зависеть от состава пород разных уровней коры. Причем, сдвиговая деструкция коры, происходившая в направлении снизу вверх, способствовала последовательности формирования интрузий по вертикали. Однако необходимо учитывать и наличие в ПРГ и обрамляющих его ГАС структурно-геодинамических рядов, последовательность формирования которых, по-видимому, обеспечила развитие вещественно-временной зональности магматизма и по латерали.

Анюйский горст в юре-раннем мелу формировался как структура сжатия в отличие от ПРГ - структуры растяжения. В Анюйской структуре в начале раннего мела формировались плутоны хунгарийской серии и, прежде всего, ее гипербазитовый и габбровый комплексы (абсолютный возраст - 136-122 млн лет). В неокоме, т.е. практически синхронно с основным интрузивным магматизмом Анюйского горста, на всей площади ПРГ происходило конседиментационное излияние базальтоидных лав. Корреляция этих событий вполне правомерна и показывает, что формы синхронного базитового магматизма (интрузивный или вулканогенный) определялись разными геодинамическими обстановками. При этом необходимо учитывать, что инъекция базитовых магм в нижние уровни континентальной коры Анюйского горста началась, возможно, синхронно с юрским рифтогенным базальтоидным вулканизмом ПРГ (базальты эрдагоусской и колумбинской свит). В этом случае наиболее древний абсолютный возраст габбро (136 млн лет) можно интерпретировать как отражение начала кристаллизации базитовых магм, достигших к этому времени относительно высоких уровней континентальной коры. В Анюйском горсте в отличие от ПРГ магматизм проявился не в вулканогенной (относительно быстротечной), а интрузивной форме длительного эволюционного развития, что, по-видимому, привело к формированию в пределах горста вертикальной вещественно-временной зональности (снизу вверх). Вначале возникали гипербазитовый, габбровый комплексы (абс.возр. 136-122 млн лет), а затем - комплекс высокоглиноземистых мелагранитов (абс.возр. 131-105 млн лет). Вещественный состав последнего комплекса в значительной мере, возможно, формировался под влиянием процессов анатексиса в верхних уровнях коры. Поэтому высокоглиноземистые граниты по вещественным характеристикам, как считают исследователи [37], генетически нельзя связать с предшествующим внедрением базит-гипербазитовых образований. Однако их пространственно-временные связи, по нашему мнению, не оставляют сомнений в том, что совместное нахождение пород обоих комплексов может являться результатом и непрерывного интрузивного процесса. Кроме того, интрузии сандинского комплекса (граниты, идентичные хунгарийским, с абсолютным возрастом 95 млн лет), сконцентрированные вдоль восточной периферии ареала хунгарийских гранитов, можно интерпретировать как производные интрузивного магматизма, "наращивающие" хунгарийскую серию еще выше по вертикали, поскольку они расположены в менее эродированной части Анюйского горста (по сравнению с его осевой зоной), что подтверждается признаками формирова-

ния сандинских интрузий в относительно малоглубинных условиях и во многом за счет пород коры [37]. Формирование сандинского комплекса произошло, по-видимому, в результате вскрытия сдвигами остаточных глубинных очагов. В целом можно сделать вывод, что в процессе длительного (136-95 млн лет) интрузивного магматизма в пределах Анюйского горста произошло последовательное перераспределение магматического вещества по вертикали - от ультраосновного и основного к среднему и кислому составу. Можно предположить, что процесс становления вертикальной магматической колонны был еще более длительным, если считать началом магматизма возможное поступление в нижние уровни коры Анюйского горста юрских базитовых магм.

К апт-альбу, в результате латерального наращивания Анюйского горста Центрально-Сихотэ-Алинской АП, область сжатия расширилась к ЮВ, а растяжение сохранилось только в осевой зоне ПРГ. В результате в Центрально-Сихотэ-Алинской АП в апт-альбе начали формироваться гранитоиды татибинской плутонической серии (абс.возраст 105-85 млн лет) и, прежде всего, ее габбро-монцонит-сиенитовый комплекс. Синхронно с этим событием в осевой зоне ПРГ изливались базальтоидные лавы (апт-альбский вулканоостровной комплекс). Следовательно, и в апт-альбе также достаточно отчетливо проявилась латеральная зональность в размещении производных синхронного магматизма, отражающая различные геодинамические обстановки в Центрально-Сихотэ-Алинской АП и в осевой зоне ПРГ. В связи с тем, что в Центрально-Сихотэ-Алинской АП в отличие от осевой зоны ПРГ магматизм был интрузивным и характеризовался длительным развитием, здесь, по-видимому, также произошло формирование вертикальной вещественно-временной зональности, поскольку на более глубоких уровнях размещаются ранне-позднемеловые (габбро-монцонит-сиениты), а на менее глубоких - преимущественно позднемеловые (известковистые гранодиорит-адамелит-граниты) комплексы татибинской плутонической серии.

Татибинская плутоническая серия развивалась длительное время (абс.возраст - 105-85 млн лет), и задолго до завершения ее становления начали формироваться производные позднемелового континентального вулканизма (орогенный этап), протекавшего в период 95-60 млн лет. Непрерывность и пространственная совмещенность формирования интрузивной и вулканогенной фаций отражают пространственно-временные взаимосвязи проявления этих различных форм магматизма Центрально-Сихотэ-Алинской АП.

В свою очередь, с началом формирования вулканогенного чехла совпадает как время становления сандинского интрузивного комплекса гранитов (абс.возр.95 млн лет), венчающего хунгарийскую плутоническую серию Анюйского горста, так и время становления березовского комплекса монцитонитов осевой зоны ПРГ. Такая корреляция свидетельствует, что интрузивный магматизм Анюйского горста, Центрально-Сихотэ-Алинской АП и осевой зоны ПРГ, начав проявляться в относительно разное время (закономерно при этом мигрируя по латерали на ЮВ), завершился синхронно на рубеже раннего и позднего мела образованием приповерхностных интрузий, которые можно считать комаматами позднемеловых эффузивно-экструзивных образований. Состав этих интрузий в каждом из латеральных рядов весьма отчетливо коррелируется с составом и длительностью развития ниже расположенных интрузивных комплексов (т.е. имеет место определенная унаследованность), а также мощностью коры и типом структурно-геодинамических обстановок формирования. Вышеупомянутым синхронным импульсом интрузивного магматизма фиксируется, по-видимому, начало осдвиговой деструкции коры, охватившей все латеральные зоны предшествующего интрузивного магматизма и вскрывшей его остаточные очаги, что в конце концов привело к активному вулканизму на всей площади, где уже проявился интрузивный магматизм. Продукты позднемелового континентального вулканизма совместно с его субинтрузивными и интрузивными корнями могут рассматриваться как вулcano-плутонические производные завершающей фазы магматизма, объединяющей ("сшивающей") вертикально "расслоенные" разновозрастные латеральные ряды предшествующих этапов интрузивного магматизма. Важно подчеркнуть, что если принять во внимание установленное [53] зеркально-симметричное латеральное наращивание Восточно- и Центрально-Сихотэ-Алинских АП в направлении осевой зоны ПРГ, то следует ожидать, по-видимому, и соответствующую миграцию в этом направлении производных раннемелового интрузивного магматизма не только, как показано, северо-западного, но и юго-восточного борта рифто-грабена (см.рис.3).

#### АМУРСКИЙ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИЙ ПОЯС (АВПП)

АВПП, прослеживаясь от устья р.Амур на ЮЗ 220° до среднего течения р.Усури, объединяет следующие **ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ЗОНЫ (ВЗ)**: Нижне-Амурскую, Тумнинскую, Западно-Сихотэ-Алинскую и Алчанско-Бикинскую, размещенные вдоль осевой зоны АРГ (см.рис.2).

Нижне-Амурская ВЗ расположена при устьевой части р.Амур. Она традиционно рассматривалась как северная часть Восточно-Сихотэ-Алинского ВПП [4 и др.]. Однако этому противоречит ее СВ простирание, не совпадающее с меридиональной ориентировкой северного сегмента ВСАВП. Мало того, Нижне-Амурская ВЗ на юго-западе, не прерываясь, переходит в Тумнинскую ВЗ (см.рис.2), которая при ширине не более 40-45 км в этом направлении прослеживается на 150-180 км [40] до Центрального Сихотэ-Алинского разлома. О единстве Тумнинской и Нижне-Амурской ВЗ свидетельствует и идентичность слагающих их образований, представленных главным образом больбинским и татаркинским комплексами [5,21]. Больбинский комплекс включает преимущественно средние по составу вулканогенные, вулканогенно-осадочные образования, охарактеризованные раннесенонской флорой. К нему причленяют не ясного возраста андезиты, андезибазальты, их лавобрекчии, туфы среднего состава, туфогенно-осадочные и осадочные породы, слагающие низы разреза. В татаркинском комплексе преобладают существенно кислые вулканы сенон-датского, датского возраста, залегающие или на андезитах больбинского комплекса, или на мезозойском складчатом основании. Терригенные отложения с фауной тригоний (верхнеудоминская подсвита) в пределах Тумнинского прогиба надстраиваются толщей (600-700 м) туфогенных "узорчатых" песчаников и толщей (800-1000 м) песчаников и алевролитов с прослоями туфов среднего и кислото состава. Выше, по данным Е.Б.Бельтенева и В.Н.Плиева, согласно залегают мощная вулканогенно-осадочная толща, смятая в едином плане с удоминской свитой в пологие линейные складки и отнесенная к позднемеловой больбинской свите [8]. Таким образом, как и в осевой зоне ПРГ, на СВ фланге осевой зоны АРГ наблюдается постепенный переход альбских терригенных отложений к позднемеловым континентальным вулканогенным образованиям.

Амурский ВПП разорван и смещен Центральным Сихотэ-Алинским сдвигом (см.рис.2). К ЮЗ от последнего расположена Западно-Сихотэ-Алинская ВЗ, прослеживаемая узкой прерывистой полосой на ЮЗ 220° до р.Хор [5,21]. Фрагментарная распространенность образований Западно-Сихотэ-Алинской ВЗ объясняется тем, что большая их часть перекрыта обширным полем кайнозойских базальтов. Кроме того на многих участках на нее надвинуты (по системе чешуйчатых надвигов) позднепалеозойские и раннемезозойские образования Ариадненско-Хорского горста [53] (см.рис.2). Есть основания полагать, что в связи с погружением на СВ ЮЗ фланг АВПП подвергся значительной эрозии с вероятным



частичным размывом позднемелового вулканогенного чехла. Из позднемеловых вулканитов здесь сохранилась свита кандахе (конгломераты, гравелиты, песчаники, андезиты, их туфы, алевролиты, андезибазальты, аргиллиты, туффиты), а также отдельные поля и покровы андезитов, андезидацитов, субвулканические тела риолитов, дацитов, отложения туфов, туфопесчаников. Перечисленные осадочно-вулканогенные образования Западно-Сихотэ-Алинской ВЗ по возрасту и составу сопоставимы с таковыми Тумнинской и Нижне-Амурской ВЗ.

В пределах Тумнинской и Западно-Сихотэ-Алинской ВЗ в виде узких полос СВ простирания размещены соответственно киселевский и маноминский базальтово-кремнистые комплексы (см. рис. 2), идентичные между собой по составу и времени формирования. В последние годы они особенно детально изучались [3, 9, 16, 19, 25]. Возраст кремней, ассоциирующихся со щелочными базальтами и известняками, изученных в окрестности с. Киселевки, по радиоляриям определен как ранняя-поздняя юра - ранний мел. Наиболее молодые кремни датируются поздним готеривом-ранним барремом, кремнистые алевролиты - альбом. Состав комплексов ископаемых радиолярий из различных частей кремнистого разреза указывает на раннемеловой (берриас) возраст нижних слоев присутствующих здесь субщелочных базальтоидов. Возраст двух верхних слоев базальтоидов определяется как среднеготеривский-среднебарремский [3].

Взаимоотношения юрско-раннемеловых кремнисто-базальтовых образований с осадочно-вулканогенными меловыми отложениями наиболее детально изучены на крайнем СВ фланге распространения киселевского комплекса [19, 25]. Здесь охарактеризованы верхние уровни разреза комплекса (радиоляриевые яшмы, кремни, щелочные базальты и небольшое количество кремнисто-глинистых пород), возраст которого определяется интервалом от раннего-среднего валанжина до готерив-баррема. Существенно кремнисто-базальтовые образования сменяются вулканогенно-осадочными (готерив-альб), сложенными глинистыми и кремнистыми породами, а также туфами, тефроидами, туффитами, туфопесчаниками, вулканомиктовыми песчаниками, которые рассматриваются как кластический шлейф Киселевской вулканической дуги [19, 25]. В толще изредка встречаются туфосилициты и базальты, оцениваемые в качестве признака продолжавшегося в готерив-альбе базальтоидного магматизма. Следующие по возрасту накопления представлены терригенным граувакковым комплексом (альб-сеноман), который характеризуется сильной фациальной изменчивостью и пестрым "набором" пород. В нижней части комплекса наряду с миксти-

тами, ассоциирующимися с глинистыми и кремнисто-глинистыми образованиями, наблюдаются умеренно кислые туфы и турбидиты. Средняя часть комплекса существенно песчаниковая и образована, главным образом, различными турбидитами. Есть также алевролиты, глинистые породы, микститы и кислые туфы. Завершают комплекс алевролиты, чередующиеся с тонкими слоями песчаников. Отличительная черта комплекса - граувакковый состав песчано-алевролитовых пород. Непосредственно к ЮВ от зоны развития охарактеризованных комплексов, на правом берегу р. Амур, выделен комплекс альб-сеноманских отложений, называемый "терригенным аркозовым". Перечисленные вулканогенно-осадочные комплексы перекрываются покровами субаэральными вулканитов, которые закартированы на площади Тумнинской ВЗ [5] в виде небольших фрагментов или обширных полей вулканитов вышеохарактеризованных больбинского (ранний сеноман) и татаркинского (сеноман-дат, дат) комплексов.

Некоторые исследователи [19, 25] считают, что все рассмотренные разновозрастные (от юры до альб-сеномана) фациальные комплексы были сформированы в разных геодинамических условиях (океаническая плита, окраинное море, вулканическая дуга, континентальная окраина) на значительном удалении друг от друга. И только в альб-сеномане, в зоне, шириной 9 км (оз. Удыль и прилегающие участки по берегам р. Амур), они оказались тектонически совмещенными (аккретированными). Для доказательства разобщенности формирования фациальных комплексов и, в частности, кремнисто-базальтовых образований на океанической плите, значительно удаленной от континента, приводятся следующие факты: 1) разновозрастные комплексы характеризуются ископаемыми радиоляриевыми сообществами различных биогеографических провинций - низких широт и умеренно-высоких северных широт; 2) почти полное отсутствие в кремнистых отложениях примесей терригенного и карбонатного материала и обилие ископаемых планктонных организмов только с кремневым скелетом; 3) сходство базальтов киселевского комплекса с лавами субщелочной серии Гавайских островов и с базальтами островов Пасхи и Вознесения [3].

Однако интерпретация приведенных фактов, на наш взгляд, неоднозначна. В частности, разнообразие радиоляриевых сообществ может объясняться не только тектоническим совмещением некогда разобщенных террейнов, но и, как отмечалось [53], возможным существованием теплых и холодных палеотечений, специфическими локальными условиями развития радиолярий, а также массовым переносом скелетов радиолярий морскими палеотечениями.

ми к месту их захоронения. Тем более, что переотложение радиоларий установлено и в охарактеризованных выше некоторых комплексах [19], что, на наш взгляд, подтверждает возможность их транспортировки морскими течениями на значительные расстояния. Отсутствие в кремнях терригенных примесей, как и проявление здесь базальтоидного магматизма, сходного с океаническим, можно интерпретировать в пользу формирования их на начальном (рифтогенном) этапе развития Амурского РГ [53]. Отсутствие палеомагнитных характеристик комплексов, подтверждающих их возникновение в удаленных друг от друга зонах, еще более усиливает сомнения в однозначности выводов о тектоническом их совмещении. Трудно представить, что в столь узкой (9 км) зоне в альб-сеномане, как считают В.П.Нечаев с соавторами [25], были аккрецированы отложения валанжин-барремской энсиматической островной дуги, соседствующего окраинного моря, баррем-альбской активной континентальной окраины и альб-сеноманской пассивной (или трансформной) континентальной окраины, формировавшихся на обширном пространстве и, к тому же, отстоящие друг от друга на значительные расстояния, возможно, достигающие сотни и тысячи км. На наш взгляд, логичнее предположить, что весь набор вышеохарактеризованных фациальных комплексов отражает строение вертикального разреза, сложенного кремнисто-терригенно-вулканогенными образованиями, формировавшимися в едином бассейне, развитие которого происходило практически непрерывно от юры до позднего мела включительно с закономерными фациальными переходами от одних отложений к другим и столь же последовательной эволюцией вулканизма. Сходные представления о согласном наращивании юрских вулканогенно-кремнистых отложений берриас-аптскими кремнисто-глинистыми, а затем и апт-альбскими турбидами в пределах маноминско-киселевского террейна опубликованы и другими исследователями [60]. Последовательное формирование разновозрастных комплексов происходило в условиях постепенного изменения обстановок от океанического типа через вулканоостровную к континентальной, что исключительно четко фиксируется постепенным изменением вещественного состава комплексов, переходящих друг в друга, с убыванием объема кремнистых образований и, напротив, увеличением доли терригенных осадочных и вулканогенно-осадочных отложений. Объем производных базальтоидного вулканизма с омоложением возраста покровов также убывает, постепенно сменяясь вулканитами умеренно-кислого, а затем и кислого состава - от редких прослоев среди альбских терригенных отложений до мощных субэаральных позднемеловых толщ,

в составе которых значительная доля принадлежит вулканитам среднего состава.

Сравнительный анализ показывает, что закономерности развития вулканизма СВ фланга АРГ (Тумнинская ВЗ) принципиально совпадают с этапностью и стадийностью проявления вулканизма ПРГ и, прежде всего, его осевой зоны. Здесь, как и в ПРГ, также можно выделить четыре типа вещественных ассоциаций осадочных отложений вулканитов: 1) рифтогенный тип (ранняя-поздняя юра-берриас) - кремнистые отложения без примесей или с малой долей терригенного материала в ассоциации со щелочными базальтами и известняками; 2) грабенный тип (валанжин-баррем) - кремнисто-глинистые отложения в ассоциации с небольшими объемами щелочных базальтов; 3) островодужный (вулканоостровной) тип (готерив-сеноман) - вулканогенно-осадочные накопления, турбидиты, микститы, глинистые, кремнисто-глинистые, терригенные граувакковые и аркозовые отложения (на нижних горизонтах (готерив-альб) встречаются туфосилицилиты и базальты, а на верхних (альб-сеноман) - умеренно кислые и кислые туфы); 4) континентальный (орогенный) тип (сенон-дат) - вулканогенно-осадочные образования больбинского и татаркинского комплексов.

ЮЗ фланг Амурского ВПП представлен Алчанско-Бикинской ВЗ (см.рис.2), в пределах которой установлен практически полный разрез меловых вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований. В основании разреза выделена култухинская свита, которая согласно, с постепенным переходом, залегает на триасово-юрской существенно кремнистой со спилитами толще и состоит из двух подсвит [22]. Нижняя подсвита сложена терригенными отложениями, в самых низах ее присутствуют берриасские бухии. В верхней подсвите среди переслаивающихся песчаников и туфопесчаников с алевролитами наблюдаются прослой и линзы субщелочных базальтоидов, их туфов, кремней, аргиллитов. Характерные для этого района высокотитанистые меймечит-пикритовые вулканиты, петрологически изученные А.А.Вржосеком и С.А.Щекокой [4], по данным А.Н.Филиппова [56] в виде лав размещены среди позднеюрских турбидитов и олистостромы. Эти вулканогенно-осадочные ассоциации, по-видимому, также можно рассматривать в составе култухинского комплекса. Здесь же закартирована уктурская свита (апт-альб) - прослой туфов кислого и среднего состава среди ритмично переслаивающихся песчаников и алевролитов с маломощными прослоями каменного угля, выше которой залегает алчанская свита (средний-поздний альб) - преимущественно туфы и туфолавы дацитов (600 м) с редкими пачками (60-100 м) туфопесчаников. Алчанская свита, в

свою очередь, перекрывается континентальной терригенной толщей (щедринской серии), в низах которой С.И.Неволиной установлен комплекс флоры позднего альба-сеномана. Турон-сантонские отложения представлены толщей переслаивающихся песчаников с алевролитами (заломнинская свита), которая наращивается вулканитами преимущественно среднего состава (маастрихт, северянская свита). Здесь же сохранились отдельные покровы, представляющие фрагменты вулканогенного чехла, сложенные кислыми вулканитами приморской серии (турон-кампан).

Юго-Западным продолжением Амурского ВПП являются последовательно наращивающие друг друга Наданьхада-Алинская, Баоцинская и Мулинская ВЗ, образующие Наданьхада-Бикинский ВПП [37], расположенный в зоне сочленения Ханкайского и Буреинского массивов (см.рис.2). Этот пояс структурно связан с зоной разломов Дуньхуа-Мишань и выражен цепью депрессий, которые компенсированы вулканогенными образованиями, представленными эффузивами и пирокластами трех возрастных комплексов [35]: позднеюрским, ранне- и позднемеловым. Позднеюрские образования (трещинные тела, дайки и мелкие покровы щелочных базальтов, авгититов и трахитов) объединены в базальт-щелочно-базальтовую формацию, раннемеловые - в андезит-трахиандезитовую формацию, которая в северо-восточном направлении приобретает черты существенно андезитовой. Позднемеловые отложения развиты более широко и представлены, кроме андезитов, кислыми пирокластитами и лавами, слагающими маломощные покровы. Анализ показывает, что Амурский и Наданьхада-Бикинский ВПП характеризуются практически полной синхронностью развития и близким трендом эволюции вулканизма во времени: от юрского базальтоидного к существенно кислему позднемеловому. Непрерывная цепь кайнозойских вулканоструктур и базальтовых плато Амурского ВПП продолжается и вдоль Наданьхада-Бикинского ВПП (см.рис.2), подчеркивая их единство как элементов глубинной структуры, которая прослеживается на 1500 км от устья р.Амур до верховья р. Сунгари и может быть названной Амурско-Сунгарийским ВПП (АС ВПП).

Корреляция смены условий проявления вулканизма рифтогенного типа на грабенный, а затем и континентальный (орогенный) показывает, что эти переходы на разных участках АСВПП были закономерно асинхронными. Так на СВ фланге АСВПП (Тумнинская ВЗ) базальтоидный вулканизм совместно с кремненакоплением (рифтогенный этап) не прекращался до рубежа валанжина и готерива. Затем вулканизм продолжался в морских условиях, но на фоне поступления значительных объемов терри-

генного материала (грабенный этап). В туроне морской бассейн замкнулся и начался континентальный вулканизм (орогенный этап). В центральной части АСВПП (Алчанско-Бикинская ВЗ) условия, сходные с океаническими (рифтогенный этап), сохранились только до юры. Начиная с поздней юры и до альба (грабенный этап) вулканизм протекал в условиях все нарастающего поступления турбидитов и в позднем альбе началось формирование континентальных вулканогенно-осадочных толщ. В пределах ЮЗ фланга АСВПП (Наданьхада-Бикинский ВПП) континентальный вулканизм начался уже в поздней юре. Существование здесь морского бассейна в более ранние эпохи можно предполагать. В этой связи важно заметить, что ограниченная разломами узкая зона, в пределах которой наблюдается наиболее полный разрез юрско-меловых осадочно-вулканогенных образований (см.рис.2), может интерпретироваться не только как узкий приразломный грабен, но и как эрозионное окно продолжающегося на юго-западе Амурского РГ, основная часть которого здесь, возможно, перекрыта чешуйчато-надвиговыми покровами аккреционных призм, сложенными преимущественно палеозойскими образованиями. Об этом в какой-то степени могут свидетельствовать взбросо-надвиговые границы, установленные на многих участках предполагаемого эрозионного окна [67].

Различия условий развития вулканизма, закономерное их изменение во времени и пространстве (вдоль оси АСВПП) объясняются, как и ранее [53], постепенным с ЗЮЗ на ВСВ закрытием протяженной рифтогенной структуры, глубоко вдающейся в континент, с "вытеснением" моря (микроокеана) в сторону суперокеана (по терминологии Ю.М.Пушаровского).

**ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ** Амурского ВПП достаточно четко коррелируется с этапами растяжения одноименного РГ и проявлениями базитового вулканизма в его осевой зоне. Например, время формирования интрузий хунгарийской плутонической серии в Анюйском горсте (структуре сжатия) и, прежде всего, ее гипербазитового и габбрового комплексов (абс.возр.136-122 млн лет), было близким базальтоидному вулканизму, происходившему в юре-барреме на СВ фланге осевой зоны АРГ (киселевский базальтоидный комплекс) (см.рис.2,3). Синхронность магматизма будет полной, если учитывать, как уже отмечалось, что базальтоидный вулканизм отражает время инъекции глубинной магмы в земную кору, а наиболее древний абсолютный возраст интрузий габбро (136 млн лет) - время начала кристаллизации, возможно, этой же магмы в смежных структурах сжатия с относительно мощной континентальной корой.

Между зоной развития интрузий хунгарийской серии (136-105 млн лет) в Анойском горсте и киселевским комплексом базитового вулканизма Тумнинской ВЗ (см.рис.3) наблюдаются интрузии, аналогичные гранитоидам татибинской серии (абс.возр.105—85 млн лет), что можно интерпретировать как отражение латеральной миграции интрузивного магматизма не только на ЮВ от Анойского горста в направлении осевой зоны Приморского РГ, как показано выше, но и на СЗ в направлении осевой зоны Амурского РГ. Завершающая фаза интрузивного магматизма основного состава (габбро-монцит-сиениты - аналоги татибинской серии), происходила синхронно с альбским базитовым вулканизмом СВ фланга осевой зоны АРГ (верхние уровни киселевского комплекса).

Юго-восточней Западно-Сихотэ-Алинской и Алчанско-Бикинской ВЗ (см.рис.2), от среднего течения р.Бикин на ЮЗ 220°, вдоль Ариадненско-Хорского горста (см.рис.1) и далее в пределах Ханкайского массива до с.Черниговки (широта южного берега оз.Ханка), на протяжении 350 км, прослеживается раннемеловой вулкано-плутонический пояс [29], представленный интрузиями преимущественно татибинского и сандинского комплексов. Вулкано-генная часть пояса (назовем его Бикинско-Черниговским) представлена верхнекабаргинским комплексом, включающим терригенно-вулкано-генные толщи, в том числе толщу биотитовых и биотит-роговообманковых риолитов и их туфов. В тесной пространственной и комагматической связи с вулкано-генными образованиями верхнекабаргинского комплекса находятся интрузии (размеры от 20 до 250 кв.км), в составе которых выделены три фазы [29]: 1 - диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, габбро-диабазы (характерна монцититоидность пород); 2 - тройчатые биотитовые и аляскитовые граниты (обладают повышенной щелочностью и глиноземистостью); 3 - дайки гранитов, аплитов, риолитов, диоритов. Изотопный возраст интрузий 148 - 91 млн лет. Проявляясь в Восточно-Ханкайской ГАС и Ханкайском массиве, Бикинско-Черниговский ВПП ориентирован параллельно ЮЗ флангу осевой зоны вулканизма АРГ, что, по аналогии с корреляцией интрузивного и вулкано-генного магматизма ПРГ, позволяет предполагать между ними возможную генетическую связь. Габбро-диабазовая фаза магматизма Бикинско-Черниговского пояса (в интрузивном латеральном ряду), возможно, является плутоническим аналогом юрско-берриас-валанжинского базальтоидного вулканизма, сформировавшего маноминский и култухинский комплексы осевой зоны АРГ.

Наличие интрузий в пределах юго-западного фланга осевой зоны АРГ можно интерпретировать

как признак глубокой эрозии позднемелового вулкано-генного чехла, в результате которой здесь вскрыт прикорневой (интрузивный) уровень вулкано-плутонических ассоциаций. Вместе с тем, не исключено, что эти интрузивные образования могут находиться в составе чешуй аккреционных призм, надвинутых на осевую зону АРГ.

К СЗ от АРГ, в пределах Хабаровско-Комсомольской АП сконцентрированы многочисленные интрузии гранитоидов, которые, возможно, как и весь Хингано-Охотский вулкано-плутонический пояс, отражают магматизм, проявленный в структурах сжатия СЗ борта АРГ. В пределах этого пояса как горст-антиклинорная структура выделяется Баджальская зона, представляющая собой крупное сводовое поднятие, вытянутое в СВ направлении (размером 130x80 км), которое ограничивается вдоль простирания системой взбросов и погружается на СВ. Здесь установлена серия последовательно сформированных вулкано-плутонических комплексов: даянский (ранний мел), лакский (ранний-поздний мел), баджальский (поздний мел), силинский (поздний мел) [4].

Даянский комплекс выделен [26] и детально охарактеризован [18]. Он объединяет многочисленные субвулканические и трещинные тела, представленные породами сложнодифференцированного ряда - от оливин-клинопироксеновых пикритов до трахитов. Интрузивным аналогом этих пород является Левоярапский массив габбро-сиенитов. Фазы, выделенные в пределах массива, отражают этапы магматизма, которым соответствуют эффузивные образования. Первая фаза представлена щелочными габброидами с широкими фашиальными разностями от ультраосновных пироксенитов до диорит-сиенитов и от пикритов до щелочных базальтов в эффузивных фациях. Ко второй фазе относятся лейкократовые крупнопорфировые сиениты и их эффузивные аналоги - трахиты. В интрузивных породах наблюдается расслоенность, представленная чередованием меланократовых и лейкократовых полос, сложенных клинопироксеном, оливином, титаномагнетитом, калиевым полевым шпатом, плагиоклазом, биотитом, сфеном и апатитом (до 4-7%). В трахитах отмечаются полосы, обогащенные цирконом. Для даянского комплекса характерна высокая титанистость и калиевость как основных, так и кислых разностей, высокое содержание фосфора (особенно в меланократовых разностях). Описанный [1, 18, 35] под разными названиями лакский комплекс объединяет вулканические образования, представленные андезибазальтами, андезитами, дацитами и риолитами. Вулканиды кислого состава в объемном отношении занимают не более 7-10%. Баджальский комплекс объединяет породы существенно кислого состава. Он представлен тремя фазами извержений:

урмийской - риолиты, риолитодациты; аракотской - андезидациты; гербинской - риолиты, риолитодациты. Силинский комплекс объединяет андезиты и интрузивные комагматы сложного состава от диоритов до гранитов с четко проявленной монзонитовидностью [11, 18, 32]. Породы комплекса принадлежат к наиболее молодым магматическим образованиям Баджальского свода (абс.возраст 95-85 млн лет).

В Баджальском сводовом поднятии проявлен полный эволюционный ряд производных последовательного магматизма: от раннемеловых габбро-сиенитов и их субинтрузивных и вулканогенных аналогов до позднемеловых вулканоплутонических комплексов преимущественно кислого состава. В этом отношении магматизм Баджальского свода обнаруживает сходство с направленностью развития мелового магматизма в Анойском горсте.

Обобщая результаты геологической корреляции проявлений вулканогенного и интрузивного магматизма в структурах сжатия и растяжения можно сделать вывод, что синхронно с раскрытием и эволюцией Приморского и Амурского РГ здесь проявился юрско-раннемеловой аквальный, субаквальный, субаэральный и аэральный вулканизм; в смежных структурах сжатия (Восточно-Ханкайская, Прибрежная и Восточно-Буреинская горст-аккреционные системы) формировались интрузивные пояса, имеющие признаки зонального изменения состава плутонических образований (латеральные ряды). Такой вывод не только подтверждает ранее обоснованные представления о пространственно-временной и генетической связи развития рифто-грабенов и смежных с ними горст-аккреционных систем [53], но и не позволяет эти генетически связанные между собой структуры рассматривать как террейны, сформировавшиеся независимо друг от друга.

По признакам геодинамической сопряженности в состав Приморского и Амурского вулканоплутонических поясов, по-видимому, должны быть включены все проявления магматизма (латеральные ряды), генетически связанные с развитием одноименных рифто-грабенов. В этом случае в Приморский ВПП должны включаться татибинский, березовский (осевой зоны) и прибрежный латеральные ряды магматизма; в Амурский ВПП, кроме проявлений магматизма осевой зоны АРГ, могут быть отнесены Бикинско-Черниговский и Хингано-Охотский ВПП, которые отражают латеральные ряды магматизма, геодинамически связанные с развитием Амурского РГ. Латеральный ряд интрузий хунгарийской серии Анойского горста развивался, по-видимому, в условиях суммарной геодинамической обстановки, которая создавалась при синхронном формировании Приморского и Амурского РГ.

Позднемеловой комплекс континентального вулканизма сформировался после закрытия рифто-грабенов (орогенный этап) в условиях наложенной осадочной деструкции коры, охватившей не только рифто-грабены, но и обрамляющие их горст-аккреционные системы. В результате этого процесса континентальный вулканизм в позднем мелу имел возможность проявиться среди структур, заложенных на разнородном и разновозрастном фундаменте, и именно по этому признаку его можно соотнести, по-видимому, с процессами наложенной тектоно-магматической активизации [33, 42, 62, 63 и др.]. Вместе с тем, в пределах осевых зон рифто-грабенов вулканизм, происходивший в морских условиях, по мере обмеления и закрытия бассейнов осадконакопления, не прерываясь во времени, "перерос" в континентальный, отражая тем самым определенную унаследованность развития магматических образований. Кроме того, наложенные на разнородный фундамент сквозные сдвиги повсеместно вскрыли остаточные очаги предшествующего интрузивного магматизма и тем самым могли также влиять на унаследованность производных континентального вулканизма. Таким образом, по признаку смены тектонической (геодинамической) обстановки позднемеловой интрузивный магматизм и синхронный ему континентальный вулканизм можно считать составными производными процессов наложенной тектоно-магматической активизации, но с учетом непрерывности эволюционного развития магматизма в течение всего мелового периода завершающий орогенный этап магматизма предпочтительнее, по-видимому, называть унаследованно-наложенным вслед за [39,57,59].

### ВОСТОЧНЫЙ ВУЛКАНОГЕННЫЙ ПОЯС (ВВП)

Этот пояс прослеживается в меридиональном направлении от устья р.Самарги до устья р. Амур на 700 км (см.рис.2). Он сформирован в кайнозое и представлен базальтами, андезибазальтами, андезитами, их туфами, туффитами, туфопесчаниками, туфоконгломератами, галечниками, гравийными пачками кузнецовской (палеоцен), кизинской (миоцен), совгаванской (плиоцен-плейстоцен) и других свит. ВВП по отношению к Амурскому и Приморскому ВПП является наложенной структурой. Это доказывается не только его меридиональной ориентировкой - косою по отношению к северо-восточному простиранию Амурского и Приморского ВПП, но также и тем, что на его северном и южном флангах в эрозионных окнах базальтовых покровов наблюдаются позднемеловые вулканогенные образования, в то время как в центральной части ВВП позднемеловые вулканы практически отсутствуют и вряд ли их следует ожидать в больших объемах под покровами базальтов. Устойчивое размещение кайнозой-

ских базальтоидов вдоль западного борта грабена Татарского пролива является свидетельством возможной генетической связи между кайнозойским базальтоидным магматизмом и геодинамическими процессами, обусловившими формирование этой структуры. Вместе с тем, есть основание считать [49,65], что система меридиональных разломов Восточной Японии (Восточно-Японская сдвиговая зона), рассекая о.Сикоку и о.Хоккайдо, на севере продолжается вдоль Татарского пролива. Сдвиговая активизация этих разломов в миоцене отчетливо выразилась в формировании поперечных к сдвигам глубинных структур растяжения, обеспечивших базальтовый вулканизм, что, возможно, и привело к формированию ВВП. Так или иначе, но ВВП, по нашему мнению, является не частью Восточно-Сихотэ-Алинского ВПП, как считается большинством исследователей, а самостоятельным, сформированным в кайнозойское время поясом, который можно отнести к магматическим структурам рифтогенной природы или к вулканогенным поясам тектонической (сдвиговой) активизации глубинных разломов континентальной коры.

В отличие от Восточного ВП - структуры молодой и наложенной - Амурский и Приморский ВПП ориентированы параллельно горст-аккреционным системам, которые содержат фрагменты древнего кристаллического фундамента. Совокупность фактов позволяет сделать вывод, что Приморский и Амурский РГ, как и генетически связанные с ними вулканоплутонические пояса, формировались как следствие длительного геодинамического развития зон сочленения деструктурированных блоков континентальной коры.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В истории взаимозависимого развития рифтограбенов и смежных с ними горст-аккреционных систем с синхронным проявлением магматизма достаточно отчетливо просматриваются следующие основные, закономерно организованные в пространстве и времени события:

- На ранних стадиях развития (не позднее юры) ПРГ и АРГ формировались как структуры растяжения - рифты с условиями осадконакопления (базальтоидный вулканизм и кремненакопления), сходными с океаническими.

- В поздней юре - неокоме, началось активное конседиментационное формирование аккреционных призм, состоящих из чешуйчато-надвиговых фрагментов коры океанического и континентального типов и наращивающих горстовые системы в направлении осевых зон РГ, что привело к постепенному перекрытию терригенными осадками домело-

вых образований океанического типа, а затем и полному замыканию РГ.

- Этапы эволюционного развития Приморского РГ характеризуются последовательным формированием вулканогенно-осадочных комплексов: 1) рифтогенного (средняя-поздняя юра) - базальтово-кремнистого; 2) грабенового (берриас-валанжин) - базальтово-терригенного; 3) вулканоостровного (апт-альб) - базальтоидного, с вулканогенно-осадочными молассовыми отложениями.

- Сквозной (от юры до апт-альба) вулканизм происходил на фоне убывания объемов кремненакопления и нарастания (до лавинного) поступления в РГ турбидитов с постепенным формированием мощной осадочной толщи (до 15 км), что, возможно, и определило направленность эволюции вулканизма грабенового и вулканоостровного этапов (неоком-альб) развития РГ.

- Базитовый (рифтогенный) позднеюрско-неокомский вулканизм в РГ происходил синхронно с формированием базит-гипербазитовых интрузивных комплексов в смежных с РГ горст-аккреционных структурах сжатия.

- Латеральное наращивание аккреционных призм от горстовых систем в сторону осевых зон РГ определило миграцию в этом направлении проявлений мелового интрузивного магматизма с образованием соответствующих латеральных рядов.

- В процессе закрытия Амурского РГ западный рубеж формирования базальтово-кремнистых ассоциаций океанического типа мигрировал на восток; в этом же направлении постепенно менялись морские условия вулканизма на континентальные, что связывается с постепенным закрытием РГ и "вытеснением" внутриконтинентального моря (микрорекеана) в сторону суперокеана.

- К позднему мелу РГ полностью замкнулись, а компенсирующие их образования были смяты в складки, чешуированы и рассечены системой ССВ левых сдвигов, что создало геодинамические условия для широкого проявления наземного вулканизма, прежде всего, в пределах РГ и обрамляющих их аккреционных призм с формированием чехла (орогенный комплекс).

Из установленных закономерностей строения и развития РГ и ГАС вытекают два главных вывода: 1) разнообразие структурно-вещественных комплексов, обрамляющих континентальную окраину, не связано с наращиванием (аккрецией) континентов за счет океанических пространств, а является результатом, главным образом, рифтогенеза континентальной коры, ее чешуйчато-надвиговых дислокаций и значительных латеральных перемещений вдоль Восточно-Азиатской системы сдвигов; 2) гео-

динамическая и структурно-вещественная взаимосопряженность развития рифто-грабенов и горст-аккреционных систем (фрагменты субокеанической коры рифтов участвовали в формировании пригоровых аккреционных призм, продукты размыва горст-аккреционных структур, в свою очередь, компенсировали рифто-грабены и, наконец, интрузивный магматизм горст-аккреционных структур сжатия происходил синхронно и в геодинамической связи с вулканизмом рифто-грабенов) не позволяют рассматривать эти структуры (или их отдельные фрагменты) как террейны, сформированные друг от друга независимо.

Комплекс полученных фактов позволяет обосновать и построить единую геодинамическую модель развития рифто-грабенов, горст-аккреционных систем и синхронных проявлений магматизма, что будет сделано в следующей, заключительной статье.

Автор признателен В.А.Бажанову, Г.Л.Кирилловой, Г.Б.Левашеву, А.В.Олейникову, Л.М.Парфенову, С.С.Зимину, В.Г.Хомичу за критические замечания, которые были по возможности учтены при окончательной редакции статьи.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Болотников А.Ф., Кравченко Н.С., Крутов Н.К. Магматизм и рудоносность Баджальского района. Хабаровск: Кн.изд-во, 1975. 318 с.
2. Валуй Г.А. Полевые шпаты и условия кристаллизации гранитоидов (Прибрежная зона Приморья). М.: Наука, 1979. 147 с.
3. Войнова И.П., Зябрев С.В., Приходько В.С. Петрохимические особенности раннемеловых внутримитических океанических вулканитов Киселевско-Маноминского террейна (Северный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеан. геология. 1994. № 6. С.83-96.
4. Вулканические пояса Востока Азии // (отв. ред. А.Д.Щеглов). М.: Наука, 1984. 504 с.
5. Геологическая карта Хабаровского и Амурской области. 1: 2 500 000 / Гл.ред. Л.И.Красный; Авт.-сост.: М.В.Мартынюк, И.П.Вольская, С.А.Рямов. 1986.
6. Геология СССР. Т.ХІХ. Хабаровский край и Амурская область. Ч.1. Геологическое описание. М.: Недра, 1966.
7. Голозубов В.В., Ханчук А.И. Таухинский и Журавлевский террейны (южный Сихотэ-Алинь) - фрагменты раннемеловой Азиатской окраины // Тихоокеан. геология. 1995. Т.14, № 2. С.13-25.
8. Геология СССР. Т.ХХХІІ. Приморский край. Ч.1. Геологическое строение. М.: Недра, 1969. 695 с.
9. 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.
10. Иванов В.С. Плутонические формационные ряды гранитоидов внешней зоны Тихоокеанского пояса // Зап.ВМО. 1980. Ч. 109, вып.6. С.658-668.
11. Изох Э.П. Корреляция магматических комплексов Комсомольского и Баджальского рудных районов на Дальнем Востоке // Геология, петрохимия и рудоносность магматических формаций. Новосибирск: Наука, 1978. С.3-38.
12. Изох Э.П., Колмак Л.М., Наговская Г.И., Русс В.В. Позднемезозойские интрузии Центрального Сихотэ-Алиня и связь с ними оруденения. М.: Гостеолтехиздат, 1957. 246 с.
13. Изох Э.П., Русс В.В., Кунаев И.В., Наговская Г.И. Интрузивные серии Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение. М.: Наука, 1967. 384 с.
14. Коваленко С.В. Нижнемеловые вулканогенно-осадочные отложения среднего Сихотэ-Алиня // Петрохимия магматических формаций вулканических зон Дальнего Востока. Владивосток, 1980. С. 129-133.
15. Коренбаум С.А., Стрижкова А.А., Валуй Г.А., Иванова В.Л. Петрохимические особенности гранитоидов мезозойских складчатых областей Дальнего Востока (Сихотэ-Алинская, Нижнеамурская, Яно-Колымская) // Петрология и петрохимия магматических и метаморфических пород Дальнего Востока. Владивосток, 1975. С.33-76.
16. Кузьмин С.П., Шевелев Е.К. Новые данные о строении и возрасте киселевской свиты (Нижнее Приамурье) // Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и юга Дальнего Востока: Тез.докл.ІV Дальневост. регион. межведом.стратиграф.совещ. Хабаровск, 1990. С.175-177.
17. Левашев Г.Б., Рыбалко В.И., Изосов Л.А. и др. Тектономагматические системы аккреционной коры. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. 330 с.
18. Максимов С.О. Геолого-структурная позиция и особенности минерального состава магматических образований Баджальской зоны // Вулканические зоны Востока Азии. Владивосток: Кн.изд-во, 1978. С.21-33.
19. Маркевич П.В., Зябрев С.В., Филиппов А.Н., Малиновский А.В. Восточный фланг Киселевско-Маноминского террейна: фрагмент островной дуги в аккреционной призме (Северный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеан. геология. 1996. Т.15, №2. С. 70-98.
20. Мартынюк М.В. Соотношение эффузивного и интрузивного магматизма в мезо-кайнозойской истории Восточно-Сихотэ-Алинского синклиория (в пределах Аноуйского блока): Автореф.дис.... канд.геол.-минер. наук. Новосибирск. 1972. 29 с.
21. Мартынюк М.В., Васькин А.Ф., Вольский А.С. и др. Геологическая карта Хабаровского края и Амурской области. 1: 2 500 000: (Объяснительная записка). Хабаровск, 1991. 50 с.
22. Назаренко Л.Ф., Бажанов В.А. Геология Приморского края. Ч.1. Стратиграфия. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. 66с.
23. Назаренко Л.Ф., Бажанов В.А. Геология Приморского края. Ч.ІІ. Магматизм. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. 65 с.
24. Назаренко Л.Ф., Бажанов В.А. Геология Приморского края. Ч.111. Тектоника. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. 60 с.
25. Нечаев В.П., Маркевич П.В., Малиновский А.И., Фи-

- липпов А.Н., Высоцкий С.В. Геодинамические обстановки накопления меловых отложений Нижнего Приамурья по ассоциациям тяжелых минералов // Тихоокеан. геология. 1996, N 3. С.14-24.
26. Огнянов Н.В. Основные черты металлогении Центральной части Хингано-Охотского оловоносного пояса // Генезис эндогенной минерализации Дальнего Востока. Владивосток: Кн.изд-во, 1978. С.89-101.
27. Олейников А.В. Стратиграфия средне-верхне-альбских отложений бассейна р.Самарги // Тихоокеан. геология. 1989, № 2. С.67-77.
28. Олейников А.В. О выделении в Сихотэ-Алине позднеальбских вулканогенных толщ / Вулканогенный мел Дальнего Востока. Владивосток, 1989. С.50-52.
29. Олейник Ю.Н., Рязанцева М.Д. Раннемеловой магматизм в восточном обрамлении Ханкайского массива // Тихоокеан. геология. 1994, № 5. С.59-66.
30. Паталаха Е.И. Общая деформация земной коры с позиций тектоно-фациального анализа // Тектонические процессы. М.: Наука, 1989. С.201-210.
31. Разрывные нарушения и складчатые сооружения Восточного Приморья // Изв.АН СССР. Сер.геол. 1977. № 3. С. 101-112.
32. Руб М.Г., Павлов В.А., Гоневчук Г.А., Гоневчук В.Г. Вулканоплутонические ассоциации Комсомольского оловяноносного района // Изв.АН СССР. Сер.геол. 1978, № 12. С.64-77.
33. Рудоносность и геологические формации структур земной коры. Ред. Д.В.Рундквист. Л.: Недра, 1981. 421 с.
34. Рыбалко В.И., Тащи С.М., Ростовский Ф.И. Геологическая позиция и особенности строения вулканических поясов как тектоно-магматических структур // Вулканические зоны Востока Азии. Владивосток, 1978. С.3-11.
35. Сахно В.Г. Вулканические зоны среднего Приамурья. Новосибирск: Наука, 1976. 100 с.
36. Сахно В.Г. Наданьхада-Бикинский пояс // Вулканические пояса Востока Азии. М.: Наука, 1984. С.169-172.
37. Сахно В.Г., Матюнин А.П., Максимов С.О. и др. Пояса континентального магматизма // Тихоокеанская окраина Азии. М., 1991. С.72-129.
38. Симаненко Б.П. Позднемезозойские вулканические дуги Восточного Сихотэ-Алиня и Сахалина // Тихоокеан. геология. 1986, № 1. С.7-13.
39. Синюков В.И. Формации и структура Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса. М.: Наука. 1968. 180с.
40. Сухов В.И. Вулканогенные формации юга Дальнего Востока. М.: Недра, 1975. 112 с.
41. Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 280 с.
42. Томсон И.Н. и др. Рудоносные орогенные структуры. М.: Наука, 1981. 232 с.
43. Устиев Е.К. Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ними проблемы // Сов. геология. 1959, № 3. С. 3-26.
44. Уткин В.П. Сдвиговые зоны Центрального Сихотэ-Алиня // ДАН СССР. 1976. Т.228, N 5. С.1189-1192.
45. Уткин В.П. Реконструкция сдвигов Центрального Сихотэ-Алиня // ДАН СССР, 1976. Т.229, N 4. С.955-958.
46. Уткин В.П. Разрывные нарушения и складчатые сооружения Восточного Приморья // Изв.АН СССР. Сер.геол. 1977. N 3. С.101-112.
47. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации и методика их изучения. М.: Наука, 1980. 144 с.
48. Уткин В.П. Роль сдвиговых дислокаций в формировании Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса // Докл. АН СССР. 1983. Т.288, N 4. С. 951-955.
49. Уткин В.П. Геодинамические условия формирования окраинно-континентальных вулканических поясов // Вулканические пояса Востока Азии. М.: Наука, 1984. С.328-352.
50. Уткин В.П. Природа магмо-металлогенической зональности Сихотэ-Алиня // ДАН СССР. 1986. Т. 289, № 4. С. 947-951.
51. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации, магматизм и рудообразование. М.: Наука, 1989. 166 с.
52. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации как геодинамический процесс, определивший структуру Тихоокеанской окраины Азии // Тихоокеанская окраина Азии. Геология. М.: Наука. 1989. С.185-217.
53. 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, № 6. С.44-72.
54. Фаворская М.А. Верхнемеловой и кайнозойский магматизм Восточного склона Сихотэ-Алиня // Труды ИГЕМ АН СССР. М., 1956. Вып.7. 306 с.
55. Федчин Ф.Г., Симаненко В.П., Говоров И.Н. Петрохимическая зональность Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса // Магматические комплексы Дальнего Востока и их рудоносность. Хабаровск: ДВНЦ АН СССР, 1981. Ч II. С. 51-53.
56. Филиппов А.Н. Формационный анализ мезозойских отложений западного Сихотэ-Алиня. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. 200 с.
57. Фремд Г.М. Вопросы происхождения и типизация вулканических поясов // Проблемы геологии и металлогении вулканических поясов. Владивосток, 1970. С. 9-20.
58. Фремд Г.М., Рыбалко В.И. Южная часть Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса // Вулканические пояса и зоны южной части Дальнего Востока. Владивосток, 1970.
59. Фремд Г.М., Рыбалко В.И. Вулкано-тектонические структуры Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Томск: Изд-во Том.ун-та, 1972. 150 с.
60. Ханчук А.И., Огнянов Н.В., Попова И.М., Филиппов А.Н. Новые данные о раннемеловых отложениях Нижнего Приамурья // Докл. РАН. 1994. Т.338, № 5. С.666-671.
61. Шипулин Ф.К. Интрузивные породы Юго-Западного Приморья и связь с ними оруденения // Тр. ИГЕМ АН СССР, 1957. Вып. 8. С.3-282.
62. Щеглов А.Д. Металлогения областей автономной активизации. Л.: Недра. 1968. 180 с.
63. Щеглов А.Д. Основы металлогенического анализа. Л.: Недра, 1980. 431 с.
64. Щеглов А.Д., Говоров И.Н. и др. Основные черты тектонического развития, магматизма и металлогении вулканических поясов Востока Азии // Вулканология и сейсмология. 1982, N 3. С. 39-58.



65. Щеглов А. Д., Уткин В. П., Раткин В. В. О роли сдвиговых дислокаций в формировании стратиформных месторождений свинца и цинка // Тихоокеан. геология. 1983. N 3. С. 47-56.
66. Utkin V. P. Wrench Faults of Sikhote-Alin and Accretionary and Destructive Types of Fault Dislocation in the Asia-Pacific Transition Zone // *The Tancheng-Lujiang wrench fault system*. Chichester, England: John Wiley and Sons. 1993. 279 p.
67. Zhang Hong. Evolution of the Northern Segment of the Tan-Lu Fault System in Mesozoic // *Workshop of the 30th JGC*, Beijing, 1996. P. 28-31.

*Поступила в редакцию 10 октября 1997 г.*

*V. P. Utkin*

## **Horst-accretionary systems, rift-grabens and volcano-plutonic belts of the south of the Russian Far East**

### **Paper 2. Volcano-plutonic belts; structural-material characteristics and regularities of formation**

Late Jurassic-Cretaceous magmatism is considered from the standpoints of rift-grabens evolution. Different-oriented segments of the East Sikhote-Alin volcano-plutonic belt were defined as isolated magmatic structures. It is shown that these structures are genetically related to the development of the Amursky and Primorsky rift-grabens. In the Primorsky rift-graben there were distinguished the following successively formed volcanogenic-sedimentary complexes, wenamely: 1) riftogenic (Middle-Late Jurassic) - basaltic-cherty complex; 2) graben (Berriassian-Valanginian) - basaltic-terrigenous complex; 3) island-arc (volcanic-island) (Aptian-Albian) - basaltoid complex with volcanogenic-sedimentary molasse deposits. It was concluded that the through character of the basaltic magmatism (from Jurassic up to Aptian-Albian) with the decrease of volumes of the cherty sedimentation and increase of turbidites' entry (up to impetuous) reflects the development of rift-grabens from a rift with an oceanic crust up to its complete compensation by the Cretaceous volcanogenic-terrigenous sediments with the syndepositional accretion of accretionary prisms. Regular decrease of titanium and sodium rocks in the middle-late Albian volcanic strata are distinctly traced in the evolution of rift-grabens' volcanism from the Jurassic riftogenic stage till the middle-late Albian volcanic-island development stage. And on the contrary, the increase of contents of alumina up to the formation of highly and extremely aluminous rocks formed at the final stage of rift closing. It was shown that within rift-grabens the basite (riftogenic) Late Jurassic - Neocomian volcanism occurred synchronously to the formation of basite-hyperbasite intrusive complexes in the horst-accretionary systems adjacent to the rift-grabens. It was established that the lateral migration of the Cretaceous intrusive magmatism (with formation of corresponding series) coincides with the direction of accretion of accretionary prisms from horst-accretionary systems to axial zones of rift-grabens. It was revealed that during closing of the Amursky rift-graben, the western boundary of the formation of the basaltic-cherty associations of the oceanic type migrated eastward. Marine conditions of volcanism were gradually substituted in the same direction by continental ones due to the gradual closing of rift-grabens and migration of epicontinental sea towards the ocean. The close spatial-temporary tectonic-magmatic interdependence between the development of rift-grabens and adjacent horst-accretionary systems does not allow us to consider these structures (or their isolated fragments) as terranes formed independently from each other.

## СЕДИМЕНТОЛОГИЯ

УДК 551:551.763.1 (1-925.17)

## НИЖНЕМЕЛОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ СИХОТЭ-АЛИНЯ: НЕКОТОРЫЕ ИТОГИ И ПРОБЛЕМЫ СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

*П.В. Маркевич\*, В.П. Коновалов\*\***\*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток**\*\*Приморская геолого-съёмочная экспедиция, г. Владивосток*

Рассмотрены основные итоги седиментологического изучения нижнемеловых отложений Сихотэ-Алиня - их стратиграфия, литология и условия накопления. Приведены схемы структурно-седиментологического районирования и структурно-возрастной корреляции, на которых выделены прогибы: Западно-Сихотэ-Алинский с Горинской, Тумнинской и Бикино-Хорской зонами, Восточно-Сихотэ-Алинский с Лужкинской и Кемской зонами, Южно-Приморский с Арсеньевской, Раздольненской и Партизанской впадинами, а также поднятия: Центральное с Хорско-Дальненской, Анюйской, Татибинской и Краинской зонами и Прибрежное. Для каждой зоны приведены их серии, свиты и толщи.

Кратко описаны главные особенности отложений основных типов раннемеловых седиментационных бассейнов: 1) окраинно-континентальных (эпиконтинентальных), 2) окраинноморских с подразделением на шельф, подножие континентального (островного) склона, бассейновую равнину, вулканические островные дуги с прилегающими к ним пред- и задуговыми бассейнами, 3) океанических. Обсуждены вероятные геотектонические (геодинамические) обстановки, на фоне которых эти бассейны развивались. Перечислены основные нерешенные вопросы в реконструкции условий накопления нижнемеловых отложений Сихотэ-Алиня и возможные пути их решения.

## ВВЕДЕНИЕ

Последние обобщающие работы по нижнемеловым отложениям Сихотэ-Алиня [3, 33, 39 и др.] опубликованы более 10 лет тому назад. Они посвящены биостратиграфии, возрастной корреляции отложений и литологии осадочных и вулканогенно-осадочных образований, но содержат мало сведений о седиментации в целом. Позже была получена важная стратиграфо-палеонтологическая и седиментологическая информация, небольшая часть которой опубликована, но, как правило, в виде разрозненных статей, а много материалов не издано, и, находясь в геологических фондах, они доступны только узкому кругу специалистов.

Между тем, нижнемеловые отложения вправе претендовать на особое место в геологическом строении и в геологической истории Сихотэ-Алиня. Они занимают более половины площади этого региона (рис.1), имеют суммарную мощность около 12 тыс. м и вместе с нижними слоями верхнего мела составляют значительную часть складчатого фундамента Сихотэ-Алиня, включая его самый верхний структурный "этаж". Кроме того, на границе раннего и позднего мела произошло крупное тектоническое событие в геологической истории Сихотэ-

Алиня - становление палеозойско - мезозойского жесткого каркаса этой складчатой системы, который в дальнейшем лишь видоизменялся и усложнялся в результате образования Восточно-Сихотэалинского вулканического пояса и мезозойско-кайнозойских впадин, а также движений по разрывам. Среди нижнемеловых отложений Сихотэ-Алиня много фрагментов палеоостроводужных систем, в них локализовано много рудных и угольных месторождений, они также наиболее перспективны в отношении углеводородов.

Цель статьи - обрисовать современное состояние седиментологической изученности нижнемеловых отложений Сихотэ-Алиня, обозначить существующие проблемы в познании условий их накопления и наметить пути разрешения этих проблем с позиций современных требований седиментологии.

## СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ И СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СИХОТЭ-АЛИНЯ

Основные итоги изучения стратиграфии нижнемеловых отложений Сихотэ-Алиня подведены в 1990 г. на 4ом Межведомственном стратиграфическом совещании [29], где и была принята последняя стратиграфическая схема, положенная в основу ста-

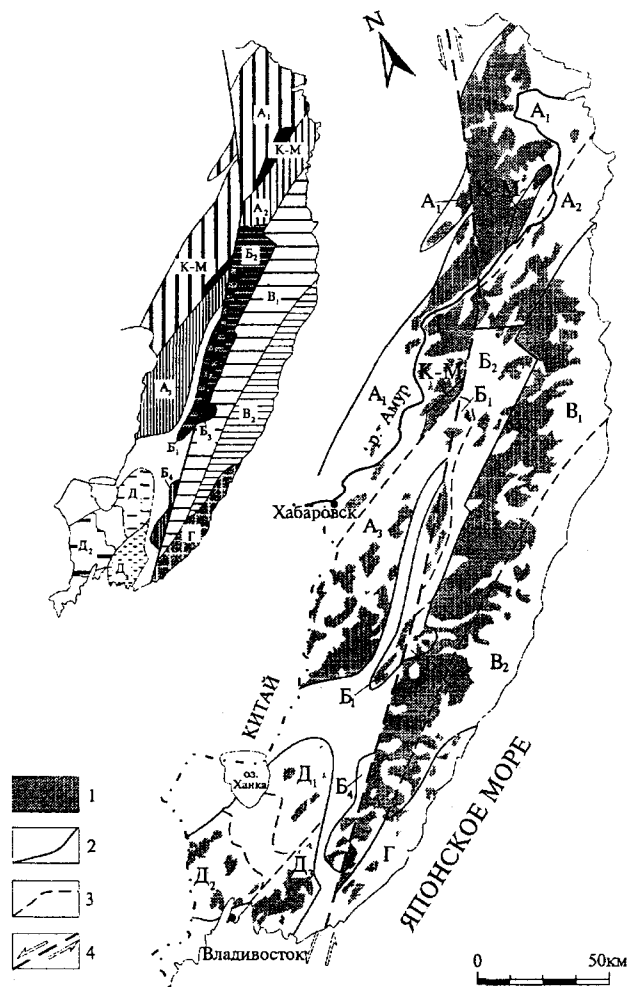


Рис. 1. Схема распространения нижнемеловых отложений Сихотэ-Алиня и их структурно-седиментологическое районирование.

А<sub>1</sub>-А<sub>3</sub>- Западно-Сихотэ-Алинский прогиб, зоны: А<sub>1</sub> - Горинская с Киселево-Манюминским блоком (К-М); А<sub>2</sub> - Тумнинская; А<sub>3</sub> - Бикино-Хорская; Б<sub>1</sub>-Б<sub>4</sub> - Центральное поднятие, зоны: Б<sub>1</sub> - Хорско-Дальнинская; Б<sub>2</sub> - Анюйская; Б<sub>3</sub> - Татибинская; Б<sub>4</sub> - Окраинская; В<sub>1</sub>, В<sub>2</sub> - Восточно-Сихотэ-Алинский прогиб, зоны: В<sub>1</sub> - Лужкинская; В<sub>2</sub> - Кемская; Г - Прибрежное поднятие; Д<sub>1</sub>-Д<sub>3</sub> - Южно-Приморский прогиб, впадины: Д<sub>1</sub> - Арсеньевская; Д<sub>2</sub> - Раздольнская; Д<sub>3</sub> - Партизанская.

1 - площади распространения нижнемеловых отложений; 2 - граница прогибов и поднятий; 3 - граница зон и впадин; 4 - Центральный Сихотэ-Алинский сдвиг.

ти. Наши представления несколько отличаются от принятых на этом совещании (рис. 1 и 2). В ней нет Буга-Коппинской зоны, разрезы которой не отличаются от разрезов Лужкинской зоны. В то же время, выделены новые зоны седиментации: Анюйская [24] и Татибинская, в которых нижнемеловые образования и их соотношения с более древними отложениями отличаются от таковых в соседних зонах. Несколько смещены и границы некоторых зон, что, с нашей точки зрения, более соответствует действительности.

Схема корреляции нижнемеловых отложений (рис. 2) "привязана" к "Схеме структурно-седиментологического районирования" (рис. 1), но она несколько изменена. В Центральном поднятии и Восточно-Сихотэ-Алинском прогибе вместо некоторых "безымянных" толщ выделена ключевская свита, легко узнаваемая во всех этих структурах. Благодаря данным, полученным после Совещания [23, 37 и др.], вулканогенно-кремнисто-терригенная толща Горинской зоны разделена на ряд толщ, которые датируются более уверенно. Новые находки растительных остатков в коркинской серии [26] позволили "понизить" границу кангаузской и романовской свит и расположить ее в верхнем альбе.

Мы вполне отдаем себе отчет в том, что к нижнему мелу со временем отойдет часть верхнеюрских (на сегодняшний день) отложений, но материал сейчас слабо изучен и точно провести границу между юрой и мелом трудно. Поэтому на схеме во всех зонах под нижними слоями берриаса оставлен "пробел", кроме Горинской зоны, где в конце 80х годов Е.А. Калинин обнаружил в нижней части пионерской свиты бухии, которые раньше относились к верхам верхневолжского яруса юры, а сейчас отнесены к раннему берриасу.

На схемах выделены Западно- и Восточно-Сихотэалинский прогибы, сложенные морскими отложениями, и третий, Южно-Приморский, где развиты преимущественно континентальные образования.

Западно- и Восточно-Сихотэ-Алинский прогибы разделяются Центрально-Сихотэ-Алинским поднятием, а на крайнем юго-востоке Сихотэ-Алиня выделено Прибрежное поднятие. (Далее в статье - Западный, Восточный, Южный прогибы, Центральное и Прибрежное поднятия) Западный прогиб на юго-западе продолжается в Китай [13, 45], а на севере он соединяется с Восточным прогибом.

Эти же элементы под разными названиями выделялись и прежде [1, 3, 5, 6, 28, и др.].

Внутри прогибов и поднятий выделяются зоны или впадины. (см. рис. 1 и 2.)

Прогибы, поднятия, зоны и впадины различаются строением и литологическим составом нижнемеловых разрезов, их полнотой (наличием и длительностью стратиграфических перерывов), особенностями содержащихся в них органических остатков, участием вулканических пород. Эти единицы имеют и палеогеографический, и структурный смысл. В раннем мелу они существовали как седиментационные бассейны (прогибы) или их части (зоны, впадины, поднятия), отличавшиеся обстановками седиментации и разобленные территориально. Это доказывается и тем, что от их краев к осевой части грубозернистые осадки сменяются мелко- и

Ярус	Подъярус	Западно-Сихотэ-Алинский прогиб				Центрально-Сихотэ-Алинское поднятие						
		Горинская зона		Тумнинская зона	Бикино-Хорская зона	Хорско-Дальнинская зона	Аньюнская зона	Татибинская зона	Окраинная зона			
		A <sub>1</sub>	Киселевско-Маноминский блок	A <sub>2</sub>	A <sub>3</sub>	Б <sub>1</sub>	Б <sub>2</sub>	Б <sub>3</sub>	Б <sub>4</sub>			
Сеноманский	В	Сила-синская 900	? Алевро-аргиллиты, алевролиты, песчаники 500	?	?	Базальт, конгломераты, алевролиты 600	Столбовская 450	?				
		Ситогинская 1600	Песчаники, алевролиты, алевроаргиллиты 600	?	Удоминская 2400	Стрельниковская 2400	1800	Холминская 1500				
Альбский	С		Алевроаргиллиты олигостромы, алевролиты, кр.-гл. породы 1000	?	Ларгасинская 2200			Андез-базальты и их туфы				
	Н	Горнопротокская 1450	?	Уктурская 3500	Ассикаевская 2300		?	?			Соколовская 850	
Аптский	В		Алевроаргиллиты, алевролиты, вулканомиктовые песчаники, туфалевроаргиллиты, глинистые кремни 150	200	?							
	С		Туфы базальтов, тифлоиды, туфопесчаники 1500		?							
Барремский	В											
	Н											
Готеривский	В											
	Н											
Валанжинский	В	Пиванская 1600	?	Ритмичное переслаивание алевролитов, песчаников и алевроаргиллитов 1800	Алевролиты с прослоями песчаников и алевроаргиллитов 1500	Песчаники, алевролиты 500		Ключевская 400	1470	1500	700	
	Н	Пионерская 2000	?			Алевролиты, песчаники 900		Алевролиты, алевроаргиллиты, песчаники и туфы андезитов. Внизу песчаники, конгломераты, гравелиты 1000	Алевролиты, алевроаргиллиты, песчаники, кремнистые породы, спилиты, диабазы и их туфы 2000			
Берриасский	В											
	Н	Горинская 1700			?	?						
		Комсомольская										
			J <sub>3</sub>	J <sub>3</sub>	?	T-J	T <sub>3</sub> ; T-J <sub>1</sub>	P <sub>2</sub> ?; T <sub>3</sub> ; T-J	J	T-J	J <sub>3</sub>	

Рис. 2.

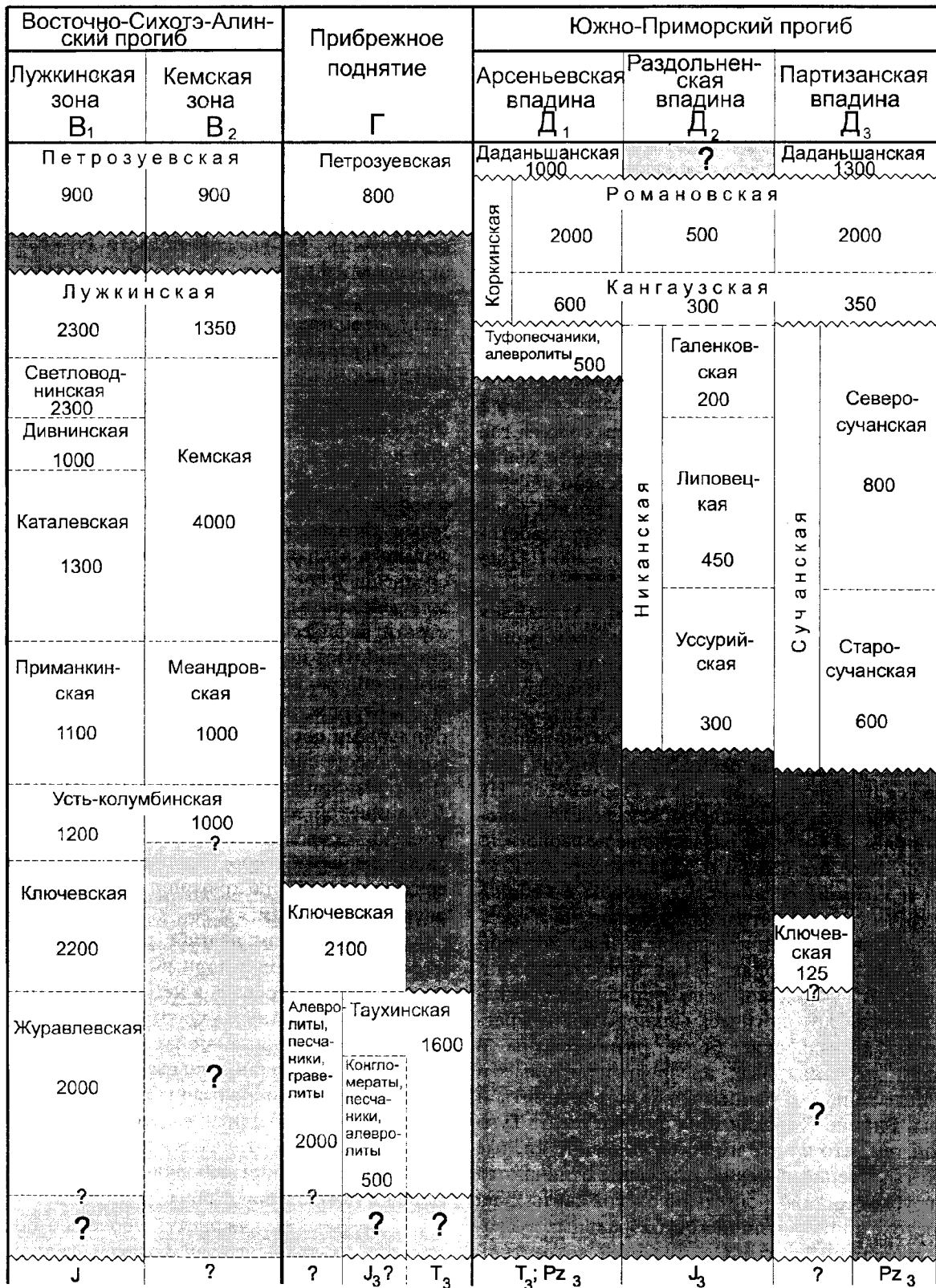


Рис.2. Схема структурно-возрастной корреляции нижнемеловых отложений Сихотэ-Алиня (см.рис.1)

Горизонтальные названия - свиты, вертикальные - серии. Цифры - мощность, м. Стратиграфические перерывы: темное - установленные, серое со знаком вопроса - предполагаемые. Стратиграфические (возрастные) взаимоотношения стратонов и фаций (точное положение границы не доказано): пунктир - согласное залегание, зигзаг - несогласное залегание; со знаком вопроса предполагаемые.

тонкозернистыми отложениями. Например, в Анюйской зоне Центрального поднятия и в Прибрежном поднятии базальные слои мела обычно сложены конгломератами или конгломератобрекчиями, в Кемской и Лужкинской зонах Восточного прогиба таких пород в основании нет, а в осевой его части - Лужкинской зоне - нижний мел, в основном, алевроаргиллитовый.

В современном Сихотэ-Алине прогибы и поднятия соответствуют синклиниям и антиклиналиям. В прогибах обнажаются баррем-альбские отложения, а в поднятиях - большая часть берриас-валанжинских, а также домеловые образования. Все это позволяет считать, что прогибы и поднятия - долгоживущие структуры, по меньшей мере с раннего мела.

Границы большинства выделенных элементов проходят по разломам, а слагающие их отложения дислоцированы в линейные складки северо-восточного простирания (исключая Южный прогиб). Смещение по Центрально-Сихотэ-Алинскому левостороннему сдвигу по разным оценкам от 200 [11] до 500-600 км [35].

**В Западном прогибе** нижнемеловые отложения в Горинской зоне представлены, в основном, монотонными терригенными осадками: ритмично, нередко флишоидно, чередующимися песчаноалевритовыми и алевропелитовыми породами. В апте-альбе есть вулканиты, близкие к основным. Монотонностью и тонкозернистыми осадками Горинская зона отличается от Бикино-Хорской и Тумнинской. На востоке Горинской зоны выделен Киселевско-Маноминский блок, в котором развиты две не свойственные этой зоне ассоциации: 1) алевроаргиллиты, кремни и кремнисто-глинистые породы с небольшим количеством известняков, с основными и средними вулканитами, раннемеловой возраст которой определен по радиоляриям, 2) - вулканограувакки и вулканиты. В Тумнинской зоне берриас-валанжинские отложения литологически однородны и фрагментарны; апт-альбские более разнообразны и включают песчаниковые, алевроаргиллитовые и ритмичные толщи. В раннем альбе есть андезиты и их туфы. Бикино-Хорская зона отличается от Тумнинской тем, что в апте имеются умеренно кислые вулканиты. Среднеальбские отложения отличаются более грубым составом стрельниковской свиты, а на юго-востоке зоны - наличием субаэральных вулканитов алчанской свиты. Наибольший возрастной перерыв в этом прогибе (от берриаса до баррема) установлен на юге Бикино-Хорской зоны.

Берриас-валанжинский уровень в Западном прогибе обоснован бухиями, реже иноцерамами и аммонитами; баррем-альбский - в Горинской зоне - иноцерамами, реже ауцеллинами и аммонитами. В

то же время, здесь же, в устье р. Дура, в гальках базальных конгломератов ситогинской свиты обнаружены раннеальбские ауцеллины и аммониты [12]. Это позволяет предположить, что в горнопротокской свите должна быть такая же фауна. Апт-среднеальбское время в Тумнинской и Бикино-Хорской зонах определяется по многочисленным ауцеллинам, реже по иноцерамам и аммонитам. Средне-позднеальбское время там же определено типичными представителями Тетической области (тригонидами, актеонеллидами и др) и аммонитами (гастроплитинами и др.), характерными для Северо-Тихоокеанской палеобиогеографической провинции.

**Центральное поднятие** сложено берриас - валанжинскими и, очень мало, - апт-альбскими отложениями. Во всех его зонах отмечены валанжинские отложения ключевской свиты. В Хорско-Дальнинской и Анюйской зонах присутствуют берриас - валанжинские отложения, сложенные, в основном, алевроаргиллитами с грубообломочными базальными слоями. Апт-альбские отложения известны только в Окраинской зоне (соколовская свита), а среднеальбские - в Хорско-Дальнинской зоне (холминская свита). За исключением этих двух свит, стратиграфический перерыв в Центральном поднятии занимает почти весь интервал от самых верхов валанжина до альба включительно.

Берриас-валанжинский уровень доказан обильными сборами бухий. В берриасе Анюйской зоны вместе с ними найдены тетические аммониты (*Fauriella*, *Spiticeras*), кроме того, в ней и в Хорско-Дальнинской зоне есть экзогерини. Апт-альбский уровень проведен по ауцеллинам и аммонитам, свойственным Северо-Тихоокеанской провинции, а среднеальбский - по тригонидам и северо-тихоокеанским аммонитам.

**В Восточном прогибе** разрез нижнемеловых отложений наиболее полный: от берриаса до верхнего (?) альба перерывов нет. Все стратоны имеют характерный состав и узнаются достаточно уверенно. Литологически наиболее ярко выражена Кемская зона, сложенная, главным образом, терригенным или вулканотерригенным флишем. В этой зоне не установлены берриас-валанжинские отложения. Лужкинская зона отличается от Кемской более полным разрезом, большей ролью грубообломочных пород и отсутствием флиша.

Берриас-валанжинский уровень в Восточном прогибе охарактеризован богатой фауной бухий, реже аммонитами. Вместе с ними иногда встречаются тетические тригонииды и аммониты *Neohoplaceras*. Готерив-барремский уровень доказан гораздо слабее - в основном, иноцерамами и аммонитами Северо-Тихоокеанской провинции. В апте известны ауцеллины и аммониты *Acanthohoplites*. Последние -

тетические, но вместе с ауцеллинами они характерны для Северо-Тихоокеанской провинции. Нижний альб и низы среднего определены по богатой фауне северо-тихоокеанских ауцеллин и аммонитов, реже по иноцерамам и другим моллюскам. Средний-поздний альб (лужкинский уровень) содержит обильные тригонииды и актеонеллиды [15, 16], меньше типично тетических иноцерамов и аммонитов.

**Прибрежное поднятие** сложено только берриас-валанжинскими, часто грубообломочными отложениями; и олистостромами [25]. По направлению к Лужкинской зоне грубообломочность исчезает, и отложения больше напоминают таковые последней, чем типичные для Прибрежного поднятия. Таухинская свита здесь мало похожа на другие одновозрастные толщи. Она содержит типично тетические тригонииды, экзогеринины, аммониты и, реже, бухии. В ключевой свите обильны бухии, а литологически она такая же, как в других структурах.

Благодаря присутствию тетических элементов ископаемой фауны, берриас-валанжинские отложения этого поднятия напоминают Анюйскую зону Центрального поднятия, но там резко преобладают бухии, разрезы несколько иные, а олистостромовых горизонтов не было описано.

**Южный прогиб**, расположенный к югу от Ханкайского массива, отличается от других тем, что в нем отложения, в основном, континентальные угленосные, а морских немного; самых нижних слоев нижнемеловых отложений не обнаружено. Здесь много субаэральных вулканитов, особенно в верхней части нижнего мела. В Арсеньевской впадине развиты преимущественно альб-сеноманские отложения - слабо угленосная толща туфопесчаников, алевролитов и алевроаргиллитов (средний альб), и коркинская серия (верхний альб - нижний сеноман): кангаузская и романовская свиты. В Раздольненской впадине развиты никанская серия (баррем - средний альб) и коркинская (верхний альб - нижний сеноман). В Партизанской впадине нижнемеловые отложения представлены наиболее полно (фрагментом валанжина и интервалом от верхов готерива до альба).

Списки флоры, остатки которой обнаружены в прогибе, опубликованы во многих работах [17, 33 и др.]. Ключевская свита содержит богатую фауну бухий, реже экзогеринид и корбикулид. В верхней части североучанской свиты в бассейне р. Партизанской есть морские слои с тригониидами, лиманами, изогномонами и другими формами, характерными для лужкинской свиты. Вблизи пос. Владимиро-Александровское известен *Inoceramus concentricus* Park., остатки усонюгих и др. [6, 8 и др.]. На остальной территории Партизанской впадины на этих и

других уровнях много пресноводных кампелом, лимноцирен и др.

Приведенные схемы (рис.1 и 2) изначально [29] были созданы для целей стратиграфии и для унификации легенд геологических карт при геолого-съёмочных работах, а также как необходимый этап разработки стратиграфической схемы для всего Дальнего Востока.

## ОСНОВНЫЕ ТИПЫ БАССЕЙНОВ СЕДИМЕНТАЦИИ

Седиментологические исследования [7, 14, 22, 23, 36 и др.] показали, что среди нижнемеловых отложений Сихотэ-Алиня различаются отложения седиментационных бассейнов различных типов. Для раннего мела мы выделяем бассейны седиментации нескольких типов: окраинно-континентальные (эпиконтинентальные), окраинно-морские и океанические.

### 1. Окраинно-континентальные (эпиконтинентальные) бассейны

Эти бассейны входили в состав Южного прогиба, располагаясь на опущенных краях Ханкайского срединного массива. Их отложениям свойственны 1) малое распространение морских и преобладание континентальных осадков; 2) слабые складчатые дислокации; 3) сильная фациальная изменчивость; 4) большое участие продуктов субаэрального вулканизма; 5) локализация в них угольных месторождений.

Валанжинские отложения в прогибе прибрежно-морские и представлены ключевой свитой. Баррем - альбские континентальные отложения изучены подробно [19, 34, 39, и др.]. Они слагают почти целиком толщу туфопесчаников и алевролитов, никанскую, сучанскую и коркинскую серии, и среди них различаются пролювиально-аллювиальный, озерный и озерно-болотный литолого-фациальные комплексы [34, 39]. Континентальные отложения заполняют все впадины и тесно связаны с морскими прибрежно-морскими - прибрежного мелководья, пляжей или отмелей, лагун или заливов, пересыпей и баров, прибрежных валов, а также подводных частей речных русел.

В Партизанской впадине [19] прибрежно-морские «иноцерамовые слои» накопились на рубеже раннего и позднего мела на пляже палеоЯпонского моря [21]. Это алевролиты и песчаники с текстурами "раковинной мостовой" и с обильными остатками призматического слоя иноцерамов, их ядер, а также *Scalpellum* (?) [8]. Здесь же известны осадки отмелого побережья пологосклонного морского бассейна и прибрежной части суши [19]. На полого-отмельный характер дна указывают трещины усыхания и пуд-

динговые текстуры. Столь же пологим было сочленение подводного берегового склона и шельфа, о чем свидетельствуют обильные устричные банки, "поставлявшие" створки устриц на «раковинные мостовые» пляжа.

В песчаниках встречаются отпечатки устриц, а в углистых аргиллитах - пресноводные моллюски *Unio*, что указывает на спорадическое затопление морем прибрежных торфяников.

## 2. Окраинноморские бассейны

В раннемеловых окраинноморских бассейнах можно уверенно выделить: а) шельф, б) подножие континентального (островного) склона, в) бассейновую равнину, г) вулканические островные дуги с прилегающими к ним пред- и задуговыми бассейнами и д) глубоководный желоб.

### а) Шельф

Осадки шельфа слагают почти целиком Горинскую и Тумнинскую зоны Западного и Лужинскую - Восточного прогиба, Центральное и Прибрежное поднятия. Они распознаются по следующим признакам: 1) в них встречаются целые раковины, а иногда и их прижизненные сообщества; 2) текстуры осадков указывают на обычную седиментацию на глубине от прибрежной до мелководной; 3) типичных турбидитов, других гравитационных образований и контуритов нет.

Прибрежно-морские и мелководные фации шельфа развиты в Западном и Восточном прогибах; они также слагают большую часть Центрального и Прибрежного поднятий. Возраст их берриас - валанжинский, хотя изредка встречаются по всему разрезу.

Прибрежно-морские отложения распознаются по преобладанию песчаных и более грубых пород, по груборебристым и толстораковинным представителям фауны, совместному нахождению в них аммонитов, двустворок, морских ежей, характерных для бассейнов нормальной солености, и фауны опресненных вод, обилию крупных остатков наземных растений, а иногда по растительному детриту и по трещинам усыхания [19]. Сюда же относятся накопления седиментационных брекчий около триасовых рифовых карбонатных и кремнистых массивов в Прибрежном поднятии.

Прибрежно-морские отложения часто ассоциируются с континентальными - прибрежной равнины, а вверх по разрезу, обычно, трансгрессивно сменяются отложениями более глубокого шельфа.

Относительно глубоководные фации шельфа (открытого моря) занимают почти полностью Горинскую и Тумнинскую зоны Западного прогиба и Лужинскую зону Восточного прогиба, располагаясь, как правило, выше прибрежно-морских осад-

ков. Они состоят из многометровых пластов или чередующихся друг с другом песчаников, реже алевроаргиллитов. Иногда осадки несут признаки мелководности и близости берега (косая мелкая направленная слоистость, "маятниковая" градационная слоистость, включения алевроаргиллитов в песчаниках, крупные фрагменты наземных растений и др.).

Среди отложений шельфа иногда описывают турбидиты с циклами А. Боума [42]. Поскольку на современном шельфе турбидиты не образуются, мы предполагаем, что эти циклы, а также мелкая ритмичность образовались благодаря периодической миграции береговой линии и изменению глубины моря.

В случае пологосклонных бассейнов без четко выраженного континентального или островного подводного уступа [20] эти отложения могут быть не только шельфовыми, но и осадками более глубоководного подводного, очень пологого склона дна открытого моря различной глубины.

### б) Подножие континентального (островного) склона

Оно представлено, главным образом, гравитационными образованиями, в основном, турбидитами, образующими терригенный флиш или, вместе с породами-спутниками - флишевую формацию. На Сихотэ-Алине терригенный флиш развит только в Кемской зоне Восточного прогиба, где он слагает усть-колумбинскую, меандровскую и кемскую свиты. Возраст выделенной здесь флишевой формации - готерив - среднеальбский [22]. На р. Рудной, кроме флиша, формация содержит пласты массивных песчаников, алевроаргиллитов или пачек их неправильного чередования с толщиной пластов в см и дм, изредка олистоформ.

Элементарные ритмы флиша сложены полными или сокращенными снизу циклами А. Боума, перемежающимися с "фоновыми" алевроаргиллитами. Основными компонентами флиша являются кластические породы (от конгломератобрекчий до алевролитов) и глинистые (алевроаргиллиты), по количественному соотношению которых выделены грубокластический, песчаный, песчано-глинистый и глинистый флиш - разноудаленные от источника питания (или от места промежуточного скопления исходного материала) фации турбидитов.

### в) Бассейновая равнина

Осадки бассейновой равнины, известные как контуриты [40], накапливаются на ровных глубоких участках морского дна, находящихся за пределами прямого влияния гравитационных потоков, но время от времени питаются их материалом наряду с фоновым; они обширны и ориентированы параллель-



но континентальной окраине. Сюда же относятся открытоморские участки пологосклонных бассейнов, глубже шельфа. Осадочный материал разносится донными течениями, ориентированными вдоль подножия склона. Бассейновые равнины могут также составлять полностью или частично глубоководные желоба, и в этом случае они ориентированы вдоль желоба или составляют ограниченные участки бассейнов, связанных со сдвиговыми дислокациями.

Раннемеловые контуриды входят в состав верхней части циклов А.Боума и образуют самостоятельные пласты и горизонты мощностью десятки м внутри флиша.

### **2) Вулканические островные дуги и прилегающие к ним пред- и задуговые бассейны.**

Отложения островодужных бассейнов известны в виде фрагментов среди окраинноморских образований. Они накопились под постоянным и сильным влиянием вулканизма, отражением которого является присутствие вулканического материала синседиментационных извержений (лав и туфов основного и среднего состава, а также вулканогенно-осадочных пород, по составу родственных этим вулканитам) или значительной примесью этого или вулканомиктового материала в вулканогенно-осадочных породах.

Среди этих отложений выделяются образования, слагавшие подводные части вулканических дуг, и отложения приостроводужных бассейнов, представляющие собой продукты размыва дуг вместе с вулканическими продуктами, а после завершения вулканизма в дуге - это накопления вулканомиктового материала, содержащие некоторое количество другой кластики. По вещественному составу нижнемеловых осадков различаются две разновидности островодужной седиментации: аркозо-граувакковая, связанная с Самаргинской (эпиконтинентальной) дугой, и вулканогенно-граувакковая, связанная с Удыльской (эпиокеанической) дугой.

**Самаргинская вулканическая дуга.** В Тумнинской зоне Западного бассейна, Лужкинской и Кемской зонах Восточного бассейна в эту дугу включены все фрагменты раннемеловых островодужных систем, расположенные южнее оз. Удыль [14, 31, 32]. Дуга протягивается вдоль восточного побережья всего Сихотэ-Алиня. Здесь развиты фрагменты осевой зоны вулканической дуги, сложенные апт-альбскими вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами, а к западу от дуги - и задугового прогиба. Большая часть этих фрагментов закрыта Восточно-Сихотэ-Алинским вулканическим поясом. Здесь описана апт-альбская вулканогенно-флишодная формация [14]. Вулканогенно-осадочные по-

роды формации - это туфопесчаники, туфоалевролиты, туффиты, терригенно-тефроидные брекчии, песчаники, пирокласто-тефроидные песчаники и агломератовые туфы. Пирокластика и тефра сложены пироксенами, плагиоклазами, базальтами и андезитобазальтами. В апте-альбе под водой изливались базальты. Осадочные породы представлены флишом чередующимися песчаниками и алевроаргиллитами. В нижней части флишоида развиты пласты 10-50 м среднезернистых граувакк и туфопесчаников с градиационной слоистостью и с обильными включениями алевроаргиллитов; кластика песчаников почти целиком сложена основными вулканитами. Часты оползневые дислокации. Фрагмент этой же дуги реконструирован в Лужкинской зоне, в верховьях р. Бикин [27].

Поскольку островодужные образования Самаргинской дуги лежат на флишодных аркозовых отложениях, предполагается ее эпиконтинентальность.

**Удыльская вулканическая дуга** описана в северной части Киселевско-Маноминского блока Горинской зоны Западного прогиба, на оз. Удыль [23]. Здесь распознаются вулканокластический шлейф вулканической дуги, отложения пред-, задугового бассейнов и глубоководного желоба.

Вулканокластический шлейф сложен продуктами наземных и, частично, подводных вулканических извержений, а также тефротурбидитами и вулканогенными олистостромами; туффитов, туфосиллицитов, туфоалевролитов, турбидитов (туфопесчаников), вулканогенных олистостром и контуридов немного, мало и базальтов. Зернистые породы зеленовато-серые и желто-серые, а туфоалевролиты - красновато-коричневые и красные, что придает отложениям, особенно ритмичным, контрастность. Верхняя часть толщи сложена красновато-коричневыми, зеленовато-серыми алевроаргиллитами и кремнистыми алевроаргиллитами, а также темно-серыми глинистыми кремнями, включающими частые тонкие слои вулканомиктовых песчаников и мощные линзы конгломератобрекчии.

Отложения пред- и/или задугового бассейна позднебарремские - апт-альбские и представлены туфогенно-осадочной толщиной, сложенной красно-коричневыми и зеленовато-серыми алевроаргиллитами, со слоями вулканомиктовых песчаников и линзами конгломератобрекчии, а также глинистыми кремнями, алевролитами и немного ярко-красными алевроаргиллитами. Осадочные породы всегда содержат пирокластику и вулканомиктовый материал.

Алевроаргиллиты, глинистые кремни и туфоалевроаргиллиты относятся к гемипелагическим отложениям; песчаники - к турбидитам, а конгломера-

тобрекчии - к образованиям грязекаменных потоков. Немного контуритов и нефелоидных слоев. Это доказывает, что отложения накопились в глубокой части бассейнов.

Стратиграфически ниже продуктов Удильской дуги расположены океанические осадки, поэтому дуга считается эпиконтинентальной.

#### д) Глубоководный желоб

Желоб представлен отложениями его приостровного борта - вулканограувакковыми гравитационными образованиями. Верхние его части, а также верхние части флишевых ритмов в песчаниковой толще, сложенные контуритами и глинистыми осадками, ближе к отложениям бассейновой равнины. Осадки обоих бортов желоба и его осевой части сложены алевроаргиллитами и кремнистыми алевроаргиллитами грауваккового комплекса, с радиоляриями.

### 3. Океанические бассейны

Океанические отложения развиты в Киселевско-Маноминском блоке Горинской зоны Западного прогиба, где они сложены вулканогенно-кремнистыми отложениями в прерывистой полосе шириной до 20 км вдоль р. Амур от р. Усури до оз. Удиль. Возраст радиолярий [10, 18] показывает, что это самые молодые океанические осадки на Сихотэ-Алине.

Океанический разрез состоит из 1) юрско-раннемеловых (до позднего готерива - раннего баррема) планктоногенных пелагических плитчатых яшм и кремней, ассоциирующихся с лавами, реже с туфами щелочных базальтов, среди которых встречаются органогенные известняки; 2) баррем - альбских гемипелагических кремнистых аргиллитов и алевроаргиллитов, содержащих слои кремнекlastических пород, отложенных донными течениями и гравитационными потоками. Мощность этих отложений менее первых сотен м. Среди них резко преобладают глубоководные пелагические планктоногенные отложения, накопившиеся в относительно однообразных и устойчивых условиях примерно за 80 млн. лет; терригенная примесь незначительна. Отложения соответствуют осадочным комплексам океанических плит вблизи зон субдукции [41, 44] и присущи современному океанскому седиментогенезу [38]. На эти же условия указывает химический состав вулканитов, ассоциирующихся с кремнями и яшмами [4; 23]. Предполагается [23], что раннемеловые океанические отложения Сихотэ-Алиния накопились в экваторальной зоне вначале в пелагической, а затем в гемипелагической областях. Они хорошо коррелируются с океаническими образованиями овов Сахалин и Хоккайдо [2, 30, 43].

### ОБСУЖДЕНИЕ

В раннем мелу можно выделить три главных этапа седиментации: берриас-валанжинский, готерив-среднеальбский и средне-позднеальбский.

Берриас-валанжинский этап - это время трансгрессии, положившей начало раннемеловой седиментации. Преобладали шельфовые прибрежно-морские и мелководные обстановки, в которых накопились грубообломочные осадки, включая разнообразные конгломератобрекчии и олистостромы, составляющие базальные слои и сформировавшиеся в условиях расчлененного рельефа дна, который включал триасовые рифы. Готерив - среднеальбскому этапу были свойственны контрастные фациальные обстановки, обусловившие морфологическую дифференциацию бассейна. Наиболее яркими представителями этого этапа в Западном и Восточном прогибах являются терригенные флишеидные, а в Кемской зоне последнего - типичные флишевые. В Южном прогибе отложения этого этапа континентальные, промышленно угленосные. Средне - позднеальбский этап на большей части Сихотэ-Алиния представлен литологически однообразными неритмичными осадками, с обилием тетической фауны, часто грубообломочными, мелководными и прибрежными, а на р. Самарга В.А. Красилов определил отложения авандельты. Учитывая, что эти отложения завершают демиссионный этап развития Сихотэ-Алиния, они могут быть отнесены к морской (нижней) молассе.

Поскольку отложения раннемеловых бассейнов различных типов отделены друг от друга разломами, их первоначальные латеральные взаимоотношения восстанавливаются путем анализа структуры, вещественного состава отложений и содержащихся в них органических остатков, после чего можно переходить к рассмотрению геодинамических обстановок седиментации.

Если придерживаться геосинклинального примата, то все бассейны могут быть "увязаны" в единую седиментационную систему, развивавшуюся в раннем мелу на месте Сихотэ-Алиния, отложения которой, перемещены по надвигам и сдвигам. Однако возможно, что эти раннемеловые бассейны изначально развивались автономно и на значительном удалении друг от друга. В этом случае нужно допускать большие латеральные перемещения, привлекая террейновый подход.

Для раннего мела реконструируется геодинамическая обстановка активной континентальной окраины западно-тихоокеанского типа с участием эпиконтинентальных и эпиконтинентальных островодужных систем. Выделенные обстановки "выстраиваются" в ней в направлении от континента до оке-

ана в следующем порядке: 1) на юге Сихотэ-Алиня - окраинно-континентальный (эпиконтинентальный) бассейн → окраинно-морской бассейн; 2) на севере Сихотэ-Алиня - окраинно-морской бассейн → преддуговой бассейн → вулканическая островная дуга и ее подводные склоны → задуговой бассейн → глубоководный желоб → бассейновая равнина.

Эта геодинамическая обстановка предполагает существование в раннем мелу на месте Сихотэ-Алиня единой седиментационной системы. В этом случае мы реконструируем раннемеловую седиментацию, происходившую на месте Сихотэ-Алиня. Если же единой системы не было, то седиментация этого же времени могла происходить и за пределами Сихотэ-Алиня, порой далеко от нынешнего положения раннемеловых отложений. Фактов в пользу второй модели пока мало. Это преобладание радиолярий низких широт над бореальными в океанических отложениях Киселевско-Маноминского блока [23]. Кроме того, в первой модели трудно найти место океаническим обстановкам, поэтому в ее рамках приходится считать их отложения глубоководными осадками окраинных морей.

Выбор наиболее вероятной модели раннемелового осадконакопления и формирования современной структуры нижнемеловых отложений Сихотэ-Алиня принципиально важен, и это первоочередная и труднейшая задача ближайших исследований. Она требует решения более мелких, частных задач, из которых выделим следующие: 1) точная возрастная корреляция разрезов; 2) сопоставление строения и состава разновозрастных частей разрезов; 3) сравнительный анализ палеоэкологических особенностей ископаемых организмов и растений по латерали и по вертикали; 4) анализ палеомагнитных свойств пород, особенно синседиментационных вулканитов; 5) определение состава и тектонического типа источников питания осадков; 6) определение петрологического типа вулканитов и их геотектонической (геодинамической) принадлежности; 7) реконструкция и сопоставление геодинамических обстановок седиментации.

При реконструкции островодужных систем также возможны две модели, упомянутые выше, поэтому здесь дополнительно нужны: 1) типизация островодужных систем по составу вулканитов, по характеру фундамента (энсиалические, энсиматические, эпиконтинентальные, эпиокеанические), по степени "зрелости" (молодые, зрелые, слабо- или сильно эродированные, обновленные); 2) палеогеографические реконструкции с объединением фрагментов в одну или несколько островодужных систем; 3) идентификация типа островодужных бассейнов (пред- или задуговой) в том или ином фрагменте. Решить эти вопросы можно только петрологичес-

ким исследованием вулканитов и седиментологическим - вулканогенно-осадочных пород островодужных палеобассейнов, их строения, особенно вещественного состава, с реконструкцией источников питания, способов транспортировки и захоронения осадочного материала, палеоостроводужных обстановок в целом и т.д. От правильного решения всех перечисленных вопросов зависят представления не только об истории меловой седиментации, но и о механизмах формирования Сихотэ-Алиня в позднемеловое и последующие геологические времена.

Особое место принадлежит скрупулезному анализу всех раннемеловых макро- и микрофоссилий. На сегодняшний день [9], представляется, что на месте Сихотэ-Алиня между 45 и 55 параллелями в мезозое существовал экотон, в котором сосуществовали бореальные и тетические морские беспозвоночные. Севернее экотона обитали преимущественно бореальные организмы, а южнее - тетические. Соответственно, на севере больше кластогенных пород, а на юге - карбонатных. Следовательно, можно говорить о единой мезозойской седиментационной системе. Выделение этого экотона объясняет резкое преобладание радиолярий низких широт в валанжинских океанических отложениях [23]. По палеонтологическим критериям можно более объективно судить и о правомерности выделения террейнов [9]. К сожалению, до сих пор многочисленные находки органических остатков на Сихотэ-Алине использовались только для определения возраста отложений и их корреляции. Палеоэкологические аспекты затрагиваются мало, и это сильно обедняет возможности седиментологических и других палеореконструкций.

Статья написана в рамках двух международных проектов под эгидой Международного Союза Геологических Наук (IUGS): 1) Project 350 "Cretaceous Environmental Change in E&S Asia" of International Geological Correlation Programme (IGCP) и 2) Cretaceous Resources, Events and Rhythms (CRER) of Global Sedimentary Geology Program (GSGP).

Авторы признательны А.Н. Филиппову за предоставленные материалы по островодужной и океанической седиментации, а также за помощь в составлении и оформлении иллюстраций.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. Том III. Триасовый, юрский и меловой периоды. М., 1968.
2. Брагин Ю.Н. Радиолярии и нижнемезозойские толщи Востока СССР. М.: Наука. 1991. 125с.(Труды ГИН; вып. 469).
3. Верещагин В.Н. Меловая система Дальнего Востока. Л.: Недра, 1977. 207 с.

4. Войнова И.П., Зябрев С.В., Приходько В.С. Петрохимические особенности раннемеловых внутримитических океанических вулканитов Киселевско-Маноминского террейна (Северный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеан. геология. 1994. Том 13, № 6. С. 83-96.
5. Геология СССР. Том XIX. Хабаровский край и Амурская область. Часть I. М.: Недра, 1966. 732 с.
6. Геология СССР. Том XXXII. Приморский край. Часть I. Геологическое описание (ред. И.И. Берсенева). М.: Недра, 1969. 695 с.
7. Геосинклиальный литогенез на границе континент - океан. Часть I. Фанерозойское геосинклиальное осадконакопление Сихотэ-Алиня и Корякско-Камчатской области. М.: Наука, 1987. С. 10-134.
8. Захаров Ю.Д. Сенноман-туронские (?) отложения левобережья низовьев р. Сучан // Инф. Сборн. Приморского геологического управления. № 4. Владивосток, 1963. С. 27-28.
9. Захаров В.А., Курушин Н.И., Похилайнен В.П. Палеобиогеографические критерии геодинамики террейнов Северо-Восточной Азии в мезозое // Геология и геофизика. 1996. Том 37, № 11. С. 3-22.
10. Зябрев С.В. Раннемеловые кремни Киселевско-Маноминского террейна - наиболее молодые океанические отложения в структуре юга континентальной части Дальнего Востока России // Тихоокеан. геология. 1994. Том 13, № 6. С. 74-82.
11. Иванов Б.А. Центральный Сихотэ-Алинский разлом. Владивосток, 1972. 113 с.
12. Кайдалов В.А. К вопросу о стратиграфии меловых отложений Нижнего Приамурья // Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и Юга Дальнего Востока. Тезисы докл. IV Дальневосточного регион. межведомственного совещания. Хабаровск, 1990. С. 236-239.
13. Кириллова Г.Л., Чжаоцзюнь Ли, Сымин Ван и др. Стратиграфическая корреляция верхнемезозойских - кайнозойских разрезов Среднеамурского (Саньцзян) осадочного бассейна // Тихоокеан. геология. 1996. Том 15, № 6. С. 81-102.
14. Коваленко С.В. Нижнемеловые вулканогенно-осадочные формации среднего Сихотэ-Алиня // Вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы Дальнего Востока. Владивосток, 1985. С. 100-115.
15. Коновалов В.П. Актеонелловые слои Сихотэ-Алиня // Очерки геологии и палеонтологии Дальнего Востока. Владивосток, 1976. С. 39-45.
16. Коновалов В.П., Пояркова З.Н. Актеонелловые слои Дальнего Востока и их значение для региональной и межрегиональной корреляции мела // Бюл. МОИП, Отд-е геол. 1982. Том 57, вып. 4. С. 65-79.
17. Красилов В.А. Раннемеловая флора Южного Приморья и ее значение для стратиграфии. М.: Наука, 1967. 278 с.
18. Кузьмин С.П., Шевелев Е.К. Новые данные о строении и возрасте киселевской свиты (Нижнее Приамурье) // Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и юга Дальнего Востока // Тез. докл. IV Дальневосточного регионального межведомственного стратиграфического совещания. Хабаровск, 1990. С. 175-177.
19. Лихт Ф.Р. Палеогеоморфологические реконструкции в складчатых областях (на примере Сихотэ-Алиня). М.: Наука. 1975. 140 с.
20. Лихт Ф.Р. Сопоставление современного и древнего седиментогенеза с позиций метода актуализма. Владивосток.: Дальнаука, 1993. 126 с.
21. Лихт Ф.Р., Маркевич В.С. О существовании Японского бассейна в мелу // Палеонтология и реконструкция геологической истории палеобассейнов. Л.: Наука, 1987. С. 143-148
22. Маркевич П.В. Флишевые формации северо-западной части Тихоокеанского складчатого пояса. М.: Наука, 1978. 142 с.
23. Маркевич П.В., Филиппов А.Н., Малиновский А.И., Нечаев В.П., Зябрев С.В., Высоцкий С.В. Меловые вулканогенно-осадочные образования Нижнего Приамурья (строение, состав, и обстановки седиментации). Владивосток: Дальнаука, 1997. 300 с.
24. Мартынюк М.В., Васкин А.Ф., Вольский А.С. Геологическая карта Хабаровского края и Амурской области 1: 500 000 и объяснительная записка. Хабаровск, 1988.
25. Михайлов В.А. Новые данные о составе и строении берриас - валанжинских отложений Прибрежной зоны // Новые данные по стратиграфии Приморского сектора Японского региона. Владивосток, 1986. С. 36-47.
26. Олейников А.В., Коваленко С.В., Неволлина С.И., Волынец Е.Б., Маркевич В.С. Новые данные по стратиграфии верхнемезозойских отложений северной части Партизанского каменноугольного бассейна // Континентальный мел СССР. Владивосток, 1990. С. 114-126.
27. Пущин И.К. Геологическое строение и история геологического развития центральной части Главного синклиория Сихотэ-Алиня в раннем мелу и сенномане-туроне. Автореф. дис. канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 1976. 26 с.
28. Решения II Дальневосточного межведомственного стратиграфического совещания (Владивосток, 1965 г.). Л., 1971. С 71-77.
29. Решения IV межведомственного совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья (Хабаровск, 1990 г.). Объяснительная записка к стратиграфическим схемам. Хабаровск: ХГГП, 1994. 124 с.
30. Рихтер А.В. Структура и тектоническое развитие Сахалина в мезозое. М.: Наука, 1989. 96с. (Тр. ГИНа АН СССР; Вып. 411).
31. Симаненко В.П. Позднемезозойские вулканические дуги восточного Сихотэ-Алиня и Сахалина // Тихоокеан. геология. 1986. № 1. С. 7-13.
32. Симаненко В.П., Говоров И.Н., Коваленко С.В., Федчин Ф.Г. Фундамент вулканических поясов и палеостровные дуги // Геохимическая модель Тихоокеанской окраины Азии. М.: Наука, 1984. С. 115-125.
33. Стратиграфия СССР. Меловая система. Полутом 2. М.: Наука, 1987. 326 с.
34. Труды лаборатории угля. Вып. X. М.-Л., 1960. 254 с.
35. 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. Том 15, № 6. С. 44-72.
36. Филиппов А. Н. Формационный анализ мезозойских

- отложений Западного Сихотэ-Алиня. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. 144 с.
37. Ханчук А.И., Огнянов Н.В., Попова И.М. и др. Новые данные о раннемеловых отложениях Нижнего Приамурья // Докл. АН России. 1994. Том 338, № 5. С. 666-671.
38. Хворова И. В. Океанский тип седиментогенеза и его специфика (сравнительный анализ седиментогенеза на океанских и континентальных плитах). Сообщение 2. Особенности седиментогенеза в океанах // Литология и полезные ископаемые. 1995. № 1. С. 3-15.
39. Шарудо И.И. История позднепалеозойского угленакпления на территории Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1972. 270 с.
40. Allen A., Allen J.R. Basin analysis. Principles and applications. Oxford. Blackwell scientific Publications. London Edinburgh boston melbourne Paris Berlin Vienna. 451 p.
41. Berger W. H., Winterer E. L. Plate stratigraphy and the fluctuating carbonate line // Pelagic sediments on land and under the sea (Hsu K. J., Jenkyns H., eds.) // Int. Assoc. Sed., Spec. Publ. 1974. № 1. P. 11-48.
42. Bouma A.H. Sedimentology of some flysch deposits: A graphic approach to facies interpretation. Amsterdam, 1962. 168 p.
43. Hori R., Sakakibara M. A chert-clastic sequence spanning the Late Triassic - Early Cretaceous period of the Kamikotan Complex in the Shizunai area, south-central Hokkaido, Japan // The Journal of the Geological Society of Japan. 1994. Vol.100, № 6. P. 575-583.
44. Lash G. G. Recognition of trench fill in orogenic flysch sequence // Geology, 1985. Vol.13, № 9. P. 867-870.
45. Matsukava M., Kalinin J., Futakami M. et al. Paleogeography and paleocurrents of the Barremian strata in Japan, NE China and Sikhote-Alin (Russia) // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 105. 1993. P. 71-81.

*Поступила в редакцию 18 августа 1997 г.*

*P.V. Markevich, V.P. Konovalov*

### **Early Cretaceous deposits of Sikhote-Alin: certain of the results of sedimentological investigations**

The main results of sedimentological investigations of Early Cretaceous deposits, carried out in Sikhote-Alin for more than 10 years, are considered. The structural and age-correlation schemes are given. In the schemes the territory is divided into: (1) West-Sikhote-Alin basin with Gorinskaya, Tumninskaya and Bikino-Khorskaya zones, (2) East Sikhote-Alin basin with Luzhkinskaya and Kemsкая zones and (3) South-Primorye basin with Arsenyevskaya, Razdolnenskaya and Partizanskaya depressions, (4) Central rise with Khorsko-Dalnenskaya, Anyuiskaya, Tatibinskaya and Ocrainskaya zones and (5) Pribrezhnaja rise. For each of these structures the comprising litho-stratigraphical units are given.

The major types of Early Cretaceous sedimentary environments are described including (1) continental margin (epicontinental) basins, (2) marginal seas divided into shelf, foot of continental (island) slope, basin plain, volcanic island arcs with associated forearcs and back arcs, and (3) oceanic basins. The probable geotectonic (geodynamic) settings accompanying sedimentation in these basins are discussed. The principal outstanding questions that remain to be answered are outlined and possible ways to solve them are directed.

## СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕЛОВЫХ БАССЕЙНОВ ЗАПАДНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ

*Ф.Р. Лихт*

*Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН, г. Владивосток*

На основе актуалистической модели - современного осадочного процесса в восточно-азиатских окраинных морях – воссоздаются условия образования меловых отложений западного Сихотэ-Алиня. Основным фактором, контролирующим распределение осадков на дне современного приконтинентального бассейна, является его морфоструктура, климатические особенности имеют второстепенное значение. Установленные закономерности корреляционных связей морфоструктура – осадки позволяют различать два основных типа современных (а соответственно - и древних) бассейнов – котловинного и пологосклонного типов, с переходными разностями между ними.

Существенные различия в распределении областей осадконакопления в разнотипных бассейнах используются для распознавания морфологического типа древнего бассейна. Показано, что позднюрские – раннемеловые вулканогенно-осадочные отложения формировались в едином палеобассейне котловинного типа, отложения седиментационных областей дна которого сохранились в разобренных выходах култухинской свиты в двух районах – у пос. Снарский и в бассейне р. Култуха (ныне р. Улитка). В первом представлены отложения прибрежного мелководья, во втором - подножья материкового склона палеобассейна.

Ранне-позднемеловые (альб-сеноманские) отложения образовались на отмелем побережье пологосклонного палеобассейна, фрагменты которого (в виде приурезовых фаций) сохранились в западном Сихотэ-Алине и на крайнем юге Приморья. Основная площадь палеобассейна располагалась на территории северного и восточного Сихотэ-Алиня и в западной части Японского моря.

Обстановки разных областей дна палеобассейнов воссоздаются по соотношению с седиментационными областями дна современных бассейнов, а также по структурно-текстурным, вещественным и биоэкологическим особенностям древних донных осадков.

### ВВЕДЕНИЕ

Одну из основных задач международного проекта 350 (Cretaceous Environmental Change in E & S Asia) составляет оценка изменений условий образования отложений в мелу. Автор полагал интересным в рамках этого проекта вновь проанализировать материалы геологической съемки и картосоставительских работ, проводившихся ранее с его участием в западном Сихотэ-Алине. Здесь были описаны меловые (в т.ч. позднюрские - раннемеловые) отложения, однако условия их образования остались до конца не раскрытыми.

Причина этому - отсутствие объективной информации о реальной ситуации современного осадкообразования, которую можно было бы использовать как модель для реконструкции условий образования древних отложений. Ее не могли заменить канонические схемы осадконакопления в бассейнах прошлого (“как это должно было быть”), представленные в то время в геологической литературе. Положение начало изменяться с расширением исследований по геологии Мирового океана. Благодаря фундаментальным трудам отечественных и зарубежных исследователей (П.Л. Безруков, Д.Е. Гершанович, Ф. Кюнен, А.П. Лисицын, Г. Ме-

нард, И.О. Мурдмаа, Ф. Шепард, К. Эмери и многие другие), изучение осадкообразования от эмпирических обобщений перешло к построению теории океанического литогенеза. К сожалению, периферические, прилегающие к континентальным окраинам, области Мирового океана изучены значительно меньше. По Д. Саттону, это своеобразные “поля незнания”, поскольку они не охватывались наземными геологическими работами и остались как бы в стороне при быстром развитии исследований собственно океанических областей. Ликвидации этого “пробела” в последние годы способствовали работы Ю.С. Долотова, Е.Н. Невесского, Ю.А. Павлидиса, А.А. Чистякова, Ф.А. Щербакова и других исследователей. Обобщение материалов по современному осадкообразованию в окраинных морях Востока Азии убеждает автора в том, что образование практически всех отложений Сихотэ-Алиня имеет прототипы в этом приконтинентальном осадочном процессе [10].

В данном сообщении предпринята попытка использовать на основе метода актуализма реальную модель приконтинентального осадкообразования в восточно-азиатских морях применительно к воссозданию условий образования меловых отложений западного Сихотэ-Алиня.

Диапазон возможностей актуалистического метода пока точно не определен и потому дискусионен. Тем не менее, очевидна наибольшая эффективность его использования применительно к области осадко- и породообразования, на что указывал Н.М. Страхов. Это естественно, так как в актуалистической модели непосредственному изучению доступны как процесс (механизм) осадкообразования, так и причинные факторы, контролирующие его.

Реальные (а не умозрительные) актуалистические модели дают возможность судить об условиях образования достаточно древних отложений, вплоть до докембрийских. Например, весьма удачную реконструкцию условий образования различных фаций отложений на склонах неопротерозойского бассейна выполнили Р.В. Далримпль и Дж. М. Нейбон [21] лишь благодаря корректной актуалистической модели. Другой пример актуалистической модели, при которой весьма представительный материал не может полноценно интерпретироваться, дает работа, воссоздающая условия образования олистостром в пермских отложениях верхоянского комплекса [2]. Авторы ошибочно полагают, что существование биогермов в зоне интенсивного седиментогенеза не характерно, поскольку практически все современные береговые биогермы находятся в приурезовой области интенсивной поставки терригенного материала и при этом сохраняют достаточно высокую степень чистоты карбонатов [18]. В результате была упущена возможность выделить палеогомолог древней береговой зоны.

Оценивая возможности актуалистического седиментологического подхода при воссоздании палеобассейнов, нельзя не упомянуть еще об одном его аспекте - геодинамическом. Хотя здесь не рассматриваются вопросы геодинамики палеобассейнов, поскольку они выходят за рамки данного сообщения, и мы ограничиваемся только воссозданием их морфоструктурного облика, различия разнотипных по морфоструктуре бассейнов в геодинамическом отношении очевидны.

По С.И. Романовскому [15, 16], конкретная геодинамическая обстановка отражается в истории заполнения бассейна фациально различными комплексами осадков. Это отправное положение литогеодинамики - выделяемой им самостоятельной ветви геологической науки, призванной изучать литологические индикаторы геодинамических режимов прошлого. Такой подход представляется более перспективным для палеогеодинамических реконструкций, нежели возможность судить о них на основе террейно-аккреционных построений.

Выделение террейнов априори закрывает, даже в постановке, вопрос о возможности иного, нежели случайного, соотношения геологических комплексов региона. В качестве примера можно

хотя бы сослаться на новую схему террейнов Китая, предложенную Гао Лингжи с соавторами [22] вместо прежних представлений о геологическом строении этой территории. Подобные интерпретации геологического строения имеются и для Сихотэ-Алиня [23].

Не задаваясь целью участвовать в дискуссии о террейнах, можно лишь разделить мнение В.А. Захарова, Н.И. Курушина и В.П. Похилайнена [4] о том, что "было бы преувеличением считать, что проблема террейнов Северо-Восточной Азии уже решена или даже близка к разрешению" (с. 5). Причина видится в том, что при создании террейновых композиций субъективная логика явно превалирует над объективной: число, номенклатура и суждение о природе террейнов варьирует от автора к автору [1]. И дело даже не в том, что при выделении террейнов, а в еще большей мере - при объяснении их былых миграций до конечного совмещения, гипотетическая составляющая обоснования таких построений уступает фактологической [12]. Негативный смысл последних в том, что они исключают необходимость поиска альтернативных вариантов для расшифровки геологического строения региона.

Между тем, казалось бы случайный характер сочетания геологических комплексов западного Сихотэ-Алиня становится вполне упорядоченным и закономерным при рассмотрении их в качестве элементов дна существовавших здесь в разное время бассейнов и их обрамления, актуалистической моделью которых являются упомянутые восточно-азиатские моря.

#### ОТПРАВНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ (АКТУАЛИСТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ)

Основные закономерности, контролирующие распределение и накопление донных осадков (имеющих преимущественно терригенный состав), в окраинных морях Востока Азии определяются в первую очередь морфоструктурными и, в значительной мере меньше - климатическими особенностями бассейна [10].

В бассейнах котловинного типа, с широким шельфом, морфологически четко сочленяющимся со сравнительно крутыми склонами (материковыми и островодужными), обрамляющими глубоко-водные впадины-котловины, почти весь объем терригенного материала осажается в двух областях дна, разделяющихся аседиментогенной областью, в которой осадки обычно не образуются. Большая часть этого материала (и прежде всего практически весь обломочный) аккумулируется в прибрежной полосе мелководья - до глубин 30-60 м, в зависимости от морфологии береговой линии и динамики вод [17]. Осадки залегают резко дискордантно

на древних образованиях, что связано с перемещениями береговой линии. Следующая область осадки материала (преимущественно тонкозернистого) - у подножья материкового склона, а также склонов подводных возвышенностей, причем в значительно меньшем (от 1:1,5 до 1:10) объеме, чем на мелководье. Последовательность согласного наложения нарушается только поступлением материала (в том числе - кластогенного) за счет гравитационных потоков разной плотности.

Самые верхние части склонов так же, как и весь внешний шельф, лишены осадков. Но если на внешнем шельфе сохранились осадки сравнительно недавнего геологического прошлого (которые в целом могут называться реликтивными), то верхняя часть склона не только не покрыта осадками, но даже подвержена процессам эрозии, на дне нередко обнажены древние породы.

Кроме того, определенные "запретные" условия для осадки материала существуют и на вершинах подводных возвышенностей, а также во многих проливах. Как частности, связанные со спецификой местных условий - динамикой водных масс, рельефом дна, способом поставки терриген-

ного материала - в некоторых аседиментогенных областях дна (на вершинах обширных подводных возвышенностей, на внешнем шельфе, в суживающихся вершинах широких проливов, близких по условиям осадки к глубоко врезынным заливам) может происходить осадки современного материала.

К котловинному типу относятся все восточно-азиатские моря, за исключением Желтого.

Второй тип бассейнов - пологосклонные, в которых шельф и склоны составляют по сути единую, полого наклонную поверхность. Осадконакопление происходит практически на всей этой поверхности, в том числе на внешнем шельфе и верхней части склона, прерываясь лишь в области активной динамики придонных вод на мелководье - начиная с зоны разрушения волн или несколько глубже. Таковы, например, условия осадкообразования на шельфе и склоне в северной части Охотского моря, в Желтом море, в Сиамском заливе и в других бассейнах подобного типа. Существуют переходные разности между этими морфоструктурными и, как следствие, седиментационными типами бассейнов в частности, южная часть Татарского пролива в Японском море представляет типичный котловинный тип, а северная - пологосклонный, с постепенным переходом между ними.

Седиментологические особенности бассейнов разного морфологического типа определяют содержание актуалистической модели. В бассейнах котловинного типа области мелководной и глубоководной седиментации разновозрастных отложений изначально разобщены, между ними на дне залегают разновозрастные древние образования. Точно так же неизбежно были разделены более древними комплексами мелководные и более глубоководные формации в однотипных палеобассейнах. Если же между мелководными (неритовыми) и относительно глубоководными разновозрастными формациями отмечаются латеральные фациальные замещения, переходы, с достаточной уверенностью можно предполагать, что древний бассейн был пологосклонным.

Используя корреляционные связи морфоструктура - осадки современных бассейнов, ниже воссоздается принципиальный морфоструктурный тип некоторых меловых бассейнов по их отложениям, сохранившимся в западном Сихотэ-Алине. Автор оставляет за этими отложениями те названия, которые упомянуты в посвященных им публикациях, как и прежние (наряду с новыми) названия районов работ (рис. 1).

#### ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ФАКТИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА

Для тихоокеанского геосинклинального пояса в раннем неокоме характерны две группы

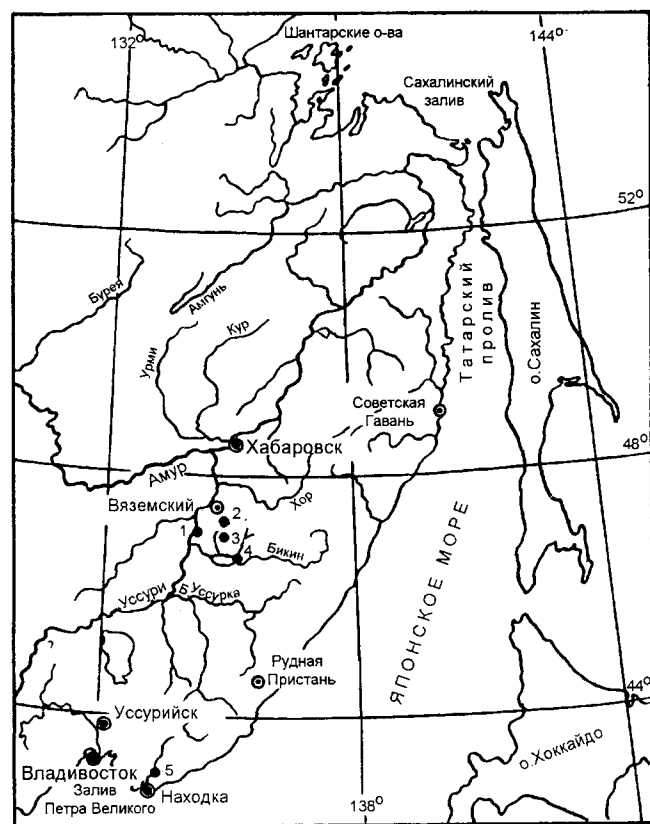


Рис. 1. Обзорная схема районов работ.

Районы (оцифрованы): 1 - пос. Снарский; 2 - пос. Спартак, р. Вторая Седьмая, р. Аван; 3 - р. Култуха (ныне - р. Улитка); 4 - пос. Верхний Красный Перевал; 5 - р. Сучан (ныне р. Партизанская).



формаций - эв- и миогеосинклинальная. Первую представляет формация Францискан и ее гомологи. Вторую - осадочные морские нижнеэокомские толщи, развитые по периферии северной части Тихого океана, которые либо фациально замещают эвгеосинклинальные (типа францисканских), либо сменяют последние по вертикали [14].

Отложения-гомолог Францискана были выделены в западном Сихотэ-Алине как култухинская свита [8]. Стратотип ее описан в бассейне реки Култуха (ныне - р. Улитка, правый приток р. Би-

кин), парастратотип - в районе пос. Снарский (рис. 2). В основании свиты в бассейне р. Култуха были найдены позднеюрско-раннемеловые (берриасские) бухии [8, 13, 19]. На смежной территории Китая в сходной по составу толще обнаружены аналогичные двустворки, характерные для самой поздней юры - самого раннего мела [20]. В известняках среды вулканогенно-осадочных пород в карьере у пос. Снарский (рис. 3) найдены остатки юрско-меловой фауны (двустворки, форминиферы, сине-зеленые водоросли, криноидеи) [9].

Свита осталась недостаточно изученной, особенно ее верхняя часть которая условно выделялась как верхняя подсвита. Тем не менее, сопоставление нижних частей разреза (нижнекултухинской подсвиты?) в районе пос. Снарский и в бассейне р. Култуха позволяет отметить следующее:

а) в районе пос. Снарский култухинские отложения залегают с размывом и несогласно на подстилающих образованиях триасово-юрского (?) возраста. В бассейне р. Култуха свита залегают на подобных образованиях без видимого несогласия;

б) суммарная мощность отложений в бассейне р. Култуха почти в 1,5 раза меньше, чем в районе пос. Снарский (см. рис. 2). В бассейне р. Култуха преобладает сравнительно тонкозернистый терригенный материал, а тонкослоистое чередование карбонатов и кремней почти однозначно указывает на формирование таких осадков с сезонно-климатическим чередованием кремнистой и карбонатной органики у древней апвеллинговой зоны. В современных бассейнах области осаднения материала из таких зон находятся за пределами шельфа, примерно, в средней и нижней части склона;

в) в карьере у пос. Снарский обнаружены оолитовые разности известняков (Рис. 4, А, Б). Они образуются на незначительных глубинах дна (не более 10-20 м), при сравнительно высокой подвижности придонных вод, способствующих скационному состоянию зерна-затравки для обволакивания его карбонатным веществом (Рис.4,А). Эта подвижность придонных вод отражается в ориентировке ооидов (Рис.4,Б). Близ карьера были также обнаружены скульптурные отпечатки трещин осушки на мелководье (рис.4,В). Такие текстурные особенности в сочетании с достаточно крупным обломочным окатанным материалом указывают на мелководное, прибрежное положение отложений, образовавшихся в районе пос. Снарский [9].

Следовательно, у нас есть мелководный (у пос. Снарский) и достаточно глубоководный (в бассейне р. Култуха) типы култухинских отложений, разделенные выходами более древних магматических и осадочных образований.

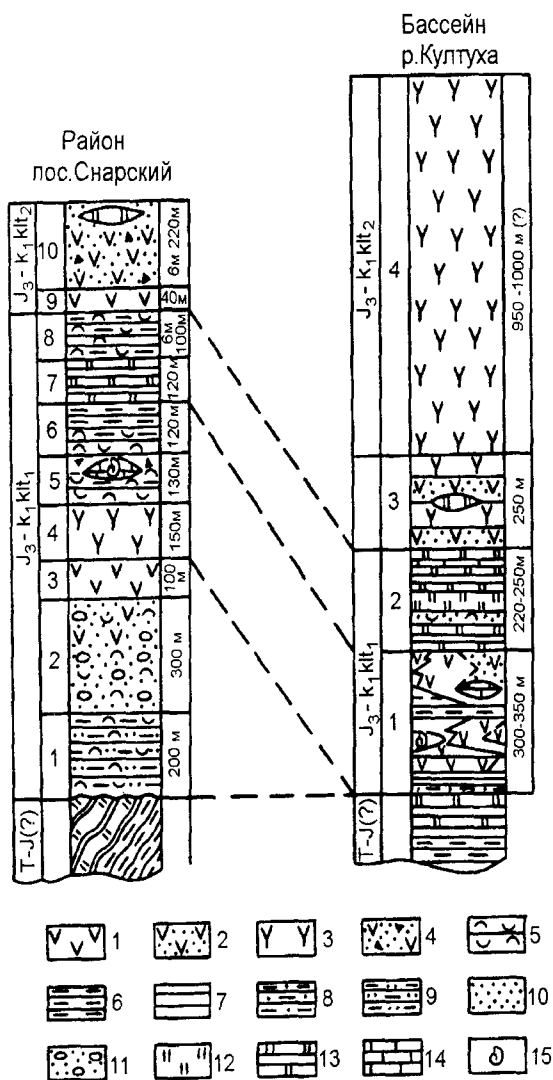


Рис. 2. Разрезы отложений култухинской свиты.

1 - порфириды среднего состава; 2 - их туфы; 3 - порфириды основного и основного-щелочного состава; 4 - их туфы, часто агломератовые; 5 - туффиты и туфогенные разности; 6 - алевриты; 7 - глинистые сланцы; 8-10 - песчанники: 8 - алевритовые и тонкозернистые, 9 - мелкозернистые, 10 - разнотоннозернистые и крупнозернистые; 11 - гравелиты и конгломераты; 12 - кремнистые и 13 - кремнисто-глинистые породы; 14 - известняки; 15 - ископаемая фауна.

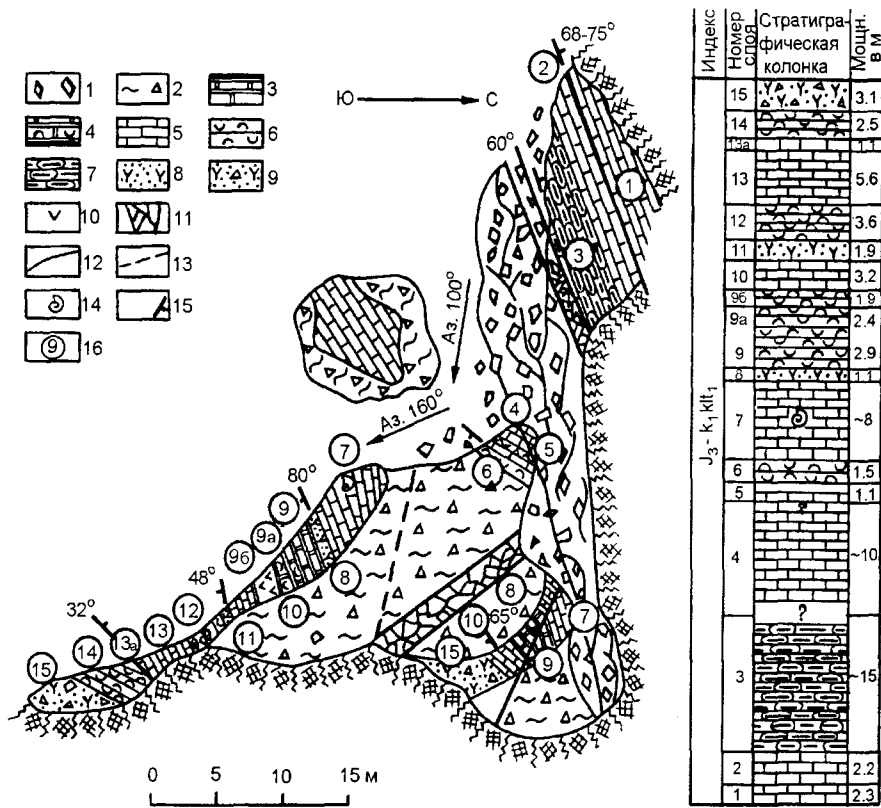


Рис. 3. План и стратиграфическая колонка карьера у пос. Снарский.

1 - свалы, обломки и глыбы; 2 - делювиальные отложения; 3 - кремнисто-глинистые породы; 4 - кремнисто-глинистые породы в переслаивании с туффитами; 5 - известняки; 6 - туффиты и туфогенные породы; 7 - рассланцованные туффиты; 8 - туфы среднего и основного состава литокристаллокластические; 9 - туфобрекчии среднего и основного состава (агломератовые туфы); 10 - порфириды среднего и основного (иногда - основного-субшелочного) состава; 11 - зоны дробления; 12 - тектоническое нарушение явное; 13 - то же, предполагаемое; 14 - места сборов фауны; 15 - элементы залегания; 16 - номер слоя на плане и в колонке.

Все вышеперечисленное (см. а, б, в) убеждает в том, что в районе пос. Снарский представлены отложения мелководной части палеобассейна, приурезовые обстановки (Снарский карьер) и фации внутреннего шельфа. В бассейне р. Култуха сохранились отложения нижней части континентального склона, обрамлявшего глубоководную линейно-вытянутую котловину типа трога, отличающуюся активным магматизмом базит-субшелочного состава. Подобные бассейны, связанные с зонами растяжения, существовали в Японском море на этапах его активизации, например, в миоцене [10], а также на рубеже плиоцена и квартера и отмечались сходным магматизмом.

Итак, култухинский палеобассейн можно считать гомологом современного бассейна котловинного типа, например - Японского моря. Этот палеобассейн включал не только те районы, где сегодня сохранились отложения култухинской свиты, но и бывшую аседиментогенную область дна, где они не накапливались и поэтому сегодня отсутствуют. Она представляла собою внешнюю часть шельфа и верхнюю часть континентального склона култухинского палеобассейна, на геологической карте ей соответствуют выходы древних образований между площадями распространения култухинской свиты.

В ином, пологосклонном, типе палеобассейна образовались отложения так называемой грубооб-

ломочной толщи, известной в том же западном Сихотэ-Алине. Она относится по возрасту к рубежу раннего - позднего мела, это позднейшие морские отложения данной складчатой системы (если не считать северного Сихотэ-Алиня). Буквально крошечный фрагмент разновозрастных приурезовых осадков с характерной текстурой-индикатором древней береговой линии сохранился на юге Приморья.

Об облике морского бассейна на рубеже раннего и позднего мела в западном Сихотэ-Алине можно судить по характеру отложений и содержащихся в них окаменелостей. В районе г. Вяземского отложения представлены преимущественно терригенным материалом, с преобладанием грубообломочного, которому подчинены прослои песчаников, алевролитов и аргиллитов мощностью 8-10, реже до 40 м. Общая мощность толщи около 400 м [7].

Возраст толщи точно не установлен, но ряд соображений позволяет предполагать ее формирование в интервале от позднего альба до раннего сеномана. Ю.Г. Струве (1961 г.) собрал среди отложений этой толщи в ряде пунктов остатки пресноводных и солоноватоводных гастропод, возраст которых остался неопределенным. Тем не менее, он условно отнес эту толщу к верхнему мелу. До этого она относилась к юре, на основе сборов недалеко от г. Вяземского (у пос. Спартак) многими исследователями остатков стеногазированной морской

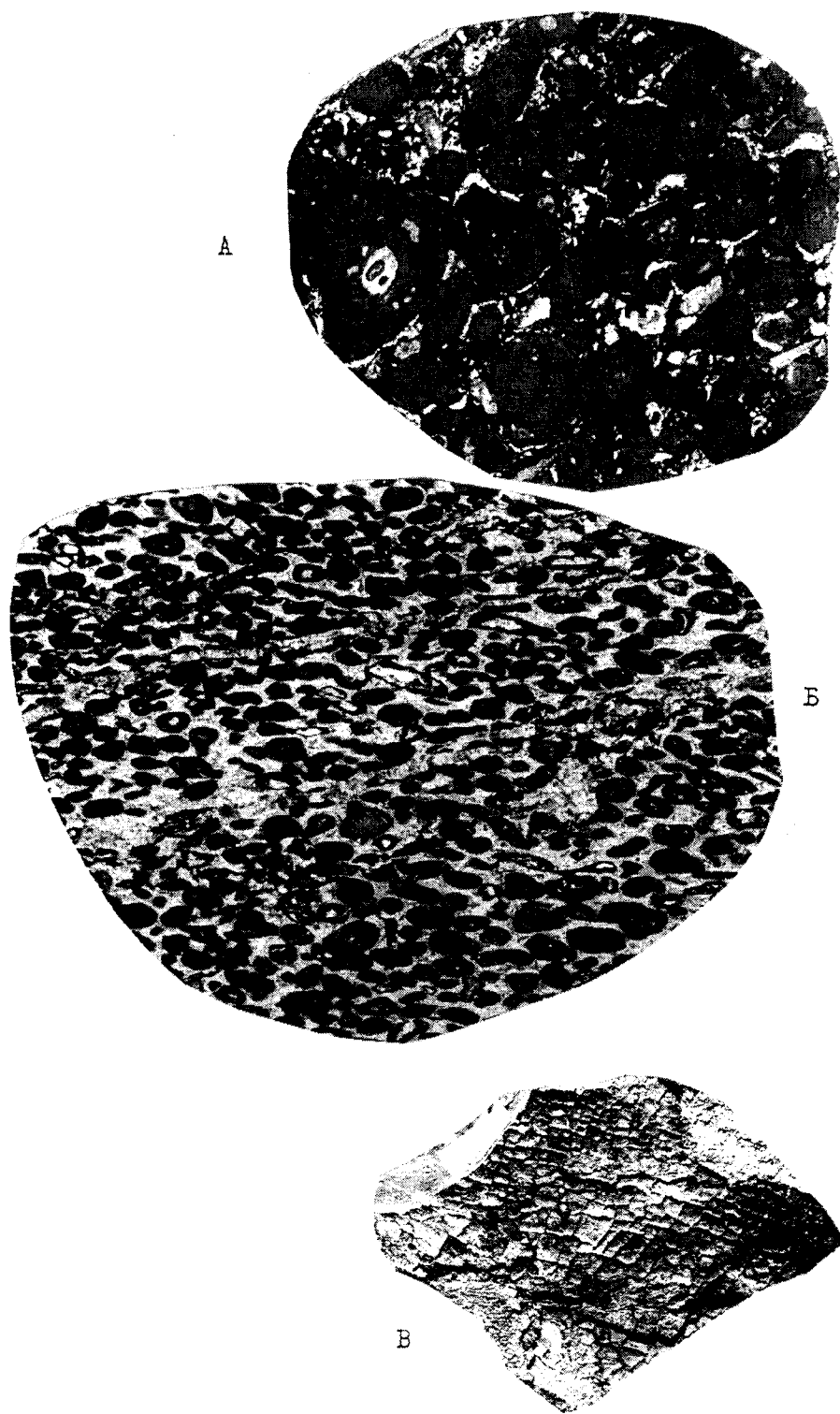


Рис. 4. Текстуры мелководья прибрежной отмели култухинского бассейна (карьер у пос. Снарский).  
А, Б - оолиты: А - структура ооидов (увеличение  $\times 7,5$ ), Б - ориентировка зерен придонными течениями (увеличение  $\times 3,75$ ); В - трещины осушки скульптурные отпечатки (уменьшение  $\times 2,5$ ).



А



Б

**Рис. 5.** Кора выветривания на контакте уктурской свиты и грубообломочной толщи.

А - в основании грубообломочной толщи в долине р. Аван, Б - обломки коры выветривания в грубообломочной толще на контакте Суктурской свитой (темное внизу), карьер в правом борту р. Аван.(1:1)

фауны. Более поздние ее определения "изменили" возраст отложений на меловой, при этом некоторые формы морских ежей определялись даже как турон-коньякские [7].

В том же районе г. Вяземского была известна другая меловая толща, сложенная преимущественно алеврититами и глинистыми сланцами, в меньшей мере - алевритовыми и более крупнозернистыми песчаниками. Она содержит ауцеллино-

вую фауну и выделялась как уктурская свита (готерив-альб). Как удалось выяснить [6], алеврититы и песчаники, вскрывающиеся в обнажениях у пос. Спартак и содержащие упомянутую стеногалинную фауну, принадлежат не уктурской свите, а грубообломочной толще.

Последняя залегает с размывом и несогласием на уктурской свите. О длительности перерыва между ними свидетельствует переотложенная кора выветривания в основании грубообломочной толщи (рис. 5). Наземным возрастным аналогом указанной грубообломочной толщи на побережье палеобассейна является алчанская свита [7]. На существенную перестройку морфоструктур Сихотэ-Алиня между образованием уктурской и алчанской свит указывает резкое угловое несогласие между ними, наблюдавшееся автором еще в 1963 г. в обнажениях по правому берегу р. Бикин в районе пос. Верхний Красный Перевал (рис. 6).

Такое взаимоотношение алчанской и уктурской свит делает невозможным предположение о том, что "...не исключено фациальное замещение верхней части уктурской свиты ... базальными слоями алчанской" [5, с. 46]. В то же время, возрастной интервал алчанской свиты, установленный по флоре и указанный в цитированной работе (альб - сеноман), хорошо соотносится со временем образования грубообломочной толщи, определенным по содержащейся в ней фауне.

Фауну, подобную собранной у пос. Спартак, автору удалось обнаружить в других местах распространения грубообломочной толщи, где до этого были найдены пресноводные и солоноватоводные гастроподы (например, в районе карьера на 13 км узкоколейной железной дороги в долине р. Вторая Седьмая, в верховьях р. Аван). Были собраны остатки аммонитов, двустворок и морских ежей, свидетельствующих о нормально соленом режиме морских вод в период обитания этих организмов [7]. Удалось также обнаружить совмещенные типы танатоценозов, которые могли формироваться только в приузьевом мелководье, при интенсивно расчлененной береговой линии.

Об этом свидетельствует накопление илстых разностей осадков среди грубообломочных. Илстые осадки отмечают локальные халистатические фациальные условия осадконакопления, нередко с нарушенным газовым режимом [6]. Они подобны современным, сложно дифференцированным условиям осадкообразования в прибрежной зоне шельфа залива Петра Великого в Японском море, с архипелагами островов на взморье, где участки активной волновой деятельности и, соответственно, грубообломочных осадков сочетаются с лагунами и бухтами, служащими ловушками тонкого материала [17]. Открытое море с пологосклонным дном располагалось на территории

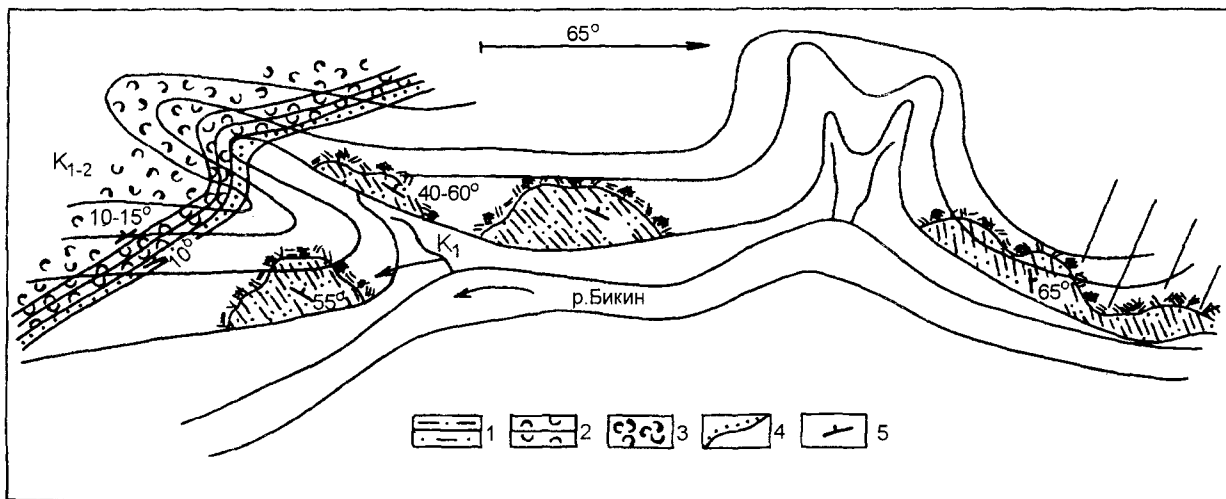


Рис. 6. Угловое несогласие на контакте уктурской и алчанской свит в правом борту р. Бикин у пос. Верхний Красный Перевал (М-б 1:5000).

1 - геосинклинальные, интенсивно дислоцированные морские отложения уктурской свиты: глинистые сланцы, алевроитовые песчаники, кремнисто-глинистые породы; 2-4 - пологозалегающие, слабо литифицированные континентальные вулканогенно-осадочные образования алчанской свиты: 2 - туффиты, 3 - туфы среднего и переходного к кислому состава, 4 - базальные слои алчанской свиты - грубозернистые туфопесчаники с остатками обуглившейся древесины; 5 - элементы залегания.

Амуру-Уссурийской низменности, а также захватывало район современного северо-западного склона Сихотэ-Алиня.

Вторым районом Сихотэ-Алиня, где сохранились следы палеобассейна на рубеже раннего и позднего мела, является крайний юг Приморья, где в долине р. Сучан (ныне - р. Партизанская) Ю.Д. Захаров [3] описал отложения, переполненные битой ракушкой. Они выходят на небольшом (примерно 75x250 м) участке и представлены алевролитами и граувакковыми песчаниками, с размывом залегающими на древних габброидах.

Песчаники содержат многочисленные остатки призматических слоев иноцерамов и их ядер, по форме напоминающих *Inoceramus cf. concentricus Park. var. pirronicus*; здесь также встречены остатки, по-видимому, *Scalpellum* (определения В. Н. Верещагина и В. П. Коновалова), что позволило условно отнести эти отложения к сеноман - турону [3]. Позднее эти иноцерамы теми же исследователями были отнесены к альбскому *Inoceramus concentricus Park.*, а вмещающие отложения сопоставлялись с так называемым "надвеликановским" горизонтом альбского возраста - морскими отложениями, венчающими разрез угленосных отложений на Сучанском (Партизанском) каменноугольном месторождении, находящемся примерно в 30 км к северо-западу.

Автор неоднократно высказывал соображения о разновозрастности "надвеликановского горизонта" и "иноцерамовых слоев". Было показана,

но, что в период между их формированием на суше произошла существенная перестройка морфоструктур с переориентацией палеогидросети [9], что позволяет допускать возможность образования "иноцерамовых слоев" на рубеже раннего и позднего мела. Они сопоставляются по времени образования с грубообломочной толщей и алчанской свитой западного Сихотэ-Алиня.

Сами "иноцерамовые слои" имеют типичные текстуры "раковинной мостовой" и указывают на приуроченные условия седиментации в палеозаливе, открывавшемся в сторону современного Японского моря.

Из-за фрагментарности материала детали строения мелководья древнего "иноцерамового" палеобассейна трудно восстанавимы. Юго-восточное побережье этого палеобассейна прослеживается по флороносным (палиноспектры) слоям на банке Ямато в Японском море и острове Хонсю, глубоководная часть палеобассейна располагалась на площади современной Центральной котловины этого моря, между материковым склоном и банкой Ямато [11].

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Учитывая, что границы бореальных морей на севере Тихого океана в течение берриасса, валанжина и раннего готерива сколько-нибудь существенно не менялись, а корректного решения вопроса о разграничении юрских и меловых отложений в Бореальном поясе пока не найдено [14], автор

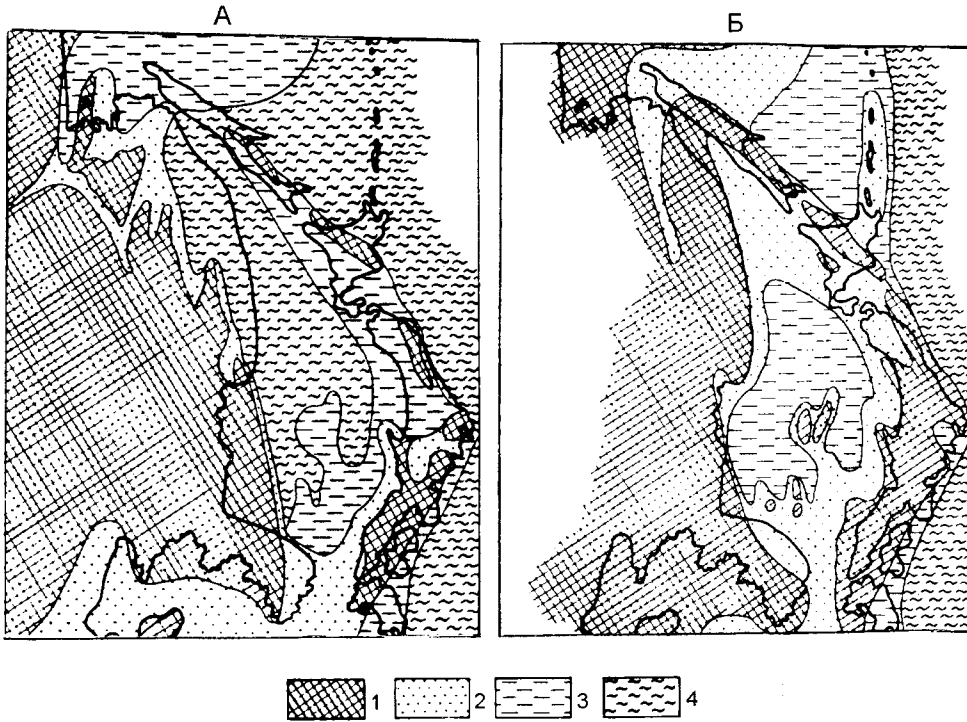


Рис. 7. Контуры восточно-азиатских приконтинентальных палеобассейнов.

А - на рубеже поздней юры - раннего мела, Б - на рубеже раннего-позднего мела. 1 - суша; 2-4 - палеобассейны с разными обстановками осадкообразования: 2 - неритовыми, 3 - неритовыми и эпипальцевыми (внешельфовыми), 4 - батипелагическими (подножье склонов и дно впадин).

показал обобщенные контуры позднеюрских-раннемеловых бассейнов применительно к данному региону на рис. 7, А. Контурные позднейших меловых бассейнов, существовавших в Сихотэ-Алине и относящихся к рубежу раннего-позднего мела, показаны на рис. 7, Б.

Позднеюрские-раннемеловые отложения, выделенные в западном Сихотэ-Алине как култухинская свита, представлены разрезами двух типов отложений - мелководных в районе пос. Снарский и относительно глубоководных - в бассейне р. Култуха (ныне р. Улитка). В строении этого района Сихотэ-Алиния отмечается множество разломов, в том числе и сбросо-надвигового типа, поэтому выходы култухинских отложений среди более древних на некоторых поздние составленных картах показывались в виде сложной чешуйчато-надвиговой структуры.

Между тем, существующий материал позволяет получить представление об условиях седиментации в мелководно-приурезовой зоне шельфа и у подножья склона в култухинском палеобассейне, подобном современным восточно-азиатским морям котловинного типа. Култухинский палеобассейн занимал обширное пространство в пределах западного Сихотэ-Алиния, включавшее не только районы распространения култухинских отложений, но и площадь выхода более древних образований между этими выходами - как аседиментогенную область дна култухинского палеобассейна, приходившуюся на внешний шельф и верхнюю часть склона. Ранее автор, не располагая той информацией по со-

временному осадкообразованию, которая известна сегодня, воссоздавал образование култухинских отложений в двух самостоятельных бассейнах - мелководном (в районе пос. Снарский) и глубоководном (в бассейне р. Култуха), ограничивая эти бассейны площадью распространения култухинских отложений [9]. Можно предполагать, что култухинский палеобассейн западного Сихотэ-Алиния являл собою часть более обширного бассейна, существовавшего в это время на территории северного и восточного Сихотэ-Алиния.

Условия накопления более молодых (ранне-поздне-меловых) отложений воссоздаются менее надежно из-за неполноты материала. Предполагается их накопление в прибрежно-мелководной области палеобассейна пологосклонного типа, приуроченные отложения которого сохранились в западном Сихотэ-Алине и (в виде крошечного фрагмента береговой линии) на крайнем его юге.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Борукаев И.Б. О понятии "террейн" // Тихоокеан. геология. 1993. № 1. 149-153.
2. Гриненко В.С., Будников И.В., Клец А.Г. Олистростромы в пермском разрезе центральной части Верхоянского складчатого комплекса // Отечественная геология. 1997. № 2. С. 36-43.
3. Захаров Ю.Д. Сеноман-туронские (?) отложения левобережья низовьев р. Сучан // Инф. Сбор. Приморского геологического управления. Владивосток. 1963. № 4. С. 27-28.
4. Захаров В.А., Курушин Н.И., Похилайнен В.П. Палеогеографические критерии геодинамики террейнов северо-

- ро-восточной Азии в мезозое // Геология и геофизика. 1966. Т. 37, № 11. С. 3-22.
5. Красилов В.А., Шорохова. С.А. Фитостратиграфия алчанской свиты северного Приморья // Вулканогенный мел Дальнего Востока. Владивосток. 1989. С. 43-49.1.
  6. Лихт. Ф.Р. К палеогеографической характеристике побережья позднемелового моря в западном Сихотэ-Алине // Вопр. геол. Прибайкалья и Забайкалья. Чита. Вып. 2 (4). 1967. С. 225-227.
  7. Лихт. Ф.Р. К палеогеографическим условиям позднемелового осадконакопления в западном Сихотэ-Алине // Вопр. геол. и океанологии Советского сектора Тихоокеан. подвиж. пояса. Владивосток. 1968. С. 49-52.
  8. Лихт. Ф.Р. К вопросу о выделении культухинской свиты в Бикинской структурно-фациальной зоне (северо-западное Приморье) // Сборник статей по геологии и гидрогеологии. М.: Недра. Вып. 7. 1969. С. 55-62.
  9. Лихт. Ф.Р. Палеогеоморфологические реконструкции в складчатых областях (на примере Сихотэ-Алиня). М.: Наука. 1975. 140 с.
  10. Лихт Ф.Р. Современное приконтинентальное осадкообразование и реконструкции однотипных обстановок в геологическом прошлом Азии. Владивосток: Дальнаука. 1993. 237 с.
  11. Лихт. Ф.Р., Маркевич В.С. О существовании Японского бассейна в мелу // Палеонтология и реконструкция геологической истории палеобассейнов. Л.: Наука. 1987. С. 143-148.
  12. Мазарович О.А., Найдин Д.П., Цейслер В.М. Палеомагнитные и историко-геологические реконструкции: проблемы и нерешенные вопросы. Ст. 1. Повод к обсуждению // Бюлл. МОИП. 1988. Т. 63, вып. 6. С. 130-142.
  13. Назаренко Л.Ф., Бажанов В.А. Геология Приморского края. Часть 1. Стратиграфия. Владивосток. 1987. 66 с.
  14. Найдин Д.П., Похиалайнен В.П., Кац Ю.И., Красилов В.А. Меловой период. Палеогеография и палеоокеанология. М. Наука. 1986. 262 с.
  15. Романовский С.И. Физическая седиментология. Л. Недра. 1988. 240 с.
  16. Романовский С.И. Литогединамика осадочных бассейнов // Осадочные бассейны России. Вып. 1. Санкт-Петербург: Изд-во ВСЕГЕИ. 1996. 43 с.
  17. Структура осадков и фации Японского моря. Владивосток. 1983. 287 с.
  18. Терригенный седиментогенез в условиях береговых рифов (Сейшельский регион). Владивосток. 1990. 34 с.
  19. Филиппов А.Н. Формационный анализ мезозойских отложений западного Сихотэ-Алиня. Владивосток. 1990. 143 с.
  20. Худoley К.М., Дун Цзиньин. Мезозойские отложения восточной части провинции Хэйлуцзян (северо-восточная часть КНР) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 12. С. 129-133.
  21. Dalrymple R.W., Naibonne G.M. Continental slope sedimentation in the Sheepbed Formation (neoproterozoic, Windermere Supergroup) Mac Kenze Montane, N.W.T // Canadian Journal of Earth Science. 1996. V. 33, № 6. P. 848-862.
  22. Guo Lingzhi, Shu Liangshu, Shi Yanoshen, Ma Ruishi, Zhang Qinglong, Jia Dong. Reseach on the terrane tectonics in China // Chinese Journal of Geochemistry. 1996. V. 15, № 3. P. 193-202.
  23. Natal'in B. History and modes of Mesozoic accretion in Southeastern Russia // The Jsland Arc. 1993. V. 3, № 1. P. 15-34.

*Поступила в редакцию 1 июля 1997 г.*

**F.R. Likht**

### **Sedimentological features of the Cretaceous basins of the Western Sikhote-Alin**

The conditions of the Cretaceous deposits accumulation in the Western Sikhote-Alin are reconstructed on the basis of the actualistic model, namely, of the recent sedimentary processes in the Eastern Asian marginal seas. The main factor that controls the distribution of sediments on the bottom of the modern near-continental basins is the morphostructure; the climatic features are of secondary importance. The discovered regularities of the correlations between the morphostructure and the sediments make it possible to distinguish two main types of modern (and, respectively, of ancient) basins - caldronial and gently-sloping types, with transitional varieties between them.

The essential differences in the distribution of the sediment accumulation areas (in various types of modern basins) are used for the recognition of morphological types of ancient basins. It is demonstrated that the Late Jurassic - Early Cretaceous volcanoterrigenous deposits were formed within a single paleobasin of caldronial type; its sedimentary areas of the bottom are retained as deposits of the Kultukhinskaya Suite in two separate sections: near Snarsky Settlement and in the Kultukha River (present Ulitka River) region. The former section demonstrates shoal (near-coastal) sediments, the latter sediments of the continental slope foot of the paleobasin.

The Early - Late Cretaceous (Albian - Cenomanian) deposits were formed in the shoal area of the gently sloping paleobasin whose fragments are preserved in the Western Sikhote-Alin and in the extreme south of the Primorye Region. The main area of the paleobasin falls within the territory of the North and East Sikhote-Alin and in the western part of the Japan Sea.

The paleofacial environments of different bottom areas are reconstructed according to the relationship between sedimentation areas of the modern basins and, furthermore, according to structural, textural, compositional and bioecological features of the ancient bottom sediments.

## СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОНТОЛОГИЯ

УДК 561:551.763(1-18)(5)

СЕВЕРО-ТИХООКЕАНСКИЙ РЕФУГИУМ И ПРОБЛЕМЫ ПАЛЕОФЛОРИСТИКИ  
СЕРЕДИНЫ МЕЛА НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ АЗИИ. \*

В. Ф. Белый.

*Северо-восточный Комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН*

Глобальный процесс смены флор мезофита флорами кайнофита происходил на Северо-Востоке Азии в специфической обстановке Северо-Тихоокеанского рефугиума и резких структурно-ландшафтных преобразований: формирование молодой суши, возникновение и развитие новых ботанических районов. Палеогеографические факторы наряду с новыми палеофлористическими и палинологическими данными являются основанием для ревизии флоростратиграфической схемы континентального среднего мела Северо-Востока Азии, разработанной в 70-80-ые годы В.А. Самылиной. Предлагается различать среднемеловые флоры широкого, надрегионального, распространения (буор-кемюсская, арманская, гребёнкинская) и локальные флоры (чаунская и аркагалинская), которые сформировались на севере рефугиума в обстановке вулканического нагорья. Особенности состава чаунской палеофлоры (обилие новых видов папоротников, цикадофитов и хвойных; необычно широкое распространение *Stenis* и *Heilungia* и их полное отсутствие в вышележащей аркагалинской таофлоре) объясняются образованием термальной аномалии в восточной части Арктики, вызванной проникновением тёплых вод Платанттики через Западный Внутренний бассейн Северной Америки в период глобального позднеальбского похолодания. Феномен локальных палеофлор, возникавших в быстро менявшихся палеогеографических обстановках, необходимо учитывать при разработке нового поколения схем флоростратиграфии среднего мела Северо-Востока Азии.

## ВВЕДЕНИЕ

В богатом научном наследии В.А. Вахрамеева есть небольшая по объёму работа "Развитие флор в средней части мелового периода и древние покрытосеменные" [8], посвященная проблеме смены мезофита кайнофитом. В этой же работе впервые высказана идея о Северо-Тихоокеанском рефугиуме как об особом региональном явлении, которое сопутствовало глобальному процессу смены растительного мира. Кажется странным, что концепция Северо-Тихоокеанского рефугиума не получила дальнейшего развития в более поздних работах и В.А. Вахрамеева, и других палеофитологов. Выдающиеся успехи советской палеофлористики в послевоенный период были связаны с решением крупных геологических задач, прежде всего стратиграфии позднемезозойских угленосных бассейнов Сибири и Дальнего Востока. Ведущая роль В.А. Вахрамеева в этих исследованиях общепризнана. Из числа его учеников и последователей надо прежде всех отметить В.А. Самылину, внесшую неоценимый вклад в региональную флоростратиграфию мела Северо-Востока СССР.

В 1974 г. В.А. Самылина предложила схему флоростратиграфического расчленения континентального мела Северо-Востока СССР, выдвинула и обосновала концепцию стратофлор [25]. Эта схема использовалась при геологических съёмках и тематических работах [22], она развивалась и совершенствовалась; завершение её может быть отнесено к 1986-88 гг. (табл.1) [26, 29, 30]. В это же время с получением новых данных по ископаемым флорам Охотско-Чукотского вулканического пояса (ОЧВП) и Анадырско-Коряжской складчатой системы, а также по палинологии флороносных слоёв аркагалинской свиты и ОЧВП возникла необходимость ревизии схемы В.А. Самылиной. Было очевидно, что пересмотр схемы флоростратиграфии должно проводить с учетом особенностей палеогеографического развития Северо-Востока Азии в среднем мелу, реального распространения различных флористических комплексов, а также феномена Северо-Тихоокеанского рефугиума.

\* Доклад на Чтениях памяти В.А. Вахрамеева 13-14 ноября 1996 г. (Москва, ГИН РАН)



Таблица 1.

Стратофлоры среднего мела Северо-Востока СССР, по В.А.Самылиной [26, 29, 30]

млн л.	Геологическое время	стратофлора	
85	Сантон		
87,5			
	Коньяк	Валижгенская	
88,5			
	Турон		
9,0			
9,1	СЕНОМАН	Гребенкинская	
		3	
		Аркагагинская	
9,5	2		
		Арманская	
97,5	1		
100	АЛЬБ		
			3
105		Топтанская	
	2		
110		Буоркемюсская	
	1		
113	АПТ	Силяпская	
115			
119	2		
120	1		
	Баррем		

Примечание. Длительность веков дана по шкале У.Б. Харленда и др. [34]

#### ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ СЕВЕРО-ТИХООКЕАНСКОГО РЕФУГИУМА

Схема палеогеографического районирования Северо-Тихоокеанского рефугиума и сопредельных территорий Сибирско-Канадской области в среднем мелу (рис. 1) даёт наглядное представление о существенных различиях физико-географических обстановок Азиатской и Американской частей рефугиума. Если в Азии уже к началу мела образовалась обширная внутриконтинентальная суша, по краю которой на границе с морскими бассейнами Пралацифики в среднем мелу сформировалось вулканическое нагорье, то в Северной Америке в тылу крупной области поднятий Кордильерской системы располагался обширный Западный Внутренний бассейн, в

котором в мелу установилось устойчивое динамическое равновесие мелководных морских бассейнов и прибрежных аккумулятивных низменностей [43]. Аляска играла роль связующего звена между Азией и Северо-Американским материком.

Смена мезофита кайнофитом совпала с крупнейшим структурно-ландшафтным преобразованием на Северо-Востоке Азии. В среднем альбе [2] на границе эпигеосинклинальной Верхояно-Чукотской области и Сибирской платформы, с одной стороны, и Корякско-Камчатской геосинклинальной области – с другой, началось формирование окраинно-континентального ОЧВП. Развивающееся вулканическое нагорье образовало как бы барьер между низменной эпигеосинклинальной сушей мезозойд с прилегающими к ним частями Сибирской платформы и открытым морем Корякско-Камчатской области.

В позднем альбе перед фронтом вулканического нагорья началось осушение внешней зоны Анадырско-Камчатской геосинклинальной системы: формировались небольшие по площади прибрежно-морские равнины, острова, подвергавшиеся затоплению и вновь возникавшие.

Резкая неоднородность среднемеловой суши на Северо-Востоке Азии даёт основание делить её на три региона: Верхояно-Колымский (ВКР), Охотско-Чукотский (ОЧР) и Пенжино-Анадырский (ПАР). В ВКР и на большей части ОЧР устойчивые континентальные условия развития устанавливаются с поздней юры, и флора мезофита здесь эволюционировала в достаточно стабильной обстановке.

Принципиально отличными были условия в ПАР, где более или менее устойчивая суша возникает только в позднем альбе. С этого времени здесь началось развитие нового ботанического региона. Возникавшая суша заселялась преимущественно молодыми прогрессирующими сообществами хвойных и покрытосеменных, проникавших сюда из межгорных впадин ОЧР и из сходных по палеогеографическим условиям районов Центральной Аляски. Тектоническая неоднородность и неустойчивость суши ПАР хорошо прослеживается в разрезах среднего и позднего мела. Как следует из рис. 2, континентальное осадконакопление и развитие растительного покрова представляло здесь эпизоды на фоне более продолжительных периодов морского режима. Это препятствовало нормальному эволюционному развитию растительности и усиливало роль пионерных мигрантных форм и сообществ. Сравнительно длительное непрерывное континентальное осадконакопление происходило только в бассейне рр. Гребёнки и Убиенки (поздний альб-ранний турон) и в хребте Рарыткин (коньяк-маастрихт, даний?).

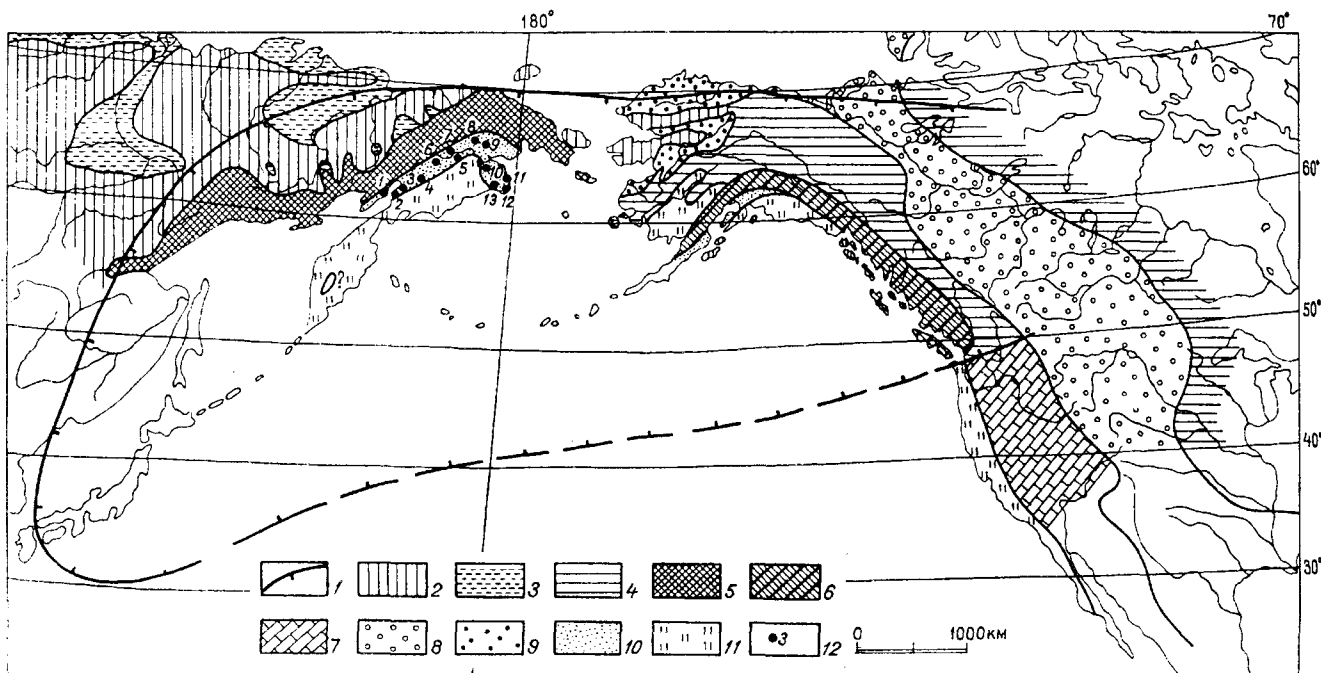


Рис.1. Северо-Тихоокеанский рефугиум. Палеогеографическая схема с элементами палеотектоники (поздний альб-сеноман).

1-граница Северо-Тихоокеанского рефугиума (8). Суша (2-7); 2-4 - внутриконтинентальная (эпигеосинклинальная и платформенная) суша: 2 - поднятия, 3 - аккумулятивные низменности (впадины и прогибы), 4 - без разделения; 5, 6 - окраинно-континентальная суша: 5 - вулканическое нагорье, 6 - плутогенное (геоантиклинальное) поднятие; 7 - суша без разделения. Море - суша (8-10): 8 - мелководное внутриконтинентальное море и аккумулятивные низменности (краевой прогиб, перикратонное опускание); 9 - аккумулятивные низменности, периодически затопляемые морем (впадины); 10 - шельф с периодически возникающими прибрежными равнинами и островами (внешние зоны геосинклинальных систем); 11 - открытое море геосинклинальных систем. 12 - местоположение разрезов среднего и верхнего мела внешней зоны Анадырско-Корякской геосинклинальной системы, показанных на рис.2.

### ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАСПРОСТРАНЕНИЯ И ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ СРЕДНЕМЕЛОВЫХ ФЛОР

В.А.Самылина, обосновывая концепцию стратофлор, провела глубокий сравнительный анализ тафофлор Северо-Востока Азии, Сибири и Северной Америки. Опираясь на эти материалы и данные о распространении таких специфических флор Северо-Востока Азии, как чаунская и аркагалинская, я предлагаю различать среднемеловые флоры широкого надрегионального и локального распространения. К первым относятся буор-кемюсская, арманская и гребёнкинская, ко вторым - чаунская и аркагалинская.

На рис.3 показаны местонахождения тафофлор буор-кемюсского типа (в широком понимании, по [2]) - последних представителей мезофита на территории Сибирско-Канадской палеофлористической области [7, 8, 25, 30]. Характерна выдержанность таксономического состава тафофлор, обнаруженных в различных палеогеографических обстановках: на континентальных и прибрежно-морских низменностях, в окраинно-континентальном вулка-

ническом нагорье [1, 5, 14, 16, 24, 26]. В Северной Америке возраст тафофлор буор-кемюсского типа хорошо датирован по соотношениям с содержащими фауну морскими слоями [26, 45-48]. На Северо-Востоке Азии, в Айнахургенской и Умкувеевской впадинах, только нижняя возрастная граница отложений с буор-кемюсской флорой подтверждается фаунистически [19]. Поэтому здесь буор-кемюсская флора датируется ранним и средним альбом с некоторой долей условности.

В составе тафофлор буор-кемюсского типа (см.рис.3) покрытосеменные распространены в большинстве местонаждений, принадлежащих Северо-Тихоокеанскому рефугиуму. А в обширном Ленском угленосном бассейне с многочисленными находками захоронений буор-кемюсской (хатырыкской, ого-нер-юряхской) флоры известно только одно местонахождение с листьями покрытосеменных *Trochodendroides* sp., *Morphophyllum denticulatum* Budants. et Kiritchk. [13]. Это даёт основание полагать, что Северо-Тихоокеанский рефугиум как область, благоприятная не только для сохранения, но и для эволюции растительного мира, проявляется уже в первой половине альба. Находки покрытосеменных в до-

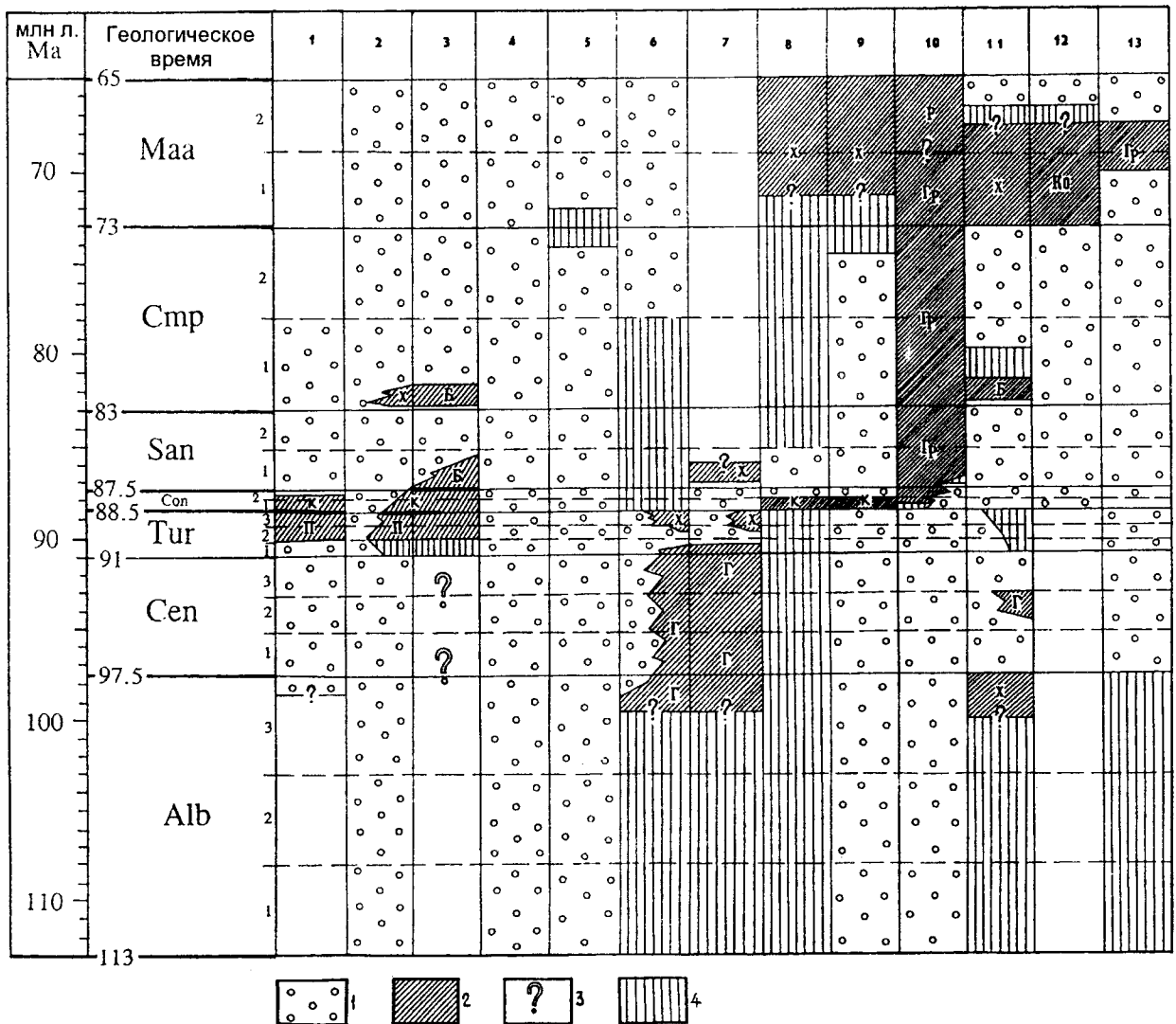


Рис.2. Распространение континентальных отложений в разрезах среднего и позднего мела внешней зоны Анадырско-Корьякской геосинклинальной системы (составлена по [9, 19, 21, 32, 33]).

1-3-отложения: 1 - морские; 2 - континентальные, 3 - неустановленного типа; 4 - перерыв.

Местоположение разрезов (см.рис.1): 1 - полуостров Елистратова, 2 - р.Кармаливаям - мыс Конгломератовый, 3 - мыс Валижен, 4 - Понтонейские горы, 5 - нижнее течение р.Майн, 6 - р.Гребёнка, 7 - р.Убиенка, 8 - западный и 9 - восточный склоны хр.Пекульней, 10 - хр.Рарыткин, 11 - бухта Угольная, 12 - лагуна Амаан, 13 - озеро Пекульнейское.

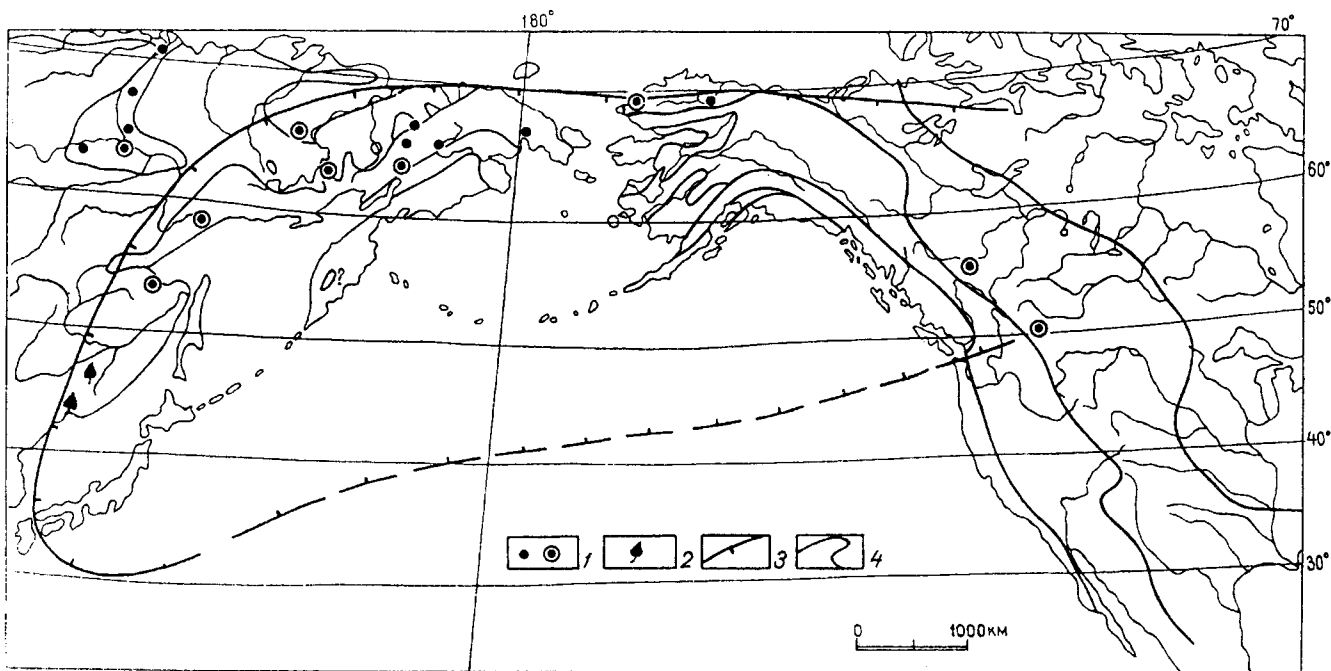
Тафофлоры: Г - гребёнкинского, П - пенжинского, К - кайваямского, Б - барыковского, Ко - корьякского типов [по 10]; Гр - горнореченского, Р - рарыткинского [по 11, 12] типов; X - неидентифицированные.

альбских отложениях Южного Приморья [15] и на правом берегу р.Усури [44] позволяют предполагать более ранний возраст проявления этого феномена.

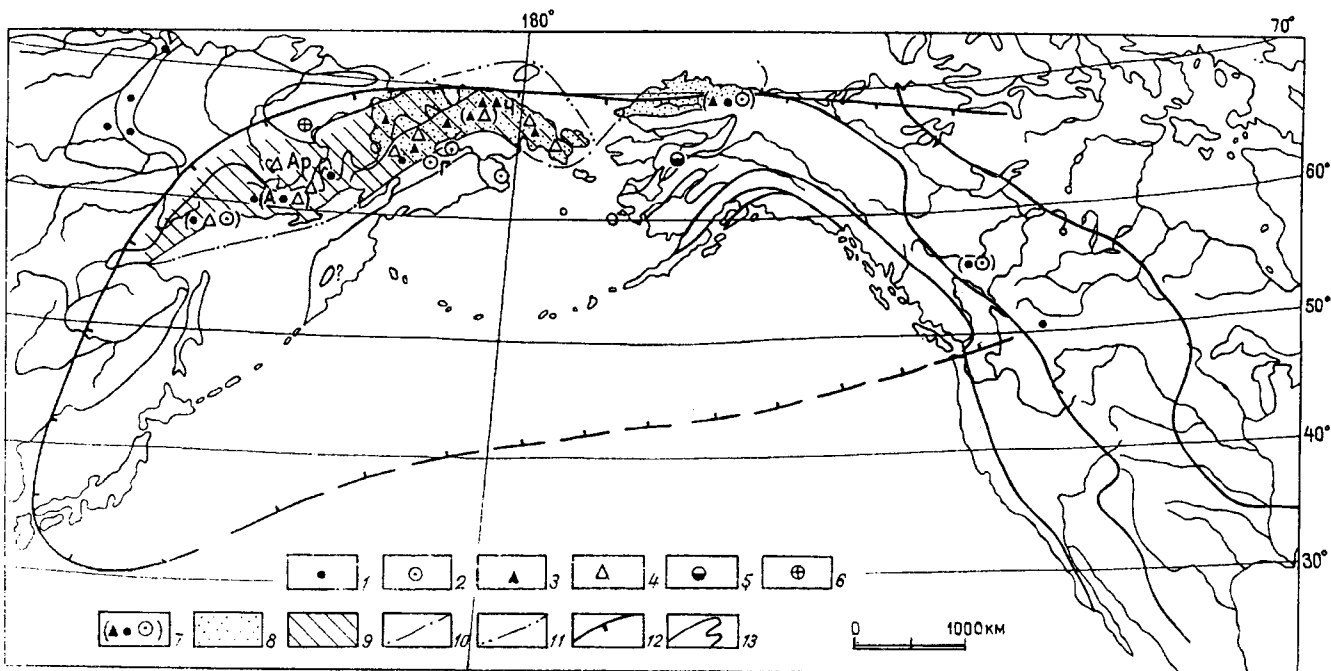
Арманская стратофлора выделена и досконально изучена В.А.Самылиной в юго-западной части ОЧВП (рис.4). С арманской стратофлорой параллелизуются аграфеновская стратофлора Ленского угленосного бассейна [14], "верхняя флора Блэрмор" [26, 39] южной части провинций Альберта и Британская Колумбия Западной Канады, тафофлоры верхней части свиты Коммошин [26, 48] на се-

ре Альберты и Британской Колумбии, а также "третья флористическая зона" [26, 45, 47] Колвиллского прогиба на Аляске. Позднеальбский возраст аналогов арманской стратофлоры в Северной Америке повсеместно подтверждается сонахождениями флороносных отложений с морскими слоями, содержащими *Cleoniceras* sp., *Gastrolites* spp. и *Inoceramus an*(Tr. ГИНа АН СССР; вып. 411).*glicus*, *I.caddotensis*.

В.А.Вахрамеев, ознакомившись с разрезами среднего мела Западной Канады в полевых экскурсиях, проводившихся во время XXIV сессии МГК,



**Рис.3.** Распространение тауфлор буор-кемюсского типа (ранний и средний альб). 1 - наиболее значительные местонахождения тауфлор буор-кемюсского типа (обведены местонахождения с листьями покрытосеменных); 2 - местонахождения листьев доальбских покрытосеменных; 3 - граница Северо-Тихоокеанского рефугиума; 4 - палеогеографические границы (см.рис.1).



**Рис.4.** Распространение тауфлор арманского (1), гребёнкинского (2), чаунского (3) и аркагалинского (4) типов; 5 - тауфлоры арманского и гребёнкинского (?) типов; 6 - встречинская тауфлора неустановленного типа; 7 - последовательность знаков в скобках соответствует стратиграфической последовательности тауфлор, установленной в данном районе; 8,9 - ареалы флор чаунского (8) и аркагалинского (9) типов; 10,11 - предполагаемые границы ареалов флор чаунского (10) и аркагалинского (11) типов в пределах акватории; 12,13 - см. 3,4 на рис.3.

Буквенные обозначения: местонахождения типовых тауфлор: А - р.Армань, Г - р.Гребёнка, Ч - чаунская серия в бассейне р.Паляваам, Ар - Аркагалинская впадина.

Таблица 2

Список растений, обнаруженных в таофлорах чаунского и аркагалинского типов из разрезов ОЧВП

Название растения	Типы таофлоры		1	2	3
	Чаунский	Аркагалинский			
1	2	3			
<i>Thallites</i> sp.	+	+	<i>A. subacutus</i> Philipp.	+	
<i>Equisetites</i> sp.	+	+	<i>Atrotaxopsis grandis</i> Font.	+	
<i>Osmunda</i> sp.		+	<i>Cephalotaxus borealis</i> Samyl.		+
<i>Coniopteris tschukschorum</i> (Krysht.) Samyl.		+	<i>C. aff. microphylla</i> Sveshn. et Budants.		+
<i>C. dicksonioides</i> Samyl.	+		<i>Taxus cf. brachyphylla</i> Samyl.	+	
<i>C. aff. bicrenata</i> Samyl.	+		<i>Torreya gracillima</i> (Holl) Krysht. et Baic.		+
<i>Birisia ochotica</i> Samyl.	+		<i>Taxites ex gr. intermedius</i> (Holl.) Samyl.	+	+
<i>Asplenium cf. Dicksonianum</i> Heer.		+	<i>T. torreyoides</i> Samyl.		+
<i>Arctopteris aff. Tschumikaensis</i> E. Lebede.	+		<i>Abies</i> sp.		+
<i>Tchaunia tchaunensis</i> Samy I. et Philipp.	+		<i>Picea</i> sp.		+
<i>Tch. lobifolia</i> Samyl. et Philipp.	+		<i>Larix</i> sp.		+
<i>Kolymella raevskii</i> Samyl. et Philipp.	+		<i>Cedrus</i> sp.		+
<i>Hausmannia</i> sp.		+	<i>Pinus</i> sp.		+
<i>Sphenopteris</i> sp.	+	+	<i>Pityocladus pseudolarixoides</i> Samyl.		+
<i>Cladophlebis grandis</i> Samyl.	+		<i>Pityophyllum</i> ex gr. <i>nordenskioldii</i> (Heer) Nath.	+	+
<i>Cl. tchaunensis</i> Samyl.	+		<i>P. ex gr. staratschunii</i> (Heer) Nath.		+
<i>Cl. tschukttschorum</i> Philipp.	+		<i>Pityospermum minutum</i> Samyl.		+
<i>Cl. frigida</i> (Heer) Sew.	+		<i>P. parvulum</i> Samyl.		+
<i>Cl. septentrionalis</i> Holl.		+	<i>P. piniformis</i> Samyl.		+
<i>Cl. cf. arctica</i> (Heer) Sew.		+	<i>P. semiovale</i> Samyl.		+
<i>Lobifolia</i> sp.		+	<i>Pitistrobus</i> sp.		+
<i>Heilungia cf. ieszetujensis</i> Vachr. et Srebr.	+		<i>Sequoia minuta</i> Sveshn.		+
<i>H. cf. udensis</i> Koshman	+		<i>S. parvifolia</i> Samyl.		+
<i>Heilungia</i> sp.	+		<i>S. antiqua</i> Samyl.		+
<i>Ctenis paliavaensis</i> Philipp.	+		<i>S. cf. concinna</i> Heer		+
<i>C. ex gr. yokoyamai</i> Krysht.	+		<i>S. ambigua</i> Heer	+	+
<i>Ctenis</i> sp.	+		<i>S. cf. reichenbachii</i> (Gein) Heer	+	
<i>Taeniopteris</i> sp.		+	<i>Sequoiadendron microphyllum</i> Samyl.		+
<i>Sagenopteris cf. variabilis</i> (Velen.) Velen.	+		<i>Metasequoi asiatica</i> Samyl.		+
<i>Ginkgo ex gr. adiantoides</i> (Ung.) Heer	+	+	<i>M. ex gr. occidentalis</i> (Newb.) Chaney		+
<i>G. ex gr. lepida</i> Heer	+		<i>Metasequoia</i> sp.	+	
<i>G. ex gr. concinna</i> Heer	+		<i>Parataxodium neosibiricum</i> Sveshn. et Budants.	+	
<i>G. ex gr. sibirica</i> Heer		+	<i>Cryptomeria cretacea</i> Samyl.		+
<i>Sphenobaiera cf. Pulchella</i> (Heer) Fl.	+		<i>Cunninghamia orientalis</i> (Philipp.) Samyl.		+
<i>Sph. cf. longifolia</i> (Pom.) Fl.	+		<i>Pagiophyllum cf. triangulare</i> Pryn.	+	
<i>Sph. flabelata</i> Vassil.	+		<i>Taiwania cretacea</i> Samyl.		+
<i>Sphenobaiera</i> sp.		+	<i>Tollia cf. cunninghamioides</i> Sveshn. et Budants.		+
<i>Phoenicopsis ex gr. angustifolia</i> Heer	+	+	<i>Tollia</i> sp.	+	
<i>Ph. steenstrupii</i> Sew.		+	<i>Libocedrus catenulata</i> (Bell) Krysht.		+
<i>Podozamites</i> sp.	+		<i>Thuja cretacea</i> (Heer) Newb.		+
<i>Araucarites microphylla</i> Sveshn.		+	<i>Thuja</i> sp.	+	
			<i>Elatocladus cheltovskii</i> Philipp.	+	

1	2	3
<i>E. aff. acifolia</i> Bell	+	
<i>E. communis</i> Philipp.		+
<i>Cinnamomoides levlevii</i> Samyl.	+	
<i>Cinnamomoides</i> sp.		+
<i>Cocculus</i> cf. <i>extinctus</i> Velen.		+
<i>Trochodendroides</i> cf. <i>microphylla</i> Philipp.	+	
<i>T. ex gr. arctica</i> (H e e r) Berry		+
<i>Menispermities</i> sp.	+	
<i>Dalbergites</i> sp.		+
<i>Cercidiphyllum minutum</i> Samyl.		+
<i>Ziziphoides</i> sp.	+	+
<i>Cissites</i> cf. <i>microphyllum</i> Budants.		+
<i>Macclintockia berinigiana</i> Herman (M. S.)		+
<i>Quereuxia angulata</i> (Newb.) Krysht.	+	+
<i>Dicotylophyllum asimmetricum</i> Samyl.		+
<i>Dicotylophyllum</i> sp.	+	+
<i>Lokyma onkilonica</i> (Krysht.) Samyl.		+
<i>Carpolites</i> sp.	+	+

писал: “Несмотря на огромное расстояние, отделяющее Скалистые горы от Восточной Сибири и Дальнего Востока СССР, в меловой фауне и флоре этих территорий намечается большое сходство, вызванное принадлежностью их к единому умеренно-теплолюбивому климатическому поясу мелового периода...” [6, стр.152].

Гребёнкинская стратофлора наиболее полно и выразительно представлена в отложениях кривореченской свиты в бассейнах рр. Гребёнки и Убиенки. Кривореченская свита содержит морские слои (по разрезу снизу вверх) с 1 - *Lopatinia kamtschatica* (Liw.), 2 - *Turrilites costatus* Lam., *Hypoturrilites gravesianus* (d, Orbigny), *Inoceramus dunveganensis aiensis Zonova*, 3 - I. ex gr. *nipponicus* Nagao et Mat., 4 - I. cf. *nipponicus* Nagao et Mat., I. ex gr. *korjakensis* Ter., I. cf. *gradilis* [32]. Перекрыта кривореченская свита морскими отложениями дуговской свиты с многочисленными *Inoceramus* spp., *Scaphites* spp. позднего турона [32]. Таким образом, возраст гребёнкинской стратофлоры в стратотипическом районе определяется верхней частью позднего альба - ранним туроном. С гребёнкинской стратофлорой параллелизуются тафофлоры из широко распространённых в Канаде и на Аляске континентальных отложений, содержащих слои с фауной *Inoceramus dunveganensis* McLearn [40, 47]. В Виллюйской впадине возрастными аналогами гребёнкинской стратофлоры, видимо, могут

быть тафофлоры верхней аграфеновской подсвиты и чиримыйской свиты [4, 14].

По схеме В.А.Самылиной, между арманской и гребёнкинской стратофлорами находится аркагалинская; возраст её определяется ранним сеноманом. Чаунский флористический комплекс [1], датировался В.А.Самылиной поздним альбом [27, 30], но в сукцессионном ряду среднемеловых флор (стратофлор) место его не было определено.

На Северо-Востоке Азии тафофлоры чаунского типа обнаружены только в вулканогенных образованиях северной части ОЧВП и Мангазейского вулканического поля на правобережье р. Бол. Анюй. Вне вулканических накоплений предположительно к чаунской флоре относятся растительные остатки “второй флористической зоны” меловых отложений Колвиллского прогиба на р. Чандлер [45, 47].

Тафофлоры аркагалинского типа известны на всём протяжении ОЧВП, и Аркагалинская впадина, где впервые была установлена и описана эта ископаемая флора, является единственным местом, расположенным вне вулканических полей. Примечательно, что в Зырянской впадине отложения буоркемюсской свиты несогласно перекрыты встречинской свитой [22], содержащей растительные остатки, которые могут быть сопоставлены с флорой либо аграфеновской, либо чиримыйской свиты Ленского бассейна, но никак не с аркагалинской.

По имеющимся в настоящее время данным, в ОЧВП ареал арманских тафофлор не распространяется севернее, а чаунских - южнее 64° с.ш. [2]. Стратиграфическое положение вулканических накоплений, содержащих аркагалинскую флору, твёрдо установлено: в северной части ОЧВП они всегда залегают выше толщ с чаунской, а в южной - с арманской флорами. Данные Ч.Смайли позволяют предполагать, что на р. Чандлер слои с остатками растений чаунского типа лежат ниже слоёв с остатками растений арманского типа (см. рис.4), но в интервале зоны *Inoceramus anglicus* [45, 47], так что значительного различия по возрасту между ними нет.

В Канаде, на Аляске и в Ленском бассейне тафофлоры арманского типа сменяются тафофлорами гребёнкинского (или близкого им типа), без каких-либо признаков появления растительных сообществ аркагалинского типа. И только в северной части Ульинского прогиба, по данным Е.Л.Лебедева [17], на одной стратотипической площади установлена последовательность арманская → аркагалинская → гребёнкинская флоры (см. рис.4). Факт чрезвычайно любопытный и важный, поскольку гребёнкинская флора в бассейне р. Анадырь датируется поздним альбом - ранним туроном, а возраст отложений с тафофлорами аркагалинского или очень близкого им типа, по палинологическим

данным [2, 3, 18], позднеуронский - раннесенонский.

### ЧАУНСКАЯ И АРКАГАЛИНСКАЯ ФЛОРЫ

Первые находки чаунской флоры с ктенисами и своеобразными сфеноптерисами, позже названными чауниями [31], относятся к 1955-56 гг. Первая публикация о таксономическом составе аркагаалинской флоры, значение которой сохраняется и в наши дни, вышла в 1962 г. [23].

В табл. 2 приведены видовые составы чаунской флоры только по коллекциям, которые изучались В.А.Самылиной либо при её участии, и аркагаалинских тафофлор - только из разрезов вулканических накоплений ОЧВП, которые рассматриваются в её монографии [30] и были пополнены более поздними сборами С.В.Щепетова [36, 37]. Таким образом, представленные списки видового состава характеризуют тафофлоры, происходящие из генетически однотипных геологических формаций, изучавшиеся одним и тем же специалистом.

Своеобразие чаунской флоры придают растения, не встречающиеся в других флорах Северо-Востока Азии - *Tchaunia tchaunensis* Samyl. et Philipp., *Tch. lobifolia* Philipp., *Kolymella raevskii* Samyl. et Philipp., *Cladophlebis grandis* Samyl., *Cl. tchaunensis* Samyl., *Cl. tchuktchorum* Philipp., новые виды *Ctenis*, *Elatocladus zheltovskii* Philipp., *Araucarites subacutensis* Philipp., *Trochodendroides microphylla* Philipp., и сочетание древних (*Cniopteris*, *Birisia*, *Arctopteris*, *Ctenis*, *Heilungia*, *Ginkgo*, *Phoenicopsis*, *Sphenobaiera*) и молодых (*Taxites*, *Sequoia*, *Metasequoia*, *Menispermities*, *Quereuxia angulata* (Newb.) Kryshht.) элементов [27]. Почти в каждом сколько-нибудь представительном местонахождении чаунской флоры встречаются *Tchaunia* и *Ctenis*. Такого обилия цикадофитов (*Ctenis* - несколько новых видов, *Heilungia*) нет ни в одной более древней меловой флоре Северо-Востока Азии. По относительному количеству цикадофитов чаунская флора напоминает пеженскую (поздняя юра, Олойская зона) и буор-кемюсскую (Омсукчан) палеофлоры. В.А.Самылина отмечает, что в Ленском бассейне *Ctenis* встречается чаще, чем в разновозрастных отложениях Северо-Востока Азии [27].

Самые древние представители рода *Tchaunia* известны из отложений ожогинской свиты Зырянской впадины [25] и огонер-юряхской свиты Ленского бассейна [5, 31]. Первоначально этот папоротник был описан Н.Д.Василевской под названием *Sphenopteris petiolipinnulata* Vassil. [5].

*Tchaunia* известна почти во всех тафофлорах арманского типа на территории ОЧВП [17, 25], а в чаунской флоре обычен папоротник *Birisia ochotica* Samyl. - характерный элемент арманской флоры. Но в арманской флоре отсутствуют *Ctenis* и *Heilungia*, а

в чаунской не известны *Nilssonia*, обычные в арманской. От богатой разнообразными покрытосеменными арманской флоры чаунская отличается крайней их бедностью. Только не известная в арманской флоре *Quereuxia angulata* (Newb.) Kryshht. в чаунской распространена достаточно широко. Среди покрытосеменных в чаунской флоре постоянно встречается *Cinnamomoides ievlevii* Samyl., установленный впервые в составе топтанской тафофлоры Омсукчанского района [26], и *Trochodendroides microphylla* Philipp. Остатки листьев *Trochodendroides* и *Quereuxia* в чаунской флоре обычно используются как аргумент ее позднемелового возраста. Но подобные мелколистные *Trochodendroides*, как уже отмечалось, известны в составе тафофлоры буор-кемюсского типа из хатырыкской свиты южнее устья р. Вилюй [13]. *Quereuxia angulata* установлена в верхней части нижнего мела Португалии [30]. В альбе на северо-западе провинции Хэйлунцзян обнаружена *Trapa? microphylla* Lesg. (*Quereuxia angulata* Kryshht.) [44].

Между арманской и чаунской флорами, при всем их различии, обнаруживается сходство в характере тафоценозов, наблюдаемое при сборе растительных остатков непосредственно в обнажениях. Как и в арманской флоре [25, 30], в чаунской тафоценозы мезофитного (*Tchaunia*, *Birisia*, *Coniopteris*, *Ctenis*, *Heilungia*) и кайнофитного (*Quereuxia*, *Metasequoia*) типов встречаются обычно обособлено. Следовательно обе флоры отражают период развития растительного мира, когда "мезофитные и кайнофитные типы растительных ценозов сосуществовали друг с другом, занимая, очевидно, (еще - В.Б.) разные экологические ниши" [30, стр.102].

Из табл. 2 видно, что между чаунской и аркагаалинской флорами устанавливаются явные признаки различия и преемственности. Аркагаалинская флора значительно беднее папоротниками и цикадофитами; в ней отсутствуют *Tchaunia*, *Birisia ochotica*, *Coniopteris bicrenata*, *Ctenis* и *Heilungia* - характерные представители мезофитных растений чаунской флоры. Только в бассейне р.Еропол известны тафоценозы аркагаалинского типа, названные Е.Л.Лебедевым оконайтским и еропольским комплексами [17, стр.68, 69], в которых установлена *Tchaunia* sp. Можно думать, что отмеченные тафоценозы представляют собой либо самые ранние проявления аркагаалинской флоры, либо растительные сообщества, промежуточные между чаунской и аркагаалинской флорами.

Гинкговые более разнообразны в чаунской флоре, чем в аркагаалинской. В обеих флорах широко представлен *Phoenicopsis* ex gr. *angustifolia* - наиболее распространенный вид мезофита в тафофлорах аркагаалинского типа ОЧВП. Среди хвойных в чаунской и аркагаалинской флорах господствуют

Таблица 3.

Соотношение глазных групп растительных остатков аркагаалинской флоры в Аркагаалинской впадине-1 и в ОЧВП-2 в сравнении с чаунской флорой

Растения	Аркагаалинская флора				Чаунская флора	
	1		2		кол-во	%
	кол-во	%	кол-во	%		
Папоротники	9	11,2	8	13,6	12	24
Цикадофиты	-	0	1	1,7	9	18
Гинговые и чекановские	12	15	5	8,5	8	16
Хвойные	43	53,8	34	57,6	15	30
Покрытосеменные (листья)	16	20	11	18,6	6	12
Всего	80	100	59	100	50	100

виды, характерные для позднего мела. Но количество и разнообразие состава хвойных резко возрастает в аркагаалинских тафофлорах.

Покрытосеменные в аркагаалинской флоре более разнообразны, чем в чаунской, но остатки их также крайне редки. Только *Quereuxia angulata* (Newb.) Krysh. образует значительные скопления.

Тафофлоры из угленосных отложений Аркагаалинской впадины отличаются от тафофлор аркагаалинского типа ОЧВП более богатым таксономическим составом, но принципиального различия между ними нет [30] (табл.3).

Замечательно, что увеличение видового разнообразия тафофлоры Аркагаалинской впадины происходит как среди растений кайнофита, так и реликтов мезофита. Из последних здесь часто встречаются *Czekanowskia* ex gr. *rigida* Neeg, *Phoenicopsis*, представленный несколькими видами (из них два новых), *Pseudotorellia*, *Leptostrobis* [30]. При этом совершенно отсутствуют цикадофиты. Разнообразие хвойных в аркагаалинской свите увеличивается, но доля их в тафофлорах ОЧВП выше, чем в Аркагаалинской впадине. Примерно в 1,5 раза возрастает и таксономическое разнообразие покрытосеменных, хотя относительная роль их возрастает незначительно (см. табл.3).

Аркагаалинская флора всегда была трудно объяснимым и уязвимым местом в концепции единого сукцессионного ряда среднемеловых стратофлор В.А.Самылиной, указывавшей, что в тафоценозах арманской флоры покрытосеменные встречаются в обилии (33%) и среди них обычны крупнолистные формы, тогда как в тафоценозах аркагаалинской

флоры их доля уменьшается до 21%, они мелколистные и встречаются редко, за исключением остатков *Quereuxia*; в аркагаалинской флоре исчезают платановые и *Menispermites* [30].

В северной части Ульинского прогиба Е.Л. Лебедев [17] и в Омсукчанском районе С.В. Щепетов [37] обнаружили тафофлоры, по стратиграфическому положению и таксономическому составу промежуточные между арманской и аркагаалинской флорами. Поэтому резкое сокращение количества покрытосеменных в аркагаалинской флоре представляло флуктуацию в сукцессионном ряду стратофлор, требовавшую специального объяснения. В качестве такового выдвигалось предположение о значительном похолодании климата, вызванном резким усилением вулканической деятельности [17, 25, 30]. Существование аркагаалинской стратофлоры считалось непродолжительным и ограничивалось ранним сеноманом [30]. Это совпадало с известными представлениями о глобальном похолодании, пик которого приходится на 100 млн лет [41, 42]. Однако с получением палинологических данных о том, что верхняя возрастная граница отложений, содержащих аркагаалинские тафофлоры, относится к раннему сенону [2, 3, 18], стало очевидным, что возрастной интервал существования аркагаалинской флоры значительно расширяется и омолаживается.

Наличие тафофлор промежуточного таксономического состава между чаунской и аркагаалинской флорами (бассейн р.Еропол) и между арманской и аркагаалинской флорами (Ульинский прогиб и Омсукчанский район) позволяет относить начало развития аркагаалинской флоры к сеноману, возможно, ко второй его половине. Поэтому возраст аркагаалинской флоры принимается как сеноман (скорее всего вторая половина) - ранний сенон (сантон). Несомненно, тафофлоры Аркагаалинской впадины являются не самыми ранними представителями этой флоры, начавшей формироваться на поздней стадии развития вулканического нагорья. Парадоксальность ситуации, связанной с наименованием рассматриваемой палеофлоры, очевидна. Но я полагаю, что давать ей иное название, как предлагает, в частности, Е.Л.Лебедев, не целесообразно.

#### ЛОКАЛЬНЫЕ ПАЛЕОФЛОРЫ - ПРОБЛЕМЫ И ВЫВОДЫ

I. В позднем альбе, когда буор-кемюсская флора (в широком понимании, включая и тафофлоры топтанской свиты Омсукчанского района [2]) сменялась арманской, на периферии Северо-Тихоокеанского рефугиума образовался местный ботанический ареал (чаунская флора), в котором шло интенсивное видообразование папоротников, цикадофитов и хвойных [27]. При необычно широком рас-



пространении *Ctenis* и *Heilungia*, небывалом на Северо-Востоке Азии, здесь отсутствуют *Nilssonia* и крайне редки *Podozamites*, столь характерные для арманской флоры.

Развитие чаунского ботанического ареала совпало с периодом глобального похолодания, максимум которого, как отмечалось ранее, приходится на 100 млн л [41, 42], и с крупными структурно-ландшафтными преобразованиями на Северо-Востоке Азии. Почему именно на севере рефугиума произошло столь неординарное явление, найти однозначный ответ пока нельзя. Возможно, этому благоприятствовала положительная температурная аномалия, вызванная влиянием теплых течений в восточной части Арктического бассейна, которые проникали из Приэкваториальной Праатлантики через моря Западного Внутреннего бассейна и Канадского Арктического архипелага. Тесное родство позднеальбской-сеноманской биоты Западного Внутреннего бассейна (моря Моури) и внешних геосинклинальных прогибов Анадырско-Корякской системы, установленное В.П.Похилайненом [20], свидетельствует о том, что в это время между ними существовала устойчивая связь через проливы, располагавшиеся на территории Северной Аляски. К выводу о влиянии тёплых течений, проходивших через Западный Внутренний бассейн из Атлантики, на климат Арктики в позднем мелу недавно пришли А.Б. Герман и Р.Спайсер.

II. Условия вулканического нагорья, в которых сформировалась чаунская флора, оказались благоприятными и для сменившей её аркагагинской флоры, которая распространилась на всю юго-западную часть ОЧР и на непосредственно прилегающие участки ВКР.

Аркагагинская флора филогенетически связана с чаунской. Следовательно, она не входит в состав сукцессионного ряда буор-кемюсская → арманская → гребёнкинская стратофлоры, прослеживающегося почти на всей территории Северо-Востока Азии, Аляски и Западной Канады. Две локальные палеофлоры - чаунская и аркагагинская - образуют самостоятельный, малый сукцессионный ряд, возникший и развивавшийся в азиатской части Северо-Тихоокеанского рефугиума в течение позднего альба - сантона (~ 20 млн л.).

III. Контраст между тафофлорами ОЧР (вулканического нагорья) и ПАР (прибрежных низменностей), относящимися к концу альба - первой половине позднего мела, разителен, что особенно наглядно обнаруживается по распространению реликтов мезофита и кайнотипных покрытосеменных. Так, если в тафофлорах ОЧР чекановские (прежде всего *Phoenicosis*) характерны до нижнего сенона включительно, то в ПАР единичные *Phoenicosis* об-

наружены только в нижней, верхнеальбской, части гребёнкинской тафофлоры [38]. В тафофлорах аркагагинского типа не известны *Nilssonia*, присутствующие как в гребёнкинской, так и в большинстве других флор первой половины позднего мела на территории Северо-Тихоокеанского рефугиума. Единственный проблематичный отпечаток *Ctenis* в пределах ПАР упоминается в составе тафофлоры поперечнинской свиты (нижний коньяк) на восточном склоне хр.Пекульней [33], близ вулканических полей ОЧВП. Обилие остатков и крупнолистность покрытосеменных - характерная особенность гребёнкинских тафофлор на всём возрастном диапазоне их распространения (поздний альб - ранний турон). В тафофлорах чаунского и аркагагинского типов ОЧР покрытосеменные, как уже отмечалось, весьма редки и мелколиственны, но при этом среди них обычен *Trochodendroides*, очень редкий в составе гребёнкинской тафофлоры.

IV. Помимо охарактеризованных чаунской и аркагагинской палеофлор, в ОЧВП, близ границы с Анадырско-Корякской геосинклинальной системой, известны тафоценозы крайне локального распространения. Их таксономический состав близок некоторым тафофлорам ПАР.

На р.Кананыге обнаружена чинганджинская тафофлора, сходная по составу с пенжинской флорой ПАР [37]. Она происходит из толщи, залегающей на одном стратиграфическом уровне с отложениями, содержащими тафофлору арманского типа. Выше тех и других лежат вулканические накопления с растительными остатками переходного арманско-аркагагинского типа [37]. В.А.Самылина, детально изучившая чинганджинскую флору [28], обращает внимание не только на сходство её с валижгенской (пенжинской по [10]) флорой ПАР, но и на явные признаки родства с арманской флорой. Более того, в чинганджинской флоре обнаружены плоды *Ievlevia dorofeevii* Samul., обычные в составе флоры топганской свиты, но не отмеченные ни в одном из местонахождений арманской флоры. Палеогеографический анализ показывает, что чинганджинская флора формировалась в изолированной межгорной вулканотектонической впадине рядом с прибрежно-морской равниной ПАР. По-видимому, чинганджинская тафофлора отвечает начальному этапу развития растительности (пенжинская-валижгенская тафофлора), которая только в туроне распространилась на территорию ПАР (см.рис.2).

На левобережье р.Энмываам, при впадении в нее р.Эмунэрэтеем, Е.Л.Лебедев собрал и описал усть-эмунэрэтский комплекс, в котором наблюдается сонахождение покрытосеменных, обычных для тафофлор ПАР, с *Phoenicopsis* и *Sphenobaiera*. По палинологическим данным (в печати: Белый и др., "Стратиграфия. Геологическая корреляция". 1997. N 5), возраст отложений, содержащих усть-эмунэ-

рэтскую тафофлору - туронский, а не кампанский, как считает Е.Л.Лебедев [17]. И в данном случае можно полагать, что во впадинах вулканического нагорья появились покрытосеменные, которые позже (в кампане) распространились и на сушу ПАР.

Крайне локальные (островные) фитоценозы, вероятно, не были чем-то необычным для ВЧР во второй половине среднего мела. Замечательный пример современных локальных ареалов ("остров") ксерофитно-средиземноморской флоры между колхидской влаголюбивой флорой, с одной стороны, и ксерофильной ирано-туронской - с другой, описан А.П.Хохряковым и М.Т.Мазуренко [35] в бассейне р.Чорох (юго-восточное Причерноморье). По площади этот ареал соизмерим с районом междуречья Пенжины - Анадыря, где Е.Л.Лебедев [17] обнаружил наибольшее количество тафоценозов смешанного типа.

У. Феномен локальных палеофлор имеет непосредственное отношение к проблеме флостратиграфических корреляций среднемиловых континентальных отложений Северо-Востока Азии.

Очевидно, что на современном уровне знаний расчленение континентального среднего и позднего мела Северо-Востока Азии по единой флостратиграфической схеме невозможно.

Разработка нового поколения флостратиграфических схем среднемиловых континентальных отложений Северо-Востока Азии может успешно развиваться только при широком применении палинологических исследований и должна проводиться с учётом особенностей развития, распространения и возрастных интервалов существования конкретных палеофлор в конкретных палеогеографических регионах.

Представляется, что фактор локальности палеофлор надо учитывать при определении флостратиграфического значения тафофлор ПАР, помещаемых [10] в интервал поздний турон-ранний кампан, поскольку они отражают лишь эпизоды заселения растительностью периодически возникавшей суши.

Выражаю признательность В.А.Самылиной за обсуждения моих сомнений в разработанной ею общей последовательности стратофлор Северо-Востока Азии. Благодарю В.Н.Кустову, В.В.Немцову, Л.И.Шматову, В.И.Рачинскую за помощь при подготовке материала к публикации.

Исследование было поддержано РФФИ - ИНТАС, грант N 95-0949.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Белый В.Ф. Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1977. 171 с.
- Белый В.Ф. Геология Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 76 с.
- Белый В.Ф., Самылина В.А. О заключительном этапе развития Охотско-Чукотского вулканогенного пояса по наблюдениям в бассейнах рек Армани, Олы и Малтана //Тихоокеан. геология. 1987. N 5. С.76-85.
- Буданцев Л.Ю. Позднемиловая флора Вилюйской впадины //Ботан.журн. 1968. Т.53. N1. С.3-16.
- Василевская Н.Д., Павлов В.В. Стратиграфия и флора меловых отложений Лено-Оленёкского района Ленского угленосного бассейна.Л.: Госнаучтехиздат, 1963. 96 с. (Тр.НИИГА, Т.128)
- Вахрамеев В.А. Меловые отложения предгорий Скалистых гор Канады (Альберта) и их сравнительная палеофлористическая характеристика //Проблемы геологии и полезных ископаемых на XXIV сессии МГК. М.,1974. С.152-163.
- Вахрамеев В.А. Развитие меловых флор северной части Тихоокеанского пояса // МГК. XXV сессия: Докл. сов. геологов. Палеонтология. Морская геология. М., 1976. С.128-137.
- Вахрамеев В.А. Развитие флор в средней части мелового периода и древние покрытосеменные //Палеонтол. журн. 1981. N2. С.3-14.
- Волобуева В.И., Терехова Г.П. Стратиграфия сенонских отложений хребта Рарыткин//Колыма. 1974. N2. С.43-45.
- Герман А.Б. Этапы и цикличность развития позднемиловой флоры Анадырско-Корякского субрегиона // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1993. Т.1. N1. С.87-96.
- Головнева Л.Б. Основные флористические комплексы рарыткинской свиты//Континентальный мел СССР: Тез. докл.... Владивосток, 1988. С.14-16.
- Головнева Л.Б. Флора на границе мела и палеогена Северо-Востока России//Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1994. N2. С.64-70.
- Киричкова А.И. Флостратиграфия и флора юрских и нижнемеловых отложений Ленского бассейна. Л.: Недра. 1985. 223 с.
- Киричкова А.И., Самылина В.А. Корреляция нижнемеловых отложений Ленского угленосного бассейна и Северо-Востока СССР //Сов.геология. 1978. N12. С.3-18.
- Красилова В.А. Раннемеловая флора Южного Приморья и её значение для стратиграфии. М.: Наука, 1967. 263 с.
- Лебедев Е.Л. Альбская флора и стратиграфия нижнего мела Западного Приохотья. 147 с. (Тр.ГИН АН СССР; М.: Наука 1974. Вып.254. )
- Лебедев Е.Л. Стратиграфия и возраст Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1987. 175 с.
- Маркевич В.С. О возрасте аркагалинской свиты //Вулканогенный мел Дальнего Востока. Владивосток, 1989. С.93-98.
- Паракецов К.В., Похиалайнен В.П., Терехова Г.П. Биостратиграфическое расчленение меловых отложений Анадырско-Корякского региона. //Основные проблемы биостратиграфии и палеогеографии Северо-Востока СССР. Ч.2. Мезозой. Магадан: ОНТИ СВКНИИ. 1974. С.196-227. (Тр.СВКНИИ, Вып.63. )
- Похиалайнен В.П. Альб-сеноманские моллюски моря Моури и его аналогов на севере Тихого океана//Тихоокеан. геология. 1985. N 2. С.15-22.

21. Похилайнен В.П. Мел Северо-Востока России. Магадан: СВНИЦ, 1994. 38 с.
22. Решения 2-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Северо-Востока СССР. Магадан, 1974-1975 гг. Магадан: ГКП СВТГУ. 1978. 192 с.
23. Самылина В.А. О меловой флоре Аркагалинского угленосного бассейна // Докл. АН СССР. 1962. Т.147, N 5. С.1157-1159.
24. Самылина В.А. Мезозойская флора левобережья р. Колымы. II. Гинкговые, хвойные. Общие главы // Тр. БИН АН СССР. Сер. VIII. Палеоботаника. 1967. Вып. 6. С.134-175.
25. Самылина В.А. Раннемеловые флоры Северо-Востока СССР (к проблеме становления флоры кайнофита) // XXVII Комаровские чтения. Л.: Наука, 1974. 56 с.
26. Самылина В.А. Меловая флора Омсукчана. Л.: Наука, 1976. 207 с.
27. Самылина В.А. Новый вид *Ctenis* и верхняя граница распространения этого рода на Северо-Востоке СССР // Палеонтол. журн. 1983. N3. С.97-102.
28. Самылина В.А. Корреляция континентальных меловых отложений Северо-Востока СССР // Сов. геология, 1986. N 6. С.43-53.
29. Самылина В.А. О меловой флоре с р. Кананыги (Северное Приохотье) // Стратиграфия и палеонтология палеозойских и мезозойских отложений Северо-Востока СССР. М.: Геолфонд РСФСР, 1984. С.178-190.
30. Самылина В.А. Аркагалинская стратофлора Северо-Востока Азии. Л.: Наука, 1988. 131 с.
31. Самылина В.А., Филиппова Г.Г. Новые меловые папоротники Северо-Востока СССР // Палеонтол. журн. 1970. N 2. С.90-97.
32. Терехова Г.П. О возрасте кривореченской свиты и гребенкинского флористического комплекса // Стратиграфия и палеонтология Северо-Востока СССР. Магадан, 1988. С.100-117.
33. Терехова Г.П., Филиппова Г.Г. О строении и возрасте поперечинской свиты (хребет Пекульней, Северо-Восток СССР) // Докл. АН СССР. 1983. Т.269, N4. С.911-914.
34. Харленд У.Б., Кокс А.В., Ллевеллин П.Г. и др. Шкала геологического времени. М.: Мир, 1985. 140 с.
35. Хохряков А.П., Мазуренко М.Т. Средиземноморская флора в бассейне р. Чорох // Природа. 1996. N 8. С.34-47.
36. Щепетов С.В. Среднемеловая флора чаунской серии (Центральная Чукотка). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1991. 141 с.
37. Щепетов С.В. Стратиграфия континентального мела Северо-Востока России. Магадан. СВКНИИ ДВО РАН, 1995. 123 с.
38. Щепетов С.В., Герман А.Б., Белая Б.В. Среднемеловая флора правобережья р. Анадырь. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР. 1992. 83 с.
39. Bell W.A. Lower Cretaceous floras of Western Canada // Nem. Geol. Surv. Canada. 1956. N 285. 331 p.
40. Bell W.A. Upper Cretaceous floras of the Dunvegan, Bad Heard and Milk river formations of Western Canada // Bull. Geol. Surv. Canada. 1963. N 94. 76 p.
41. Dorman F.H. Some Australian oxygen isotope temperatures and theory for a 30-million-years world-temperature cycle // Journ. Geol. 1968. V.76. N 3. P.297-313.
42. Emiliani C. Isotopic paleotemperatures // Science. 1966. V.154. P.851-857.
43. Kauffman E.Y. Geological and Biological overview: Western Interior Cretaceous Basin // The Mountain Geologist. 1977. V.14, Nos.3-4. P.75-99.
44. Ohana T., Kimura T. Late Mesozoic phytogeography in Eastern Eurasia, with special reference to the origin of angiosperms in time and site // Environmental and tectonic history of East and South Asia (IGCP 350). Kyungpook National Univ. Taegu, Korea. 1995. P.293-328.
45. Smiley Ch.J. Cretaceous floras of Chandler-Colville region, Alaska: stratigraphy and preliminary floristics // AAPG Bull. 1969a. V.53. N 3. P.482-502.
46. Smiley Ch.J. Floral zones and correlation of Cretaceous Kukpowruk and Corwin formations, northwestern Alaska // AAPG Bull. 1969b. V. 53. N 10. P.2079-2093.
47. Smiley Ch.J. Applicability of plant megafossil biostratigraphy to marine-non-marine correlations: an example from the Cretaceous of Northern Alaska. 24th IGG-Section 7, 1972. P.413-421.
48. Stott D.F. Lower Cretaceous Bullhead and Frot St. - John group between Smoky and Peace rivers, Rocky Mountain foothills, Alberta and British Columbia // Bull. Geol. Surv. Canada. 1968. N 152. 279 p.

Поступила в редакцию 24 декабря 1996 г.

V.F.Bely

### The North Pacific refugium, and the problems of paleofloristics of the Middle Cretaceous in northeastern Asia.

The global event of the change of Mesophytic floras by Cenophytic ones took place in a northeastern Asia in specific environment of the North Pacific refugium and sharp structural landscape transformations: young land formation, advent and development of new botanic regions. Paleogeographic factors together with new paleofloristic and palynological data are the basis for revision of the phytostatigraphic scheme of the continental Middle Cretaceous of northeastern Asia which was developed in the 70- 80s by V.A.Samylyna. We suggest to distinguish between the Middle Cretaceous floras of wide, superregional distribution ( Buor-Kemiuss, Arman, Grebenka) and local ones ( Chaun, Arkagaka) which formed in the north of the refugium on the environment of volcanic upland. The peculiarities of composition of Chaun paleoflora ( an abundance of new kinds of ferns, cycadophytes and conifers; an unusually wide distribution of *Ctenis* and *Heilungia* and their absence in the oberlying Arkagala taphoflora) can be explained by the formation of a thermal anomaly in the eastern portion of the Arctic. This anomaly was due to penetration of warm waters of the Preatlantic through the Western Inner basin of North America during the global Late Albian fall of temperature. The phenomenon of the local paleoflorae which occurred in the quickly changing paleogeographic environment must be taken into account for developing a new generation of the phytostatigraphic Middle Cretaceous schemes of northeastern Asia.

## ФЛОРА И КОРРЕЛЯЦИЯ СЛОЕВ С ОСТАТКАМИ ДИНОЗАВРОВ РОССИЙСКОГО ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

*В.С.Маркевич, Е.В.Бугдаева*

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

Из местонахождений с остатками динозавров (Кундур, Благовещенск, Беринговское, Каканаут и Синегорск) были изучены палинологические комплексы и обобщены ранее известные палеоботанические данные. Состав фитомакрофоссилий варьирует, что, по-видимому, связано с захоронением прибрежных локальных группировок растительности, в то время как состав палинофлоры отражает единство и общность поздне меловой восточноазиатской флоры. Хорошая сохранность и обилие палиноморф позволили скоррелировать костеносные слои Востока России, определить их возраст как среднемаастрихтский. Почти непрерывный разрез возле с.Кундур опробован нами на всем протяжении. Позднекампанские формы постепенно замещаются маастрихтскими, а затем датскими. Наиболее резкая смена во флоре происходит в среднем маастрихте, а не на рубеже эр. Среднемаастрихтскими являются и все вышеперечисленные местонахождения ископаемых рептилий. Пока мы не можем поддержать гипотезу о внесемной причине воздействия на земную биоту на границе мела и палеогена, ввиду того, что наблюдаем плавные изменения во флористическом составе, обусловленные биоценотическим кризисом.

### ВВЕДЕНИЕ

Стратиграфия континентальных отложений всегда представляла собой острую дискуссионную проблему ввиду несбивки с общей геохронологической шкалой, разработанной по морским животным. Как в свое время заметил еще академик В.В.Меннер, наиболее перспективный путь корреляции морских и неморских толщ - палинологический анализ [21]. Мы попытались, пользуясь данным методом, расчленить маастрихтские слои. Породы этого яруса выделялись на Востоке России либо нерасчлененными, либо расчленились до нижнего и верхнего подъярусов, тогда как последнее подразделение мелового периода представляет особенный интерес. Это время преддверия глобального кризиса, разразившегося на границе мезозоя и кайнозоя и оставившего следы во многих областях Земли. Некоторые маастрихтские отложения на Дальнем Востоке содержат остатки рептилий. Выяснение точного их возраста, характера среды обитания и изменения условий жизни может пролить свет на причины вымирания динозавров, доминировавших в течение мезозоя. Применение палинологического метода для решения данных проблем показало его высокую разрешаемую способность при детальном членении стратиграфических подразделений, не уступающую делению по аммонитам. Он дает порой более глубокие сведения о смене растительности, континентальных палеоэкосистемах, палеогеографии. Эволюционные изменения в маастрихтской палинофлоре позволяют выделить три этапа ее развития (по

всей вероятности, отражающие перестройки экосистем), которые четко улавливаются на территории Дальнего Востока. Слои с остатками рептилий на Востоке России известны в Приамурье, Корьякском нагорье и на Сахалине (рис.).

### ПРИАМУРЬЕ (БЛАГОВЕЩЕНСКОЕ И КУНДУРСКОЕ МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ)

Приамурье - район с самой богатой историей изучения ископаемых фауны и флоры, классические местонахождения которых изучались многими выдающимися учеными [5, 13, 15, 26, 27]. Первые сведения о находках динозавров в регионе появляются в 1902 году, после обнаружения А.Я.Гуровым обломков костей на правом берегу р.Амур в местонахождении Белые Кручи. Из этого обнажения был монографически описан А.Н.Рябининым утконосый динозавр *Mandshurosaurus amurensis* [27]. В дальнейшем ископаемые позвоночные изучались А.К.Рождественским [26], Л.А.Несовым [22, 23], Ю.Л.Болотским [2, 3, 4, 20]. Самая богатая коллекция собрана Ю.Л.Болотским из Благовещенского и одновозрастного с ним Кундурского местонахождений в Приамурье. В ней доминируют кости и зубы растительоядных гадрозавров - гадрозаврин *Mandshurosaurus cf. amurensis* Riab., ламбозаврин *Amurosaurus riabinini* Bolotsky et Kursanov. Также найдены зубы хищных динозавров, остатки крокодилов и черепах (табл. 1). Наиболее благоприятен для палеонтологического изучения разрез близ пос.Кундур. Он отличается большой протяженностью и относительной непрерывностью. Обилие и отличная сохран-

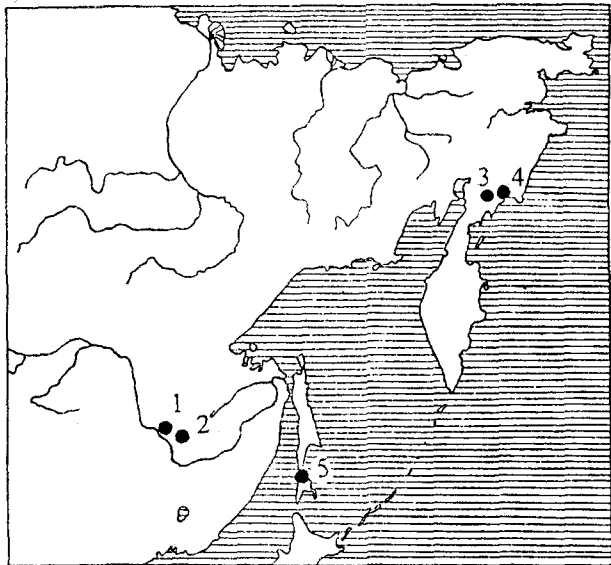


Рис. Обзорная карта местонахождений ископаемых рептилий

1 - Благовещенск; 2 - Кундур; 3 - Какангут; 4 - Беринговское; 5 - Синегорск.

ность палиноморф позволяют получить представление о последовательном развитии флор, характере их смен во время формирования слоев. Находки макрофлоры, а в нижней части и лимнофауны (конхостраки, остракоды) дополняют представление о палеообстановке бассейна седиментации. Палинологические данные, характеризующие непрерывную последовательность изменения палинофлоры, могут

быть эталонными не только для Приамурья, но и для всего Дальнего Востока. В палинокомплексе нижней части разреза Кундурского местонахождения доминируют теплолюбивые субтропические виды папоротникообразных, голосеменных (в основном близкие к ногоплодниковым, араукариевым, гинкговым, цикадофитовым), а также цветковых (табл. 2). Среди последних - многочисленные близкие к протейным, санталовым, лорантовым, буковым и растениям с неустановленным родством, продуцировавшим пыльцу типов "unica" и "oculata". По всей вероятности, это были леса, произраставшие в условиях теплого (субтропического) и влажного климата. Время - поздний кампан-ранний маастрихт [20]. В нижней части разреза встречены ископаемые растения *Asplenium* sp., *Ginkgoites* sp., *Taxodium olrikii* (Heer), *Pityostrobus* sp., *Trochodendroides* ex gr. *arctica* (Heer), "*Platanus*" *raynoldsii* Newb. Палинокомплекс из средней части разреза (в которой находятся костеносные слои) характеризуется увеличением участия листопадных теплоумеренных видов, близких к платановым, ильмовым, березовым. По-прежнему многочисленны близкие к таксодиевым, цикадофитовым и циатеевым. О начале ухудшения климата - некотором похолодании и сухости - свидетельствует появление гнетовых и гирмериелловых, а также резкое изменение в видовом составе цветковых с пыльцой "unica" и "oculata". Здесь не встречены многие из них, например, термофильные кампанские виды *Aquilapollenites striatus* Nort., *A. conatus* Nort., *A. amygdaloides* Sriv., *Parviprojectus dolium* Samoil., *Wodehouseia aspera* (Samoil.) Wiggins., *W. gra-*

Таблица 1

### Рептилии из маастрихта Востока России

(по Болотскому, 1990; Болотскому, Моисеенко, 1988; по Несову, Головневой, 1990)



ИСКОПАЕМЫЕ РЕПТИЛИИ	Приамурье		Магаданская область		Сахалин
	г. Благовещенск	пос. Кундур	р. Какангут	пос. Беринговский	г. Синегорск
superorder <i>Crocodylia</i>					
family <i>Dermatemydidae</i>					
<i>Mongolemys</i> cf. <i>planicostatus</i>					
family <i>Trionychidae</i>					
<i>Trionyx</i> sp.					
family <i>Tyrannosauridae</i>					
family <i>Ornithomimidae</i>					
family <i>Dromaeosauridae</i>					
family <i>Troodontidae</i>					
family <i>Titanosauridae</i>					
family <i>Hadrosauridae</i>					
subfamily <i>Hadrosauridae</i>					
subfamily <i>Lambeosaurinae</i>					
family <i>Nodosauridae</i>					
family <i>Elasmosauridae</i>					

Таблица 2

## Пыльца покрытосеменных из местонахождения Кундур

Таксоны	Система Ярус	Меловая		
		Верхний мел		
		Маастрихт		
		нижний	средний	верхний
<i>Aquilapollenites subtilis</i>		редкая	редкая	редкая
<i>Kuprianipollis elegans</i>		редкая	редкая	редкая
<i>K. santaloides</i>		редкая	редкая	редкая
<i>Fothergilla gracilis</i>		редкая	редкая	редкая
<i>Hamamelidaceae</i>		редкая	редкая	редкая
<i>Fagaceae</i>		редкая	редкая	редкая
<i>Yuglanspollenites</i>		редкая	редкая	редкая
<i>Cranwellia striata</i>		редкая	редкая	редкая
<i>C. aspera</i>		редкая	редкая	редкая
<i>C.sp.</i>		редкая	редкая	редкая
<i>Aquilapollenites conatus</i>		редкая	редкая	редкая
<i>Orbiculapollis globosus</i>		редкая	редкая	редкая
<i>O. lucidus</i>		редкая	редкая	редкая
<i>Proteacidites bellus</i>		редкая	редкая	редкая
<i>P. thalmanii</i>		редкая	редкая	редкая
<i>Wodehouseia aspera</i>		редкая	редкая	редкая
<i>Aquilapollenites insignis</i>		редкая	редкая	редкая
<i>A. trialatus</i>		редкая	редкая	редкая
<i>A. striatus</i>		редкая	редкая	редкая
<i>A. amygdaloides</i>		редкая	редкая	редкая
<i>Parviprojectus dolium</i>		редкая	редкая	редкая
<i>Mancicorpus anchoriforme</i>		редкая	редкая	редкая
<i>Wodehouseia gracile</i>		редкая	редкая	редкая
<i>Liliacidites variegatus</i>		редкая	редкая	редкая
<i>Fibulapollis mirificus</i>		редкая	редкая	редкая
<i>Aquilapollenites asper</i>		редкая	редкая	редкая
<i>A. quadrilobus</i>		редкая	редкая	редкая
<i>A. cruciformis</i>		редкая	редкая	редкая
<i>A. amurensis</i>		редкая	редкая	редкая
<i>Mancicorpus tenue</i>		редкая	редкая	редкая
<i>Wodehouseia spinata</i>		редкая	редкая	редкая
<i>Triatriopollenites radiatostratus</i>		редкая	редкая	редкая
<i>Tricolpites gracilis</i>		редкая	редкая	редкая
<i>Erdmanipollenites albertensis</i>		редкая	редкая	редкая
<i>Ulmipollenites krempii</i>		редкая	редкая	редкая
<i>U. tricostratus</i>		редкая	редкая	редкая
<i>U. planaeriformis</i>		редкая	редкая	редкая
<i>Triatriopollenites aroboratus</i>		редкая	редкая	редкая
<i>Tripoporollenites plectosus</i>		редкая	редкая	редкая
<i>Quercites sparsus</i>		редкая	редкая	редкая
<i>Myricapollenites imperfectus</i>		редкая	редкая	редкая
<i>Comptonia sibirica</i>		редкая	редкая	редкая
<i>Tricolpites aff. variegatus</i>		редкая	редкая	редкая
<i>T. discus</i>		редкая	редкая	редкая
<i>T. coryloides</i>		редкая	редкая	редкая

Условные обозначения к таблицам 2-4.

 - редкая ископаемая пыльца - обильная ископаемая пыльца.

cile (Samoil.) Pokr., *Mancicorpus solidum* N.Mtch. Доминируют *Aquilapollenites subtilis* N.Mtch., *A. insignis* N.Mtch., *A. cruciformis* N.Mtch., *A. quadrilobus* M. Mtch., *A. amurensis* Bratz., *Wodehouseia spinata* Stanl., т.е. типичные таксоны для маастрихтских палинофлор (табл.2). Сокращается разнообразие близких к протейным, санталовым, а среди голосеменных – теплолюбивых, близких к араукариевым, ногоплодниковым, цикадофитовым [20]. Возраст палинологического комплекса из слоев с динозаврами - средний маастрихт. В палинокомплексе верхней части разреза резко сокращается участие пыльцы "unica" (лишь два вида и редкие экземпляры) и других видов цветковых, характерных для палинофлор раннего и среднего маастрихта. Доминантами в нем становятся близкие к современным семействам: ужовниковым, таксодиевым, восковниковым, ильмовым, платановым, березовым, ореховым, букovým, а также растения с пыльцой *Orbiculapollis* (*O. globosus* (Chlon.)Chlon., *O. lucidus* (Chlon.)Chlon.) и др. Многочисленна и разнообразна пыльца трехбороздного и трехборозднопорового типов (*Triatriopollenites plicoides* Zakl., *T. confusus* Zakl., *Tripelopollenites plectosus* Zakl., *Tricolpites* aff. *variexinus*, *T. vulgaris* и др.). Все это свидетельствует о нарастающем изменении климатических условий в сторону похолодания и сухости. Подобное резкое изменение в таксономическом составе палинофлоры характерно для конца маастрихтской - начала датской эпох в различных районах Восточной Азии [5, 17, 32, 33]. Таким образом, в Приамурье прослежена последовательность в смене разнообразия палинофлор в течение маастрихта. В верхней части разреза были найдены макроостатки растений *Equisetum* cf. *arcticum* Heer, *Taxodium* sp., "*Cephalotaxopsis*" sp., *Czekanowskia* (?) sp.nov., *Nyssa* cf. *bureica* Krassil., *Diplophyllum amurense* Krassil., мелколистные *Trochodendroides* ex gr. *arctica* (Heer), "*Platanus*" *raynoldsii* Newb. Захоронение фитофоссилий насыщенное, хаотичное, какой-либо ориентации не улавливается. Доминируют хвойные - "*Cephalotaxopsis*" и *Taxodium*. Наличие здесь *Trochodendroides* ex gr. *arctica*, "*Platanus*" *raynoldsii*, *Nyssa* cf. *bureica*, *Diplophyllum amurense*, *Taxodium* говорит о сходстве с цагайской флорой, описанной А.Н.Криштофовичем и Т.Н. Байковской [15], а также В.А.Красиловым [13]. Но есть и отличия. Если в классических местонахождениях цагайна наблюдаются листовые кровли, образованные листьями покрытосеменных (в среднецагайской подсвите – *Diplophyllum amurense*, *Trochodendroides arctica*, *Viburniphyllum finale*, в верхнецагайской подсвите - *Tiliaephyllum tsagajanicum*, *Trochodendroides arctica* и "*Platanus*" *raynoldsii*), то здесь доминируют хвойные "*Cephaloptaxopsis*" и *Taxodium* без образования листовых кровель. Привлекает внима-

ние мелколистность *Trochodendroides* и "*Platanus*". Л.Б.Головнева [23] указывала на доминирование *Cephalotaxopsis*, *Sequoia* и мелколистных платановых и *Trochodendroides* в раннегорнореченской флоре Корякского нагорья. В позднегорнореченской флоре доминируют уже *Glyptostrobus*, *Celastrus*, *Macrovenulus* и крупнолистные платановые. Эти две флоры свидетельствуют о среднемаастрихтском возрасте. Л.Б.Головневой горнореченский комплекс параллелизуется с каканаутским, для которого характерно преобладание "*Cephalotaxopsis*", *Myrica*, *Celastrus*, мелколистных платанов и *Trochodendroides*, иногда *Encephalartopsis*. Можно предположить, что флористический комплекс из верхней части разреза близ с.Кундур, столь резко отличный от типичной цагайской флоры, можно сравнить с нижнегорнореченским и каканаутским Корякского нагорья. Возраст цагайской флоры был определен как датский, горнореченской и каканаутской – как средний маастрихт. Учитывая несомненную преемственность цагайской флоры нашему комплексу, можно предположить возраст последнего как поздний маастрихт. Принимая мелколистность платановых и троходендронидес как реакцию на похолодание, логично допустить, что похолодание в низких широтах наступило позже, чем на Корякском нагорье, и сходные обстановки в Амурском бассейне возникли не в среднем маастрихте, а в позднем.

#### МАГАДАНСКАЯ ОБЛАСТЬ (БЕРИНГОВСКОЕ И КАКАНАУТСКОЕ МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ)

В Магаданской области известно два местонахождения остатков рептилий [23]. Первое из них - пос. Беринговский (бухта Угольная, верхняя часть корякской свиты). Здесь обнаружены ходы ракообразных, зубы и кости различных рыб, зубы и позвонки длинношеих плезиозавров *Elasmosauridae* [24], а также обильные растительные остатки. Корякский флористический комплекс аналогичен раннерарыткинскому из средней подсвиты рарыткинской свиты, отличаясь только несколькими видами [7-9]. Для последнего характерны *Nyssa tschukotica* sp.nov., *Celastrus septentrionalis* (Krysht.) Golovn., *Talovia lanceolata* sp.nov., *Arthollia rarytkensis* Golovn., *Haemanthophyllum cordatum* Golovn., *Vitis rarytkensis* Krysht., *Quereuxia angulata* (Lesq.) Krysht. Как в раннерарыткинском, так и в позднеарыткинском подкомплексах доминируют *Corylus anadyrensis* Budants., *Trochodendroides arctica* (Heer) Berry, *Meta-sequoia disticha* (Heer) Miki, *Glyptostrobus nordenskioldii* (Heer) R.W.Brown, *Microconium beringianum* Golovn. [23]. Таксономический состав палинокомплекса из этих слоев очень беден, но сохранность палиноморф хорошая. Споры представлены близкими к циатеевым, глейхениевым, трилетными гладкими из

группы *Leiotriletes*. Среди голосеменных доминируют сосновые, гинкговые и цикадофиты с незначительным участием близких к гнетовым. Более разнообразны цветковые (табл. 3). Это, главным образом, близкие к платановым, буковым, вересковым, а также виды, родство которых с современными семействами не установлено: *Aquillapollenites trialatus* Rouse, *A. cruciformis* N.Mtch., *A. sp.*, *Parviprojectus dolium* Samoil., *Fibulapollis mirificus* Chlon. и др. Таксономический состав палинокомплекса сходен с комплексом средней подсвиты цагаанской свиты из Кундурского местонахождения динозавров среднемаастрихтского возраста. Сходство устанавливается по характерным видам рода *Aquillapollenites*, широко распространенным географически и ограниченными узким возрастным интервалом. Второе местонахождение рептилий расположено на Корякском нагорье, в бассейне Пекулейского озера, на левом берегу р. Каканавут (верхняя часть каканавутской свиты). Здесь найдены остатки хищных и растительноядных динозавров, а также тонкие полые кости, которые могут принадлежать птицам. Ориктоценоз сформирован в результате погребения селевым потоком или "плынуном" из смеси вулканического пепла и воды [23]. Каканавутский флористический комплекс сходен с горнореченским - общие доминирующие виды и относительная мелколистность. Хвойные представлены многочисленными "*Cephalotaxopsis*", а среди покрытосеменных преобладают *Myrica heterophylla* sp. nov., мелколистные *Trochodendroides*, *Celastrus* sp. и платаны (2-3 вида). Цикадофит *Encephalartopsis vassilevskajae* слагает монодоминантные "листовые кровли" [14]. Из хвойных реже встречаются - *Araucarites*, *Metasequoia*, *Glyptostrobus*, из покрытосеменных - *Corylus anadyrensis* Budants., мелколистные березовые. Редки находки *Pterospermites*, *Liriodaphnum*, *Cissites*, *Tiliaephyllum*, водного растения *Quereuxia angulata* (Lesq.) Krysht. В этом комплексе, по сравнению с горнореченским, в большем количестве встречены *Ginkgo* и *Nilssonia* [9]. В палинокомплексе из костеносных слоев Каканавутского местонахождения многочисленны близкие к циатеевым, ужовниковым, сосновым и ногоплодниковым, гинкговым и цикадофитовым, а также таксодиевым. Покрытосеменные представлены в основном пыльцой типа "unica", характерной для палинофлор среднего маастрихта, а также близких к платановым, буковым, лорантовым и санталовым. Многочисленны цисты динофлагеллят, акритарх и обрывки хитина. Палинокомплекс по таксономическому составу близок комплексу из слоев с остатками динозавров в бухте Угольная и в Приамурье. На наш взгляд, имеет смысл сравнить таксономический состав комплексов из костеносных слоев с комплексами из континентальных отложений нижней и сред-

ней подсвиты рарыттинской свиты хребта Рарыттин, содержащих обильные растительные остатки (образцы Л.Б. Головневой). Палинокомплекс из нижней части разреза рарыттинской свиты (граница с горнореченской) характеризуется значительным разнообразием и доминированием цветковых, главным образом, за счет видов с пыльцой "unica". Им сопутствуют теплолюбивые, близкие к санталовым, лорантовым, самшитовым, платановым, а также теплоумеренным широколиственным ильмовым. Среди голосеменных принимают участие сосновые и таксодиевые. Папоротникообразные малочисленны. По таксономическому составу этот комплекс близок палинокомплексам из кампанских-нижнемаастрихтских отложений Востока Азии [18-20, 32, 33] и его возраст, по всей вероятности - ранний маастрихт. Между барыковским (сантон-ранний кампан) и горнореченским (средний маастрихт) флористическими этапами переходный комплекс пока не известен [7, 23]. Таким образом, палинологические данные позволяют восполнить позднекампан-раннемаастрихтский пробел. Флористический комплекс из верхней части нижней подсвиты рарыттинской свиты соответствует горнореченскому этапу Анадырско-Корякского субрегиона [7, 8]. Для него характерно преобладание покрытосеменных (роды *Peculnea*, *Trochodendroides*, *Celastrinites*, *Renea*, *Dyrana*, *Platanus*, *Viburnum*, *Quereuxia*, *Palaeotrappa*, *Corylus*). Хвойные немногочисленны и представлены *Sequoia minuta*, *Cryptomerites*, *Taxites* с примесью более молодых *Metasequoia*, *Glyptostrobus*. Довольно значительно участие *Ginkgo* и *Nilssonia*, которые могли образовывать монодоминантные сообщества. Папоротники представлены единичными *Osmunda* [8]. Возраст флористического комплекса - средний маастрихт. В палинокомплексе из нижней части средней подсвиты рарыттинской свиты доминируют цветковые. Они представлены, главным образом, пыльцой типа "unica" и "oculata": *Aquillapollenites asper*, *A. reductus*, *A. amygdaloides*, *A. insignis*, *A. cruciformis*. Им сопутствуют разнообразные близкие к санталовым и лорантовым, а также самшитовым, мениспермовым, вересковым, платановым и буковым. Среди папоротникообразных многочисленны близкие к циатеевым, диксониевым, схизеевым, ужовниковым и др. Возраст палинокомплекса устанавливается как среднемаастрихтский по сходству таксономического состава с одновозрастными Востока России. В рарыттинской флоре многочисленны хвойные и покрытосеменные. Доминируют *Corylus*, несколько видов *Trochodendroides*, *Metasequoia*, *Glyptostrobus* и *Microconium*. Характерно участие *Taxodium* sp., *Platanus raynoldsii* Newb., *Quercus groenlandica* Heer, *Arthollia* sp., *Rarytkinia* sp., *Celastrinites* sp., *Nyssa* sp., *Platimelis* sp., *Viburnum* sp., *Vitis* sp., *Quereuxia* sp.,



Таблица 3

## Пыльца покрытосеменных из местонахождений Беринговский и Каканаут

Таксоны	Система Ярус	Меловая		
		Верхний мел		
		Маастрихт		
		нижний	средний	верхний
<i>Aquilapollenites subtilis</i>				
<i>Kuprianipollis elegans</i>				
<i>K. santaloides</i>				
<i>Fothergilla gracilis</i>				
Hamamelidaceae				
Fagaceae				
<i>Yuglanspollenites</i>				
<i>Cranwellia striata</i>				
<i>C. aspera</i>				
<i>C. sp.</i>				
<i>Aquilapollenites conatus</i>				
<i>Orbiculapollis globosus</i>				
<i>O. lucidus</i>				
<i>Proteacidites bellus</i>				
<i>P. thalmanii</i>				
<i>Wodehouseia aspera</i>				
<i>Aquilapollenites insignis</i>				
<i>A. trialatus</i>				
<i>A. striatus</i>				
<i>A. amygdaloides</i>				
<i>Parviprojectus dolium</i>				
<i>Mancicorpus anchoriforme</i>				
<i>Wodehouseia gracile</i>				
<i>Liliacidites variegatus</i>				
<i>Fibulapollis mirificus</i>				
<i>Aquilapollenites asper</i>				
<i>A. quadrilobus</i>				
<i>A. cruciformis</i>				
<i>A. amurensis</i>				
<i>Mancicorpus tenue</i>				
<i>Wodehouseia spinata</i>				
<i>Triatriopollenites radiatostratus</i>				
<i>Tricolpites gracilis</i>				
<i>Erdmanipollenites albertensis</i>				
<i>Ulmipollenites krempii</i>				
<i>U. tricostatus</i>				
<i>U. planaeriformis</i>				
<i>Triatriopollenites aroboratus</i>				
<i>Tripoporipollenites plectosus</i>				
<i>Quercites sparsus</i>				
<i>Myricapollenites imperfectus</i>				
<i>Comptonia sibirica</i>				
<i>Tricolpites aff. variegatus</i>				
<i>T. discus</i>				
<i>T. coryloides</i>				

*Naemantophyllum* sp. Редки остатки *Ginkgo* sp., а цикадофиты отсутствуют. Папоротники представлены *Onoclea* sp. и *Coniopteris* sp. [8]. В палинокомплексе из верхней части рарыткинской свиты резко изменяется таксономический состав. Обильней и разнообразней становятся цветковые и папоротникообразные. Доминируют, главным образом, бобовидные монолетные споры близких к узовниковым, а также гладкие трилетные группы *Leiotriletes* spp. Среди голосеменных многочисленна пыльца близких к цикадофитам, гинкговым и таксодиевым. Цветковые представлены в основном видами, близкими к современным семействам: березовым, ореховым, буковым, верескам. Резко сокращается разнообразие и количество пыльцы типа "unica" и "oculata". Таксономический состав комплекса отражает переходный этап в меловой палинофлоре от позднего маастрихта к раннему данию Востока России.

### ЮЖНЫЙ САХАЛИН

На Южном Сахалине, в районе г.Синегорска был найден неполный скелет шлемоголового утконосого динозавра *Nipponosaurus sachalinensis* Nagaо [35] в мелководных морских отложениях группы Рюгазе. По современным данным, эта находка приурочена к пачке IV-V нижней подсвиты красноярковской свиты [23]. Палинологический комплекс изучен нами из толщи, одновозрастной с костеносными слоями карьера Каваками бывшей шахтной компании Мицубиси. Палинокомплекс из нижней части нижней подсвиты красноярковской свиты (пачки I-П), содержащей разнообразную и обильную фауну аммонитов, иноцерамов, пеллеципод, гастропод и морских ежей изучен в бассейне рек Найба -обнажение 0111/60 и Красноярка-обнажение 66, 67 [1, 6, 10, 11, 18, 18, 19, 25]. В нем доминируют споры папоротникообразных, главным образом узовниковых, которым сопутствуют близкие к схизеевым и глейхениевым. Среди голосеменных многочисленны близкие к сосновым. Разнообразие и количественное участие цветковых велико. Преобладает пыльца типов "unica" и "oculata", в основном за счет типичных представителей позднекампанской и раннемаастрихтской палинофлор: *Aquilapollenites striatus* Nort., *A.reductus* Nort., *A.amygdaloides* Sriv., *A.insignis* N.Mtch., *Wodehouseia aspera* (Samoil.) Wiggins, *W.spinata* Stanl. и др. Также встречается пыльца близких к современным семействам: ильмовым, ореховым, буковым, самшитовым, протейным, санталовым, лорантовым. Возраст палинокомплекса устанавливается как поздний кампан-ранний маастрихт. Следующий палинокомплекс характеризует отложения красноярковской свиты (бассейн р.Красноярка, обнажение 62, пачка IV, обнажение 59, пачка V), содержащие разнообразную фауну иноцерамов, аммо-

нитов, брахиопод. В нем многочисленны среди папоротникообразных гладкие трилетные споры *Leiotriletes* spp., (до 16%), а среди голосеменных - сосновые. В таксономическом составе цветковых, составляющих в среднем около 25-30%, сокращается участие типичных маастрихтских таксонов с пылью типов "unica" и "oculata" (табл. 4). На наш взгляд, этот комплекс соответствует палинокомплексам из среднего маастрихта Востока Азии, но некоторые отличия, по всей вероятности, отражают палеобстановку - влияние моря. В палинокомплексе из верхней части нижней подсвиты красноярковской свиты сокращается участие спор, близких к схизеевым и глейхениевым. Разнообразие пыльцы цветковых возрастает главным образом за счет растений, родство которых с современными семействами не установлено, но их таксономический состав резко изменился. Сокращается участие видов, типичных для кампан-нижнего маастрихта. Обычны *Aquilapollenites aspera* N.Mtch., *A.subtilis* N.Mtch., *A.conatus* Nort., *A.quadrilobus* Rouse, *A.cruciferus* N.Mtch. Разнообразнее становится пыльца цветковых, близких к современным, особенно среди протейных, лорантовых, березовых и др. Палинокомплекс из алевролитов верхней части верхней подсвиты красноярковской свиты изучен в обнажении 58 кл. Разведочный, бассейн р.Красноярка. В нем доминируют цветковые с пылью поратного типа, близкие к березовым, ильмовым, ореховым, вересковым, т.е., широколиственные теплоумеренные виды семейств, близких к современным. Сокращается участие типичных для раннего-среднего маастрихта видов растений, продуцировавших пыльцу типов "unica" и "oculata". Они представлены *Orbiculapollis lucidius* (Chlon.) Chlon., *O.globosus* (Chlon.) Chlon., *Aquilapollenites aspera* N.Mtch., *Pentapollenites normales* Takah., *Mancicorpus tenue* N.Mtch., *Wodehouseia aspera* (Samoil.)Wiggins, *W.spinata* Stanl. Велико разнообразие типичных для позднего маастрихта – раннего дания – *Triatriopollenites aroboratus* Pfl., *T.plicoides* Zakl., *T.sp.*, *T.confusus* Zakl., *Anacolosidites insignis* Samoil. Нами предполагается среднемаастрихтский возраст толщи, где был найден скелет динозавра, хотя и существуют другие точки зрения. М.Мацукава и И.Обата [34], опираясь на исследования Т.Мацумото, считают возраст костеносных слоев позднеантон-раннекампанским. В доказательство этому, они приводят положение горизонта с *Nipponosaurus*, находящегося в 1500м ниже базальных палеогеновых слоев, а также то, что, по их мнению, он находится ниже зоны *Inoceramus orientalis* (в настоящее время включен в род *Pennatoceramus*). Добавим к этому, что в пачке IV выделяется рена *Inoceramus shikotanensis*, имеющий развитие на Курильских островах и Японии, в пачке V- рена

Таблица 4

## Пыльца покрытосеменных из слоев с остатками динозавров на Сахалине

Таксоны	Система Ярус	Меловая		
		Верхний мел		
		Маастрихт		
		нижний	средний	верхний
<i>Aquilapollenites subtilis</i>		■	■	■
<i>Kuprianipollis elegans</i>		■	■	■
<i>K. santaloides</i>		■	■	■
<i>Fothergilla gracilis</i>		■	■	■
<i>Hamamelidaceae</i>		■	■	■
<i>Fagaceae</i>		■	■	■
<i>Yuglanspollenites</i>		■	■	■
<i>Cranwellia striata</i>		■	■	■
<i>C. aspera</i>		■	■	■
<i>C. sp.</i>		■	■	■
<i>Aquilapollenites conatus</i>		■	■	■
<i>Orbiculapollis globosus</i>		■	■	■
<i>O. lucidus</i>		■	■	■
<i>Proteacidites bellus</i>		■	■	■
<i>P. thalmanii</i>		■	■	■
<i>Wodehouseia aspera</i>		■	■	■
<i>Aquilapollenites insignis</i>		■	■	■
<i>A. trialatus</i>		■	■	■
<i>A. striatus</i>		■	■	■
<i>A. amygdaloides</i>		■	■	■
<i>Parviprojectus dolium</i>		■	■	■
<i>Mancicorpus anchoriforme</i>		■	■	■
<i>Wodehouseia gracile</i>		■	■	■
<i>Liliacidites variegatus</i>		■	■	■
<i>Fibulapollis mirificus</i>		■	■	■
<i>Aquilapollenites asper</i>		■	■	■
<i>A. quadrilobus</i>		■	■	■
<i>A. cruciformis</i>		■	■	■
<i>A. amurensis</i>		■	■	■
<i>Mancicorpus tenue</i>		■	■	■
<i>Wodehouseia spinata</i>		■	■	■
<i>Triatriopollenites radiatostratus</i>		■	■	■
<i>Tricolpites gracilis</i>		■	■	■
<i>Erdmanipollenites albertensis</i>		■	■	■
<i>Ulmipollenites krempii</i>		■	■	■
<i>U. tricostatus</i>		■	■	■
<i>U. planaeriformis</i>		■	■	■
<i>Triatriopollenites aroboratus</i>		■	■	■
<i>Triporopollenites plectosus</i>		■	■	■
<i>Quercites sparsus</i>		■	■	■
<i>Myricapollenites imperfectus</i>		■	■	■
<i>Comptonia sibirica</i>		■	■	■
<i>Tricolpites aff. variegatus</i>		■	■	■
<i>T. discus</i>		■	■	■
<i>T. coryloides</i>		■	■	■

*I. kusiroensis*, выделяемая помимо Сахалина на Корьякском нагорье, Курильских островах и Японии. Эти виды-индексы определяют маастрихтский возраст рены. Повсеместно в пачках IV и V встречается аммонит *Pachydiscus subcompressus*. Характерным для этой зоны является *Gaudriceras hamanakense*, встречающийся в маастрихте Японии и Сахалина. Помимо вышеперечисленных остатков иноцерамов и аммонитов, в пачке IV-V найдены обильные остатки других двустворчатых моллюсков и фораминифер. Для этих пачек также выделены зоны *Neilo cuneistriata*, *Pleurogrammotodon splendens* и *Haplostiche naibica*, *Spiroplectammina grzybowskii*, являющиеся маастрихтскими индекс-видами [11, 10, 25].

### ВЫВОДЫ

При сопоставлении таксономического состава палинокомплексов из маастрихтских отложений, содержащих остатки динозавров в Приамурье, Корьякском нагорье и Южном Сахалине, устанавливается их близкое сходство и есть основание считать их разновозрастными (табл. 2,3,4). Таким образом, возраст нижней части Кундурского разреза, верхней части корьякской, нижней части рарыткинской, нижней части красноярковской свит - ранний маастрихт. Палинокомплексы из вышеперечисленных подразделений содержат более 50% общих таксонов. Сравнение таксономического состава палинокомплексов из средней части Кундурского разреза (слои с остатками рептилий) с комплексами из верхней части каканаутской (захоронения динозавров, птиц, макрофлоры), нижней части средней подсвиты рарыткинской, верхней части нижней подсвиты красноярковской (где был найден скелет ламбеозаврина) свит позволяет предположить их среднемаастрихтский возраст. Также по сходству таксономического состава устанавливается близкое сходство палинокомплексов верхней части Кундурского разреза, верхней части рарыткинской и верхней подсвиты красноярковской свит. Возраст палинокомплексов - поздний маастрихт-ранний даний. Вызывает удивление тот факт, что все известные на Востоке России местонахождения динозавров имеют маастрихтский, причем среднемаастрихтский возраст, несмотря на различную фациальную приуроченность: приамурские тафоценозы образовались в условиях обширной речной долины в результате захоронения селевыми потоками с древнего пра-Хингана, каканаутские - в долине среди вулканов, занесенные "пльвуном", в то время как южносахалинский ламбеозаврин захоронен на морском мелководье близ побережья. Также в морских отложениях корьякской свиты найдены зубы и позвонки длинношеих плезиозавров *Elasmosauridae* [23]. Л.А. Несовым высказы-

валось предположение об интразональности гадрозавров [23], М.Мацукавой и И.Обатой [34] указывалось распределение этой группы животных на Азиатском континенте по формациям различного генезиса (озерного, речного, эолового и морского), но несмотря на такую их приспособленность к различным температурным условиям и обстановкам, начиная с позднего маастрихта на территории Дальнего Востока динозавры в ориктоценозах отсутствуют. В.А.Красиловым высказывалось мнение о приуроченности динозавров нелесным биотопам и о вымирании их в результате экосистемных перестроек [12, 30], как высших звеньев сукцессии. По нашим данным в среднемаастрихтское время предполагается существование обширных саванноподобных ландшафтов с оазисной растительностью вдоль озер и рек. Биомасса динозавров по подсчетам П.Белэнды и Д.А.Рассела [29], работавших на канадских гипоавтохтонных захоронениях, составляла 2 тонны на гектар. Обеспечение такого количества растительной рептилий кормовой базой требует достаточно пышной и обильной растительности, вероятно, хорошо возобновляемой. Нарастающее облесение биотопов, фиксируемое, по нашим данным, с позднего маастрихта, вероятно, вело к исчезновению динозавров, так как новая растительность не могла обеспечить существование популяции таких крупных животных. Вывод, к которому мы приходим на основании изучения ископаемой флоры, идет вразрез с популярной гипотезой Альваресов [28] и их последователей о внезапном вымирании динозавров после падения астероида. К сожалению, на вышеуказанных разрезах не было проведено работ по выявлению иридиевой аномалии, но, как нам кажется, тщательное прослеживание по разрезу изменений в фитоориктоценозах позволяет, наряду с данными седиментологии и палеогеографии, реконструировать обстановки палеосреды и сделать заключение о причинах вымирания динозавров. Кстати, в приамурских тафоценозах указывается наличие черепах *Trionyx* (табл.1). Этот же род существует и ныне в Северной Америке, Азии и Африке [16]. Данная рептилия перешагнула мел-палеогеновый рубеж, вероятно, потому, что не была тесно связана с наземными биотопами и экосистемами. Можно предположить, что по этой же причине выжили до современных дней крокодилы, также обитавшие в приамурских долинах. Сухопутные динозавры, как тесно связанные с наземной растительностью, вымерли в результате коренной перестройки континентальных экосистем. Напомним, что хотя гадрозавры обитали в воде [36], питались они побегами, шишками и листьями хвойных, произраставших по берегу водоема [31].

## БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны Ю.Л.Болотскому за предоставление данных по ископаемым рептилиям Амурской области и за плодотворные дискуссии по стратиграфии верхнемеловых толщ региона, тафономии и биологии динозавров; Т.Кезиной за помощь в полевых работах и палеоботанический материал из приамурских разрезов; Л.А.Несову и Л.Б.Головневой за палинологические образцы из корякских местонахождений динозавров и обсуждение результатов. Мы также благодарны академику РАН, директору АмурКНИИ ДВО РАН В.Г.Моисеенко за помощь в организации полевых работ. Авторы искренне признательны проф.В.А.Красилову за советы и консультации. Исследования были поддержаны грантом по биоразнообразию Международного научного фонда Джорджа Сороса.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Битюцкая П.И., Брызгалова Е.Г., Вербицкая З.И., Будрин В.С., Маркевич В.С. Значение палеонтологического метода для расчленения меловых отложений северо-западной части Тихоокеанской биостратиграфической области // Палинологический метод в стратиграфии. Л., 1973. С.73-121. (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер.; Т.195).
2. Болотский Ю.Л. Благовещенское местонахождение меловых динозавров // Континентальный мел СССР. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С.109-113.
3. Болотский Ю.Л., Курзанов С.М. Гадрозавры Приамурья // Геология Тихоокеанского обрамления. Часть 3. Благовещенск: АмурКНИИ ДВО РАН АН СССР, 1988. С.94-107.
4. Болотский Ю.Л., Моисеенко В.Г. О динозаврах Приамурья. Благовещенск: Амурская правда, 1988. 34 с.
5. Братцева Г.М. Пыльца и споры маастрихтских отложений Дальнего Востока. М.: Наука, 1965. 40 с.
6. Будрин В.С., Громова Н.С. О возрасте пограничных отложений мела и палеогена на Сахалине // Палинологический метод в стратиграфии. Л., 1973. Труды ВСЕГЕИ, том 195. С.135-144.
7. Герман А.Б. Этапность и цикличность развития позднемеловой флоры Анадырско-Корякского субрегиона // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1993. Т.1. N1. С.87-96.
8. Головнева Л.Б. Флора на границе мела и палеогена Северо-Востока России // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1994. Т.2. N2. С.64-70.
9. Головнева Л.Б., Герман А.Б. Новые данные о составе и возрасте флоры корякской свиты (Корякское нагорье, Северо-Восток России) // Ботанический журнал. 1992. Т.77. N7. С.60-71.
10. Зонова Т.Д., Туренко Т.В. Новые материалы к унифицированной схеме мела Сахалина // Биостратиграфия мезозоя Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1986. С.159-171.
11. Калишевич Т.Г., Заклинская Е.Д., Серова М.Я. Развитие органического мира Тихоокеанского пояса на рубеже мезозоя и кайнозоя. М.:Наука, 1981. 163 с.
- 12.Красилов В.А. Меловой период. Эволюция земной коры и биосферы.М.:Наука, 1985. 239 с.
- 13.Красилов В.А. Цагайская флора Приамурья. М.: Наука, 1976. 92 с.
- 14.Красилов В.А., Головнева Л.Б., Несов Л.А. Цикадофит из местонахождения поздне меловых динозавров в Северной Корякии // Континентальный мел СССР. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С.213-215.
- 15.Криштофович А.Н., Байковская Т.Н. Верхнемеловая цагайская флора из Амурского края // А.Н.Криштофович. Избранные труды. Часть 3. М.-Л.: АН СССР. 1966. С.184-320.
- 16.Кэррол Р. Палеонтология и эволюция позвоночных: В 3-х т. Т. 2. М: Мир, 1993. 280 с.
- 17.Мамонтова И.Б. Палинофлора переходных слоев верхнего мела и палеогена Амуро-Зейской депрессии // Палеоботаника на Дальнем Востоке. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977. С.32-37.
- 18.Маркевич В.С. Палиностратиграфия меловых отложений Северо-Востока СССР // Континентальный мел СССР. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С.132-143.
- 19.Маркевич В.С. Меловая палинофлора севера Востока Азии. Владивосток: Дальнаука. 1995. 200с.
- 20.Маркевич В.С., Болотский Ю.Л., Бугдаева Е.В. Кундурское местонахождение динозавров в Приамурье // Тихоокеан. геология. 1994. N6. С.96-107.
- 21.Меннер В.В. Биостратиграфические основы сопоставления морских, лагунных и континентальных свит. М.: АН СССР, 1962. 375с.
- 22.Несов Л.А. О черепахах семейства Dermatemyidae из мела бассейна реки Амур // Герпетофауна Дальнего Востока и Сибири. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1978. С.21-22.
- 23.Несов Л.А., Головнева Л.Б. История развития флоры, фауны позвоночных и климата в позднем сеноне на северо-востоке Корякского нагорья // Континентальный мел СССР. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С.191-212.
- 24.Несов Л.А., Иванов А.О., Хозацкий Л.И. О находках остатков ихтиозавров СССР и проблеме смены фаун в середине мела // Вестник ЛГУ. Биология. 1988. Вып.1, N 7. С.15-25.
- 25.Опорный разрез меловых отложений Сахалина (Найбинский разрез). Л.: Наука, 1987. 194 с.
- 26.Рождественский А.К. О местонахождении верхнемеловых динозавров на р.Амур // Vertebrata Palasiatica. 1957. V.1. N2. P.129-149.
- 27.Рябинин А.Н. *Mandschurosaurus amurensis* nov.gen. et nov.sp., верхнемеловой динозавр с р.Амур // Русское палеонтологическое общество. Монография II. Л., 1930. 36 с.
- 28.Alvarez L.W., Alvarez W., Asaro F. et al. Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extinction // Science. 1980. Vol.208. P.1095-1108.
- 29.Beland P., Russel D.A. Paleocology of dinosaur provincial park (Cretaceous), Alberta, interpreted from the distribution of articulated vertebrate remains // Canad. J. Earth Sci. 1978. Vol.15. P.1012-1024.
- 30.Krassilov V.A. Changes of Mesozoic vegetation and the

- extinction of dinosaurs // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1981.N 34. P.207-224.
- 31.Krausel R. Die Nahrung von *Trachodon* // *Palaontolog. Zeitschr.* 1922. Bd.4. S.80.
- 32.Markevitch V.S. Cretaceous biostratigraphy of Russian Far East // *The Cretaceous system in East and South Asia.* Fukuoka: Kyushu University, 1994a. P.15-19.
- 33.Markevitch V.S. Palynological zonation of the continental Cretaceous and Lower Tertiary of eastern Russia // *Cretaceous Research.* 1994b. N 15. P.165-177.
- 34.Matsukawa M., Obata I. Dinosaurs and sedimentary environments in the Japanese Cretaceous: a contribution to dinosaur facies in Asia based on molluscan palaeontology and stratigraphy // *Cretaceous Research.* 1994. N15. P.101-125.
- 35.Nagao T. *Nipponosaurus sachalinensis* a new genus and species of trachodont dinosaur from Japanese Saghalien // *Journal of the Faculty of Science, Hokkaido University.* 1936. N4. P.187-220.
- 36.Ostrom J.H. A reconsideration of the paleoecology of hadrosaurian dinosaurs // *Amer.J.Sci.* 1964. V.262. P.975-997.

*Поступила в редакцию 9 июня 1997 г.*

***V.S.Markevich, Ye.V.Bugdayeva***

### **Flora and correlation of layers with dinosaur fossil remains in Russia's Far East**

The deposits with dinosaur fossil remains (Kundur, Blagoveshchensk, Beringovskoye, Kakanaut and Sinegorsk) were studied for palynological complexes, and previously known paleobotanical data were summarized. The phytomacrocossils composition varies, which is possibly connected with burial of coastal local vegetation groups, while the palynoflora composition reflects the unity and common character of Late Cretaceous East Asian flora. Good preservation and abundance of palynomorphs allowed correlation of bone-bearing layers of Russia's East and estimation of their age as Middle Maestrichtian. A nearly continuous section along Kundur was examined for its whole length. Late Campanian forms are gradually replaced by Maestrichtian, and then by Danian ones. A particularly pronounced flora alteration is observed in the Middle Maestrichtian, and not at the junction of the eras. All the above deposits of fossil reptiles are also Middle Maestrichtian. Yet we cannot support the hypothesis of a non-terrestrial reason for the impact produced on the Earth's biota at the junction of the Cretaceous and Paleogene, owing to the fact that we observe smooth changes in flora composition caused by the biocoenotic crisis.

## К ВОПРОСУ О ЮРСКО-МЕЛОВОЙ ГРАНИЦЕ НА СИХОТЭ-АЛИНЕ

В.П. Коновалов, И.В. Коновалова

Приморская поисково-съёмочная экспедиция, г. Владивосток

Рассмотрены титон-берриасские отложения. Впервые приведено описание стратотипа чигановской свиты с распределением фауны по разрезу. Приведена корреляция разрезов чигановской свиты. Сделан вывод о ее среднетитонском-раннеберриасском возрасте. Доказано отсутствие перерыва в позднетитонское (= средневожское) время. Кратко рассмотрены наиболее важные местонахождения фауны на Среднем и Северном Сихотэ-Алине, которые до настоящего времени рассматривались как титонские. Внесены предложения о проведении юрско-меловой границы по всем этим районам.

Дискуссия по поводу юрско-меловой границы не смолкает более столетия. И даже после того, как терминальными ярусами юрской системы были признаны титонский для средиземноморья и волжский для бореальной области, дискуссия не утихла. В 60-х и начале 70-х годов она несколько приостановилась; большинство стратиграфов приняло и единую границу, и корреляцию терминальных ярусов юры: ниже-, средне- и верхнетитонские подъярусы и соответствующие им ниже-, средне- и верхневожские подъярусы.

В 1973 г. На Международном коллоквиуме [16] по границе юра - мел было принято решение несколько опустить эту границу до подошвы зоны *grandis s.l.*, т.е., иными словами, часть верхнетитонского подъяруса отошла к нижнему берриасу. Дискуссия вспыхнула с новой силой. Особенно это коснулось корреляции титонского и волжского ярусов. Регионы, где в юрско-меловых отложениях преобладают бухии, а аммониты, тем более средиземноморские, редки или вообще отсутствуют, стали перед острой проблемой - где проводить границу юра - мел?

Сихотэ-Алинь как раз и относится к их числу. Сложность еще и в том, что здесь почти нет разрезов, которые были бы насыщены фауной, позволившей обосновывать границы. Относительно мощные толщи на одном или двух уровнях содержат фауну, по которой можно говорить о наличии тех или иных ярусов или подъярусов, но все границы между стратонами являются условными и проводятся по договоренности.

Отмеченная выше особенность привела к тому, что на 4-ом Дальневосточном совещании [7] объемы берриасского и титонского (= вожского) ярусов были приняты в "старом" понимании, хотя материалы по чигановской свите (юг Приморского края) уже были известны.

Чигановская свита - один из немногих стратонов, обильно насыщенных фауной, но состоит из

отдельных частных разрезов, толкование которых неоднозначно. Эти частные разрезы содержат довольно мощные "немые" пачки, условно относимые к тому или иному возрасту.

Остальные районы Сихотэ-Алиня (рис.1) имеют только фрагменты разрезов стратонов, охарактеризованные фауной. Поэтому основное вни-

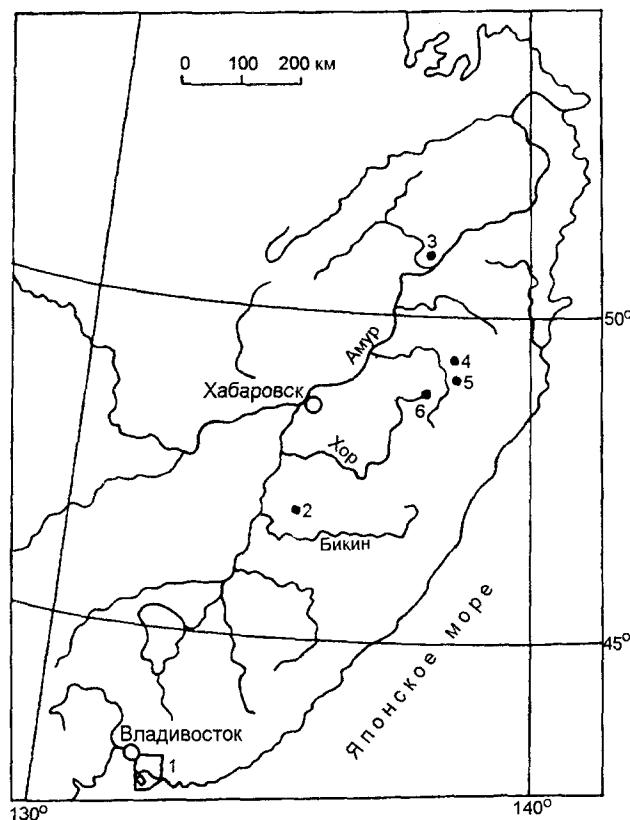


Рис.1. Схема основных местонаждений титонской и берриасской фауны.

1 - Южное Приморье (восточное побережье Уссурийского залива, басс. рек Петровки и Литовки, о.Путятин); 2 - р. Улитка (басс. р. Бикин); 3 - низовье р. Горни; 4 - верховье р. Гобилли, 5 - р. Уджаки; 6 - верховье р. Хор.

мание здесь будет уделено чигановской свите, а остальные районы рассмотрены кратко.

Чигановская свита (рис.1.) интересна еще и тем, что она кроме преобладающей в ней фауны бухий содержит еще и титонские аммониты, хотя и далеко не повсеместно.

Изучением этой свиты занимались многие стратиграфы, но на истории мы останавливаться не будем, т.к. она изложена в ряде работ [4,8,9,11 и др.].

В 80-х годах изучением чигановской свиты занимались И.И.Сей и Е.Д.Калачева, которыми опубликован ряд статей [8,9,11,12], хорошо проиллюстрированных изображениями фауны.

Эти исследователи выделили 4 фаунистических комплекса: раннетитонский (р-он пос. Промысловка), среднетитонский, (о.Путятин и басс. р.Петровка), который разделили на два, и берриасский (восточное побережье Уссурийского залива и ст.Стрелок). Они пришли к выводу, что верхний титон (= средневожскому подъярису) здесь отсутствует (перерыв в осадконакоплении) и весь стратотипический разрез чигановской свиты относится к берриасу.

Авторы настоящей статьи с большинством выводов И.И.Сей и Е.Д.Калачевой согласится не могут. И.В.Коновалова на протяжении многих лет занималась изучением юрских отложений Приморья, в том числе и чигановской свиты. Ею собран большой материал как по строению разрезов, так и по фауне. С 1992 г. к изучению чигановской свиты подключился и В.П.Коновалов. Имеющийся материал позволяет сделать вывод об отсутствии на юге Приморского края нижнетитонских отложений и об отсутствии перерыва в осадконакоплении в средневожское (= позднетитонское) время. На обосновании этих тезисов мы остановимся ниже.

И.И.Сей и Е.Д.Калачева [7,9,10] вслед за К.М.Худолеем [13,14] к нижнему титону отнесли слои, развитые западнее пос.Промысловка и содержащие (по их определению) *Virgatosphinctes* cf. *mexicanus* (Burck.). Ранее этот аммонит определялся К.М. Худолеем как *V. contiguus* (Zit.), затем относился к роду *Subplanites*, затем к *Parapallasiceras* [13]. С нашей точки зрения, он также мало похож на *mexicanus*, как и на *contiguus*, а больше всего похож на гималайские аммониты, которые в последнее время рассматриваются как среднетитонские [23]. Их сближает уплощенность оборотов, что вообще не характерно для рода *Virgatosphinctes*. Не исключено, что они будут выделены в самостоятельный род, но пока мы (хоть и условно) будем их тоже называть *Virgatosphinctes*. У пос. Промысловка И.В.Коновалова в этих слоях собрала большую коллекцию двустворок: *Myophorella orientalis* Kob. et Mori, разнооб-

разные *Iotrigonia* (новые виды), *Pinna subradiata* Pčel., *P. cf. constantini* Lor., *P. cf. lanceolata* Sow., *Camptonectes lens* Sow., *Variamusium nonarium* Quens., *Exogyra* sp., *Oxytoma* sp., *Buchia* sp. indet. и др. - ничего не дающие для уточнения возраста; аммониты: *Partschiceras schetuchaense* Chud., *Subplanitoides* ex gr. *tithonicus* Zeiss. Отсюда же К.М.Худолей приводит *Subplanitoides putiatinensis* (Chud.). Все три аммонита характерны для среднетитонских отложений о.Путятин, а первый типичен для этого уровня для Дальнего Востока. Видимая мощность слоев около 30м.

Под этими слоями И.В.Коновалова обнаружила *Buchia piochii* (Gabb) и *B. mosquensis* (Buch). Такое сочетание бухий характерно для средневожского подъяруса многих регионов Земного Шара [1, 2, 6, 10, 18, 19, 21 и др.].

К сожалению, в этом районе нельзя установить на каком уровне в чигановской свите залегает вышеописанная пачка с фауной.

Из бассейна р.Литовки К.М.Худолеем [13,14] из чигановской свиты определены: *Partschiceras schetuchaense* Chud., *Virgatosphinctes contiguus* (Zitt.), *Aulacosphinctes* sp., *Aucella* ex gr. *bronni* Rouill. У нас из этого обнажения сохранились некоторые образцы и слепки с образцов, переданных К.М. Худолею на определение. Аммониты точно такие же, как из обнажения у п.Промысловка, а "*A. ex gr. bronni*" представляет собой *Buchia* ex gr. *mosquensis* (Buch). Кроме того, нами отсюда определены *Subplanitoides* ex gr. *tithonicus* Zeiss, *Buchia piochii* (Gabb), *B. ex gr. mosquensis* (Buch). Несколько выше и ниже по разрезу обнаружены *P. schetuchaense* Chud. и неопределимые остатки двустворок.

В басс. р. Литовки чигановская свита залегает либо на позднепермских образованиях, либо на шетухинской свите (нижняя юра). Вышеприведенная фауна обнаружена выше основания свиты примерно в 150-170 м, а ниже в свите пока органические остатки не найдены. Как видим, аммониты и бухии отсюда такие же, как из р-на п.Промысловка, и это дает нам основание считать их разновозрастными.

К среднему титону отнесены [9,10,12] фаунистические слои о. Путятин и басс. р.Петровка. В последнем районе чигановская свита залегает с размывом на фаунистически обоснованных среднеюрских отложениях, и сразу в основании нижней подсвиты (нижние 120 м) содержит богатый среднетитонский комплекс фауны. В верхней части разреза (около 150 м) нижней подсвиты чигановской свиты пока обнаружены только *Partschiceras schetuchaense* и неопределимые двустворки. Верхнечигановская подсвита (147 м) до настоящего вре-



мени слабо охарактеризована органическими остатками. Это в основном плохой сохранности устрицы, гастроподы и др. В поле развития нижней подсвиты по р.Галанта и в пади Николаевой (правые притоки р.Петровки) Б.И.Васильевым были обнаружены *P.schetuchaense* и *Virgatosphinctes* cf. *contiguus* (определения К.М.Худолей). Эти находки к разрезу не привязаны, но они тяготеют к верхам нижней подсвиты.

Одновозрастные с ними отложения (также с богатым комплексом фауны) на о.Путятин не имеют установленных соотношений ни с подстилающими, ни с перекрывающими образованиями, но предполагается, что это низы разреза чигановской свиты (до 90 м), поскольку в основании в делювии наблюдаются мелкогалечниковые конгломераты, которые в 50-х годах К.М.Худолей наблюдал в коренном залегании [13].

И.И. Сей и Е.Д. Калачева в этих районах достаточно убедительно обосновали среднетитонский возраст нижней части чигановской свиты (хотя большинство видов определены в открытой номенклатуре), выделив при этом две зоны: *Pseudolissoceras zitteli* и *Aulacosphinctes proximus*. Первая соответствует низам среднего титона, а вторая вначале [9] рассматривалась как средняя часть среднего титона, а затем [12], без привлечения новых материалов, стала соотноситься с верхней частью среднего титона. К.М.Худолей [13] из этих разрезов приводил еще *Virgatosphinctes contiguus* (Zitt.). Предыдущие авторы приводят представителей этого рода, но до вида не определенных.

Кроме аммонитов (и совместно с ними) на о.Путятин и в басс. р.Петровки известны: *Buchia mosquensis* (Buch.) и *B. rugosa* (Fisch.). Эти бухии характерны для нижнего и низов средневолжского подъярусов большинства регионов Земного Шара [1,2,6,10,18,20]. В нашем случае они явно среднетитонские. По бухиевой шкале они древнее слоев *B. mosquensis* - *B. piochii* и непосредственно подстилают последние. Следовательно, фаунистические слои п.Промысловка и басс. р.Литовки моложе слоев о.Путятин и басс. р.Петровки. Если не принимать видовые определения виргатосфинктесов, а они, как мы уже говорили, сомнительны, то в целом аммонитовая фауна не противоречит бухиевой.

Перейдем к рассмотрению стратотипического разреза чигановской свиты, который расположен на восточном побережье Уссурийского залива в районе мыса Открытый.

Необходимо отметить, что И.И.Сей и Е.Д. Калачева [8] при его описании не учли того обстоятельства, что этот хорошо обнаженный разрез, разбит, как минимум, на четыре крупных блока, в

каждом из которых повторяются одни и те же слои. И кроме того, восточное побережье интенсивно размывается морем, в результате чего многие "обнажения" представляют собой более или менее крупные блоки более молодых слоев, сползающие по склону. Эти обстоятельства привели к тому, что кажущаяся детальность привязки местонахождений фауны не является достоверной и, следовательно, распределение фауны по разрезу не соответствует действительности. Мощность же отложений оказалась завышена почти в 2.5 раза.

Наши исследования позволяют сделать следующие выводы. В стратотипическом разрезе чигановская свита - это терригенные морские отложения, в составе которых (более чем на 90%) преобладают песчаники, часто известковистые с ячеистой формой выветривания, в верхней части с округлыми включениями карбонатных песчаников. По генезису это явно мелководные образования, о чем свидетельствуют многочисленные фукоиды (особенно в верхней половине), донные организмы, обилие растительного детрита, наличие линзочек угля и плохая сортировка материала в песчаниках.

Базальные конгломераты чигановской свиты залегают со стратиграфическим и, возможно, с азимутальным несогласием на ниже-среднетриасовых отложениях.

Характеристика стратотипа чигановской свиты следующая (снизу вверх):

1. Конгломераты разногалечниковые. Галька от мелкой до крупной, хорошо- и полуокатана. Состоит из кварцитов, гранитов, андезитов, габброидов?, песчаников, алевролитов. Наполнитель песчаниковый, который составляет примерно до 20% общего объема конгломератов. Среди конгломератов встречаются линзы песчаников разнотернистых, серых, мощностью до 1 м. В некоторых линзах имеются прослой углистых песчаников с тонкими линзовидными прослоями блестящего угля и с растительным детритом. К верхам пачки размеры гальки уменьшаются до 2-3 см и она состоит только из осадочных пород. В этом же направлении увеличиваются мощности линз (?) песчаников, а конгломератов - уменьшаются.

Песчаники относятся к граувакковым аркозам и состоят из кварца (40-50%), плагиоклазов кислого состава (10%), плагиоклазов основного состава (15%), калиевых полевых шпатов (10%), обломков пород (аргиллиты, алевролиты и др.) (15%), единичных зерен риолитов, циркона. Цемент соприкосновения и поровый, кварц - хлоритовый 10-12 м.

2. Песчаники светло-серые, крупно-среднезернистые, часто гравелистые с прослоями (до 20 см, реже 80 см) гравелитов или мелкогалечниковых конгломератов. Эти прослой характерны для нижней половины пачки. Песчаники горизонтально- или косослоистые, содержат небольшие линзочки (до 5 см мощности) угля, часты скопления углистых частиц. Песчаники относятся к классу граувакковых аркозов и состоят из зерен кварца (55-60%), плагиок-

лаза (10%), калишпата (до 10%), обломков пород (аргиллиты, эффузивы) (до 15%), единичных зерен биотита, микроклина. Цемент сопркосновения и поровый, хлоритовый и серицитовый. Песчаники карбонатизированные .. 65-70 м.

3. Пачка переслаивания песчаников от алевроитовых до среднезернистых. Характер переслаивания:

а) песчаники алевроитовые, темно-серые, с плохой сортировкой материала, с текстурами взмучивания, с неясными фукоидами ..... 1.3 м.

б) углисто-глинистые сланцы, темно-серые до черных, при выветривании разлагаются в сажистую массу ..... 0.2 м.

в) песчаники мелкозернистые, темно-серые с текстурами взмучивания, с углистыми примазками ..... 2.5 м.

г) песчаники мелко- среднезернистые, известковистые, плотные, массивные, с фауной двустворок в виде внутренних ядер (скульптура не сохранилась) тригоний, гетеродонтных двустворок ближе неопределимых ..... 1 м.

Песчаники относятся к классу граувакковых аркозов и состоят из зерен кварца (60%), плагиоклаза кислого состава (15%), калишпата (10%), обломков пород (роговики, аргиллиты, алевролиты, андезиты) (15%). Цемент сопркосновения и поровый, кварц - серицитовый и карбонатный ..... 5 м.

4. Песчаники крупно-среднезернистые, розовато-серые, массивные и грубо косослоистые, с хорошо отсортированным материалом, с включениями крупных обуглившихся растительных остатков. В кровле наблюдается прослой до 25 см ракушняка, состоящего из битых створок раковин, *Liostrea* sp. (преобладает), *Modiolus* sp. indet.

Песчаники относятся к классу аркозов и граувакковых аркозов. Первые состоят из зерен кварца (70%), плагиоклаза кислого состава (15%), калишпата до (10%), обломков пород (роговики, песчаники, эффузивы) (10%). Цемент сопркосновения и поровый, глинисто-карбонатный. Вторые сложены зернами кварца (50-55%), плагиоклаза кислого состава (10-15%), полевых шпатов серитизированных (10%), калишпатов (5-10%), обломками пород (аргиллиты, алевролиты, кремни, эффузивы кислого состава) (10-15%), вторичным карбонатом (до 5%) ..... 25 м.

5. Пачка переслаивания песчаников от алевролитовых до среднезернистых. Мощность прослоев от 0.05 м до 1 м. Песчаники алевроитовые темно-серые с большим количеством углистых примазок и с линзочками угля мощностью 1-3 см и протяженностью до 90 см. Песчаники мелко-среднезернистые с плохой сортировкой материала, часто косослоистые с большим количеством растительного детрита и редкими фукоидами.

Песчаники относятся к классу граувакковых аркозов и состоят из кварца до (50%), плагиоклазов кислого состава (15%), обломков пород (ороговикованные аргиллиты, алевролиты, сланцы) (10%). Цемент сопркосновения, пленочный и поровый, глинистый и кварц-гидрослюдистый. Песчаники карбонатизированные ..... 30-32 м.

6. Песчаники аркозовые темно-серые, мелко-среднезернистые с плохой сортировкой материала, горизонтально-слоистые с шаровидными включениями карбонатизированного песчаника размером 2-3 см, в верхней части пачки до 0.5 м, с большим количеством растительного детрита, многочисленными фукоидами, часто очень крупными, хо-

дами червей и илоедов. Состав песчаников: кварц от 50 до 70%, плагиоклазы кислого состава 5-15%, калиевый полевой шпат 10-30%, обломки пород (сланцы, алевролиты, андезиты, кремнистые породы) до 5-10%, единичные зерна мусковита, биотита, карбонатов, аксессуариев (сфен, циркон, пироксен).

По всему разрезу этой пачки (почти повсеместно) встречаются единичные *Buchia piochii* (Gabb) и *B. ex gr. fischeriana* (Orb.). Вместе с тем, можно выделить 4 уровня (может быть и больше), на которых фауна встречается чаще.

Первый уровень примерно в 7-10 м от подошвы пачки представлен следующими видами: *Buchia piochii* (Gabb), *B. fischeriana* (Orb.) и *B. ex gr. mosquensis* (Buch.), "*Perisphinctes*" sp. indet.

В интервале 20, 40, 50 м (от подошвы) встречены только *Buchia piochii* (Gabb), *B. fischeriana* (Orb.), *B. ex gr. fischeriana* (Orb.).

Примерно в 70-75 м от подошвы встречены *Buchia piochii* (Gabb) (резко преобладает), *B. unschensis* (Pavl.), *B. fischeriana* (Orb.), *B. ex gr. fischeriana* (Orb.) и *B. terebratuloides* (Lah.).

Наиболее богатый и разнообразный комплекс фауны собран в самом верху пачки, примерно 0-7 м от кровли: *Phylloceras* cf. *knoxvillensis* Stant., *Ph. sp. indet.*, *Pseudosubplanites* cf. *grandis* (Maz.), *Ps. (?) sp.*, *Ps. sp. indet.*, *Berriassella* sp., "*Belemnites*" sp., *Buchia piochii* (Gabb) (резко преобладает), *B. cf. piochii* (Gabb), *B. tenuicollis* (Pavl.), *B. unschensis* (Pavl.), *B. terebratuloides* (Lah.), *B. ex gr. terebratuloides* (Lah.), *B. fischeriana* (Orb.), *B. cf. fischeriana* (Orb.), *B. trigonoides* (Lah.), *Oxytoma* sp., *Pinna subradiata* Pcel., *P. sp.*, *Myophorella* cf. *orientalis* Kob. et Mori, *M. sp. indet.*, устричники (*Liostrea* sp., *Mytilus* sp. и др.); членики криноидей. По-видимому, из этого горизонта происходит *Dalmasiceras* sp., найденный И.И.Сей и Е.Д.Калачевой, и *Mytiloceras* cf. *tongusensis* Lah., найденный И.В. Коноваловой ..... примерно 100 м.

7. Песчаники серые с бежевым оттенком, сливные, плотные, массивные, мелкозернистые, хорошо отсортированные, полевошпатово-кварцевые. Состав: кварц - 80%, кислые плагиоклазы - 10%, калиевые полевые шпаты - 10%, единичные зерна роговиков, хлорита, мусковита, карбонатов; из аксессуарных - сфен. Цемент сопркосновения и поровый, глинистый ..... 1.2 м.

8. Песчаники темно-серые, мелко-среднезернистые, с плохой сортировкой материала, горизонтально-слоистые (чередование алевроитовых песчаников - 1-2 см и мелко-среднезернистых - 8-20 см), с шаровидными стяжениями карбонатных песчаников размером 1-2 см, реже до 6 см; с большим количеством растительного детрита, многочисленными фукоидами и ходами (известковистые трубочки) червей и илоедов. Песчаники аркозовые и граувакко-аркозовые. В составе первых: кварц 75%, кислые плагиоклазы 8-9%, полевые шпаты, замещенные кварц-серицитовым агрегатом 1-3%, калиевый полевой шпат 8-9%, разные породы 4%, единичные зерна мусковита, биотита, хлорита, карбоната, аксессуарные минералы - циркон, пироксен; цемент сопркосновения, поровый, базальный, гидрослюдисто-кварцевый. Вторые сложены кварцем - 40-50%, плагиоклазами кислого - 10% и основного состава 12%, калиевы-

ми полевыми шпатами 10%, ороговикованными аргиллитами 15%, риолитами до 10%, аксессуарным цирконом цемент соприкосновения и поровый, кварц-хлоритовый.

В этой пачке обнаружены редкие *Buchia piochii* (Gabb), *Oxytoma* sp., *Pinna* sp. indet. .... более 25 м.

Общая мощность изученной части стратотипа чигановской свиты 266 м.

Выше резко несогласно залегают континентальные образования сучанской серии (баррем - альб).

Как видно из описанного разреза, нижняя часть (пачки 1-5, мощностью 130 м) не содержит фауны, по которой можно было бы установить ее возраст. Толща фукоидных песчаников (особенно пачка 6) наиболее насыщена органическими остатками (рис.2). Ее низы охарактеризованы *Buchia piochii*, *B. ex gr. fischeriana* и *B. ex gr. mosquensis*. Такое сочетание бухий типично для средневожского времени, т.к. первые два вида появляются в середине средневожских отложений, а третий известен из нижневожских и средневожских и нигде не встречен в верхневожских слоях [1,10,11 и др.].

Средняя часть пачки (20-50 м) охарактеризована *Buchia piochii* и *B. ex gr. fischeriana*. В таком сочетании бухии свидетельствуют о средневожском возрасте [10,11,18,20].

Необходимо отметить наше отношение к объему *Buchia piochii* (Gabb). Всех исследователей бухий за последние 40 лет, по подходу к этому вопросу, можно разделить на 3 группы. Одни [17,18,19,21] под *B. piochii* понимают серию павловских видов [21], которые по степени удлиненности выстраиваются в следующий ряд (от узких к широким): *stantoni* ⇒ *tenuicollis* ⇒ *krotovi* ⇒ *lahuseni* ⇒ *hyatti* ⇒ *russiensis* ⇒ *piochii* (у Павлова ее нет) ⇒ *abbreviata* ⇒ *gabbi* ⇒ *jasikovi* (non Zakharov) ⇒ *subovalis*. Другие [1,2,10,11,20] из этого ряда *B. russiensis* выделют в самостоятельный вид, хотя после опубликования фотографии голотипа *B. piochii* [17, табл.17, ф.10] стало ясно, что между ним и голотипом *B. russiensis* [22, табл.3, ф.14] нет никакой разницы. К третьей группе относимся мы и К.В.Паракецов [6], которые считают возможным крайние узкие "виды" выделит в самостоятельный вид *B. tenuicollis* (= *stantoni* ⇒ *tenuicollis* ⇒ *krotovi*). Этот вид четко диагностируется и характерен для верхней части верхневожского подъяруса, т.е. имеет более узкий стратиграфический интервал по сравнению с другими морфотипами *B. piochii* s.l. Название же выбрано по наиболее часто встречающемуся в литературе и

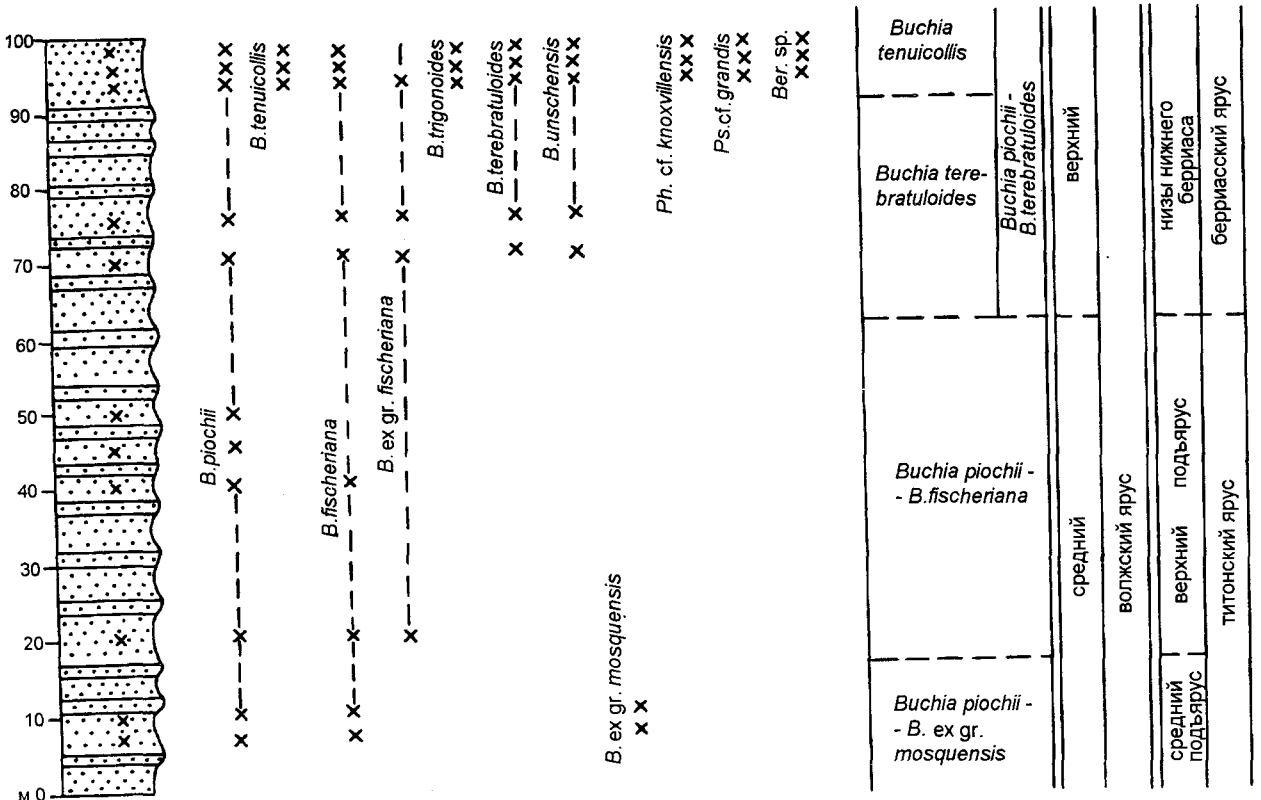


Рис.2. Распределение фауны по разрезу шестой пачки стратотипического разреза чигановской свиты.

B - Buchia, Ph - Phylloceras, Ps - Pseudosubplanites, Ber - Berriasella

по наиболее распространенному на Тихоокеанском побережье, в Центральной России и др. районах.

Вернемся к рассмотрению распространения фауны в 6-ой пачке рассмотренного выше разреза (рис.2). Интервал 70-75 м охарактеризован типично поздневолжским комплексом: *B. piochii*, *B. fischeriana*, *B. terebratuloides* и *B. unshensis*.

Самый обильный комплекс обнаружен в кровле пачки (инт. 93-100 м), где с типичными поздневолжскими бухиями встречены раннеберриасские аммониты (*Pseudosubplanites* cf. *grandis*, *Berriasella* ex gr. *jacovi* и др.), характерные для нижней зоны нижнего берриаса Тетической области. Следовательно, бухиевый комплекс *B. piochii*, *B. tenuicollis*, *B. fischeriana*, *B. trigonoides*, *B. terebratuloides* и *B. unshensis* должен рассматриваться не как позднеюрский, а как раннеберриасский (меловой).

Примерно в 8 км северо-восточнее рассмотренного разреза севернее ж.д. ст.Стрелок в железнодорожной выемке обнажен фрагмент разреза (30 м) чигановской свиты, представленный разнозернистыми песчаниками с бухиями. Примерно в средней части собрана обильная коллекция: *Buchia piochii*, *B. tenuicollis*, *B. fischeiana*, *B. cf. fischeriana*, *B. terebratuloides*, *B. unshensis*, т.е. тот же комплекс, который характерен для верхов 6-ой пачки стратотипического разреза (нижний берриас).

На рис. 2 мы показали распространение фауны в 6-ой пачке, слои с бухиями (бухиозоны) и отношение к их возрасту. Границу юра-мел мы условно проводим в (пока "немом") интервале 50-70 м, при этом не исключаем, что она может пройти в инт. 75-93 м, а "подзона" *B. terebratuloides*, в этом случае, окажется в юре.

Дальнейшие исследования должны уточнить эту границу. Сейчас же можно утверждать только то, что она проходит внутри одновозрастной толщи фукоидных песчаников и "физически" не выражена.

Слои с *B. piochii* - *B. fischeiana* вместе со слоями *B. piochii* - *B. ex gr. mosquensis* мы относим к средневолжскому подъярису, как и во многих регионах России [1, 6, 10 и др.]. При этом, первые из них мы рассматриваем как позднетитонские, а вторые - как среднетитонские. Позднетитонский возраст обосновывается тем, что в непрерывном разрезе выше располагается берриасский комплекс фауны и, кроме того, в верхах подобных слоев в басс. р. Гербикиан (Удский прогиб) известен *Durangites* sp. [10], который является индикатором верхов верхнего титона. Нижний комплекс сопоставляется со слоями у пос. Промысловка и из басс. р. Литовки, где вместе с бухиями встречены среднетитонские аммониты.

Как видно из всего вышеизложенного, в непрерывном разрезе (рис.2) наблюдается стандартная последовательность бухиевых слоев от среднего титона до нижнего берриаса включительно.

О каком перерыве [9, 12] в осадконакоплении в позднетитонское (= средневолжское) время может идти речь? То, что позднетитонские аммониты пока не найдены, не может служить доказательством отсутствия отложений этого возраста. Ведь и в Удском прогибе *Durangites* sp. найден менее 10 лет тому назад. Таким образом, о перерыве говорить нельзя.

Наконец, можно ли относить весь стратотипический разрез чигановской свиты (266 м по [3] или 622 м по [12]) к берриасу только на том основании, что в его верхах содержится берриасская фауна? Такой вывод не был правомочен и без наших исследований, которые доказали наличие позднетитонских и среднетитонских бухий в 6-ой пачке этого разреза. Кроме того, мы допускаем, что нижние 140-150 м этого разреза вполне могут соответствовать среднетитонским слоям басс.р. Петровки и о.Путятин. На среднем титоне мы останавливаемся потому, что более нижние слои верхней юры не известны, а среднетитонские отложения залегают резко несогласно на доверхнеюрских образованиях, что свидетельствует о перерыве в этом районе в предсреднетитонское время.

Таким образом, в настоящее время, существуют три точки зрения на стратиграфию верхнеюрских и нижнеберриасских отложений Южного Приморья, которые мы изобразили на рис.3.

В последнее время вышла работа [2] по борельскому стандарту юрской и меловой систем. В.А.Захаров, приняв тетический стандарт в соответствии с решениями Лионского коллоквиума [16], т.е. бывшие зоны верхнего титона *Berriasella jacobi* и *Pseudosubplanites grandis* как низы берриаса, оставил верхневолжский ярус как терминальный подъярус юрской системы и в том же аммонитовом и бухиевом объеме, как во всех предыдущих работах. Нам представляется, что наш материал противоречит такой корреляции. Если коррелировать нашу схему со схемами Центральной части Русской платформы и Северной Сибири по комплексам бухий, то верхневолжский подъярус должен быть отнесен к берриасу, а терминальным подъярусом юрской системы должен быть подъярус, который соответствует средневолжскому.

Проведем краткий экскурс по наиболее важным бухиевым местонахождениям Среднего и Северного Сихотэ-Алиня.

По р.Улитка (басс. Р.Бикин) (рис.1, т.2) выделена довольно мощная култухинская свита [5,15] вулканогенно-кремнисто-терригенного состава, в

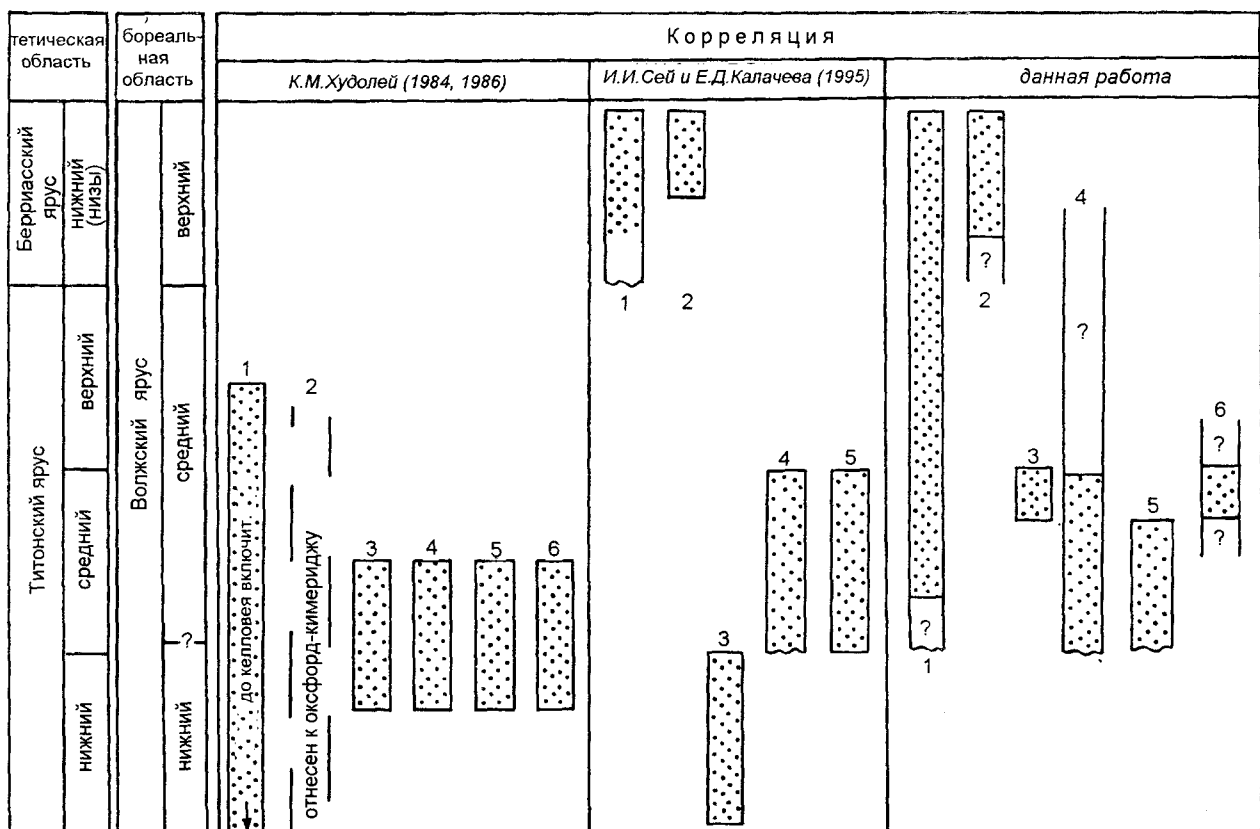


Рис.3. Корреляция титон-берриасских отложений Южного Приморья по разным авторам [12-14]. Стратиграфические колонки приведены вне масштаба. Точками заполнены части разрезов, содержащие фауну (по авторам), волнистой линией показан разрыв в основании чигановской свиты. 1 - м.Открытый (стратотипический разрез чигановской свиты); 2 - ст.Стрелок; 3 - пос.Промысловка; 4 - р.Петровка; 5 - о.Путятин; 6 - р.Литовка.

нижней части которой, в толще алевролитов (мощность более 300 м) известны *Buchia piochii* (Gabb), *B. tenuicollis* (Pavl.), *B. fischeriana* (Orb). Этот комплекс бухий соответствует верхнему комплексу чигановской свиты, который мы рассматриваем как раннеберриасский. С нашей точки зрения, в култухинскую свиту собраны разновозрастные отложения, и мы предлагаем алевролитовую толщу с бухиями выделить в самостоятельную улиткинскую толщу раннеберриасского возраста.

На левобережье р.Амур в низовьях р.Горин (рис.1, т.3) в низах пионерской (?) свиты (возможно горинской) в конце 80-х годов Е.А.Калинин собрал *Buchia piochii* (Gabb), *B. terebratuloides* (Lah), *B. unshensis* (Pavl.) совместно с *Anopaea pivanensis* Kap., *A. gerasimovi* Kap. и др., т.е. явно раннеберриасский комплекс бухий. Есть сведения (устное сообщение), что в черте г. Комсомольска из горинской свиты Е.П. Брудницкая установила *Buchia russiensis* (= *B. piochii*) и *Partschiceras schetuchaense* Chud. Если определения верны, то в таком сочетании это вероятнее всего средний или, возможно,

верхний титон, но тогда возникает вопрос о пересмотре возраста горинской свиты.

В пиванском разрезе (напротив г.Комсомольска) из горинской свиты известны *Buchia mosquensis* (Buch) и *Dalmsiceras dalmasi* Pictet. В этом случае возникает сомнение в определении фауны, т.к. подобные формы просто несовместимы на одном стратиграфическом уровне.

В басс. р.Гобилли (рис.1, т.4) из существенно алевро-аргиллитовой толщи (примерно в 200 м от основания) известны *Buchia piochii*, *B. tenuicollis*, *B. trigonoides*, *B. fischeriana*, *B. cf. terebratuloides*. А севернее, в басс. р.Таунга из такой же толщи приводится *Paradontoceras* sp. Все это вместе явно характеризует раннеберриасский уровень. В верховьях р.Джаур из залегающей выше толщи переслаивания песчаников и алевролитов известны *Buchia cf. okensis* (Pavl.), *B. uncitoides* (Pavl.), *B. fischeriana* (Orb.) и *Fauriella aff. gallica* (Maz.) - верхи нижнего или низы верхнего берриасца.

В басс. р.Уджакки (рис.1, т.5) из такой же толщи, как и в басс. р. Гобилли, (примерно в 270 м от

основания) известны *Buchia piochii*, *B. fischeriana*, *B. terebratuloides*, *B. trigonoides*.

И, наконец, в верховьях р.Хор (рис.1, т.6) из алевро-аргиллитовой толщи определены: *Buchia piochii*, *B. fischeriana*, *B. trigonoides* и *B. terebratuloides*. Эти слои, подобно толщам басс. р. Уджак, должны рассматриваться как раннеберриасские.

Алевро-аргиллитовая толща басс. рек Таунга, Гобилли, Уджак и в верховьях р.Хор, мощностью 500-600 м, залегает согласно на вулканогенно-терригенной толще с юрскими радиоляриями и согласно перекрывается толщей переслаивания песчаников и алевролитов (мощность до 500 м), в которой в верховьях р. Джаур содержится уже фауна конца раннего берриаса или начала позднего берриаса.

Во всех этих районах мы предлагаем проводить границу юра-мел по подошве алевро-аргиллитовой толщи.

В соседних районах Китая [3, 23, 24] эта граница пройдет между бухиазонами *Buchia fischeriana* - *B. unshensis* и *B. kussiensis* - *B. fischeriana*.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Захаров В.А. Бухииды и биостратиграфия бореальной верхней юры и неокома. М.: Наука, 1981. 275 с.
2. Захаров В.А., Богомолов Ю.И., Ильина В.И. и др. Бореальный зональный стандарт и биостратиграфия мезозоя Сибири// Геология и геофиз. 1997. № 5. С.927-956.
3. Кириллова Г.Л., Чжаоцзюнь Лю, Ван Сымин и др. Стратиграфическая корреляция верхнемезозойских - кайнозойских разрезов Среднеамурского (Саньцзян) осадочного бассейна//Тихоокеан.геология. 1996. № 6. С.81-102.
4. Коновалов В.П., Коновалова И.В. К стратиграфии верхнеюрских и берриас-валанжинских отложений Приморского края//Геологические и палеонтологические аспекты развития Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С.78-86.
5. Лихт Ф.Р. К вопросу о выделении култухинской свиты в Бикинской структурно-фациальной зоне (Северо-Западное Приморье)//Сб. статей по геологии и гидрогеологии. М.: Недра, 1969. Вып.7. С.55-62.
6. Паракецов К.В., Паракецова Г.И. Стратиграфия и фауна верхнеюрских и нижнемеловых отложений Северо-Востока СССР. М.: Недра, 1989. 298 с.
7. Решения Четвертого межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья, 1990. Хабаровск, 1994.
8. Сей И.И., Калачева Е.Д. Нижнеберриасские отложения Южного Приморья и положение границы юры и мела на Дальнем Востоке СССР // Граница юры и мела. М.: Наука, 1990. С.178-187.
9. Сей И.И., Калачева Е.Д. Зональная стратиграфия верхней юры и низов мела Дальнего Востока//Новые данные по биостратиграфии палеозоя и мезозоя юга Дальнего Востока. Владивосток, 1990. С.162-170.
10. Сей И.И., Калачева Е.Д. Бухии и зональная стратиграфия верхнеюрских отложений северной части Дальнего Востока//Геология и геофизика. 1993. №8. С.46-60.
11. Сей И.И., Калачева Е.Д. Биостратиграфические критерии границы юрской и меловой систем для территории России. Служебно-информационная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 1993. 60 с.
12. Сей И.И., Калачева Е.Д. Биостратиграфия и фауна верхней юры и низов мела Южного Приморья (Дальний Восток России)//Тихоокеан.геология. 1995. № 2. С.75-88.
13. Худoley К.М. О границе юрской и меловой систем на Дальнем Востоке//Пограничные ярусы юрской и меловой систем. М.: Наука, 1984. С.107-114.
14. Худoley К.М. О стратиграфии верхнеюрских отложений Южного Приморья//Тихоокеан.геология. 1986. №6. 122-124.
15. Филиппов А.Н. Формационный анализ мезозойских отложений Западного Сихотэ-Алиня. Владивосток, 1990. 144с.
16. Colloque sur la limite jurassique-Cretace. Lyon-Neuchatel, 1973// Mem. Bur. Rech. Geol. Min. Paris, 1975. N 86. 383 p.
17. Imlay R.W. Succession and speciation of the pelecypod Aucella // U.S.Geol. Surv. Prof. Paper 314-G. 1959. P. 155-169.
18. Imlay R.W., Jones D.L. Ammonites from the Buchia Zones in Northwestern California and Southwestern Oregon // U.S. geol. Prof. Paper 647-B. 1970. 59 p.
19. Jeletzky J.A. Late Upper Jurassic and early Lower Cretaceous fossil zones of the Canadian Western Cordillera, British Columbia // Canada Geol. Surv. 1965. Bull. 103. 70 p.
20. Jeletzky J.A. Jurassic-Cretaceous boundary beds of Western and Arctic Canada and the problem of the Tetonian-Berriasis stages in the Boreal realm // Jurassic-Cretaceous biochronology and [aleogeography of North America. Geol. Ass. Canada. 1984. Special Paper - 27. P. 175-225.
21. Jones D.L., Bailey E.H., Imlay R.W. Structural and stratigraphic significance of the Buchia zones in the Colyear Springs-Paskenta Area, California // U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 647-A. 1969. 21 p.
22. Pavlov A.P. Enchainement des Aucelles et Aucellines du Cretace russe // Nouv. Mem. Soc. Natur. Moscow, 1907. 17. 93 p.
23. Liu Guifang, Wang Scien. A new advance in study of the Upper Jurassic and Lower Cretaceous of the Himalayas, Xizang (Tibet) // Prof. Pap. Of Stratigr. Palaeontol. Beijing, China. 1987. N 17. p. 143-166.
24. Sun Ge, Sha Jin-Geng et al. Jurassic-Cretaceous boundary of Dong'auzhen, Raohe, Heilongjiang with a new knowledge of Buchia // Acta Palaeont. Sinica. 1989. V. 28. N 5. P. 579-597.

V.P.Konvalov, I.V.Konvalova

## The problem of the Jurassic-Cretaceous boundary in the Sikhote-Alin

Tithonian-Berriasian deposits are examined. For the first time is described the stratotype of the Chiganovskaya suite with faunal distribution along the section. Correlation of the Chiganovskaya suite sections is made. It is concluded that its age is Middle Tithonian - Early Berriasian. The absence of hiatus in Late Tithonian (= Middle Volginian) time is sustained. The most significant faunal locations in the Middle and North Sikhote-Alin are briefly examined which until now were regarded as Tithonian. It is suggested to draw the Jurassic-Cretaceous boundary in these regions.

## Комментарии к статье В.П. Коновалова и И.В. Коноваловой

## “К вопросу о юрско-меловой границе на Сихотэ-Алине”

И.И. Сей, Е.Д. Калачева

В статье рассматривается положение юрско-меловой границы в регионе, что имеет немаловажное значение при решении проблемы этой границы в Бореальной области - проблемы, которая в настоящее время широко обсуждается на российском и международном уровнях. В то же время, ряд сделанных в статье выводов регионального плана не может не вызывать возражений.

Так, в статье отрицается раннетитонский возраст отложений в районе пос. Промысловка. Они отнесены к среднему титону на том основании, что определенный отсюда нами раннетитонский *Virgatosphinctes* cf. *mexicanus* таковым не является. Идентификация этого аммонита достаточно сложна, и в последних работах это определение дается в кавычках. По нашему мнению, приморский “*Virgatosphinctes*” более всего напоминает некоторые раннетитонские *Lithacoceras* Западной Европы.

Но помимо такого сопоставления имеются и другие основания для отнесения отложений в районе пос. Промысловка к нижнему титону. Эти отложения по литологии и типу фауны близки к среднетитонским осадкам на о. Путятин, однако между ними есть и существенные различия. Характернейшим элементом среднего титона о-ва Путятин являются небольшие гладкие аммониты - *Pseudolissoceras*, *Glochiceras*?, *Haploceras*, которые распространены по всему разрезу, но особенно обильны в нижней его части. В районе пос. Промысловка эти аммониты полностью отсутствуют, а перисфинктации, в отличии от о. Путятин, единичны. В нижней части путятинского разреза встречен *Semiformiceras* ex gr. *semiforme*, указывающий на низы среднего титона. Поэтому, на наш взгляд, отложения на о. Путятин и в р-не пос. Промысловка разновозрастны, и последние скорее следует относить к нижнему титону.

Наиболее существенные возражения вызывает трактовка чигановского разреза. В свое время И.В. Коновалова детально описала этот разрез мощностью 800 м (Путеводитель III-его Дальневосточного стратиграфического совещания, 1978 г). Составленный позднее нами он практически совпал с описанным И.В. Коноваловой при несколько меньшей мощности - 600 м. Разрез с моноклинальным падением пород хорошо обнажен, сколько-нибудь значительных тектонических нарушений в нем не наблюдается, поэтому фраза из статьи И.В. и В.П. Коноваловых, что “разрез разбит, как минимум, на четыре крупных блока, в каждом из которых повторяются одни и те же слои”, является весьма загадочной. Но в любом случае нельзя признать правильной трактовку возраста слагающих разрез осадков - от среднего титона до нижнего берриаса, включая и верхний титон. Этому утверждению полностью противоречат как особенности литологии, так и, главным образом, тип фауны путятинского и чигановского разрезов.

Разрез среднего титона на о. Путятин сложен специфическими известковистыми песчаниками с характерной скорлуповатой отдельностью и содержит обильную и разнообразную типично тетическую аммонитовую фауну. Двустворки в этих отложениях также представлены в основном южными таксонами - тригонииды, пинны, плагиостомы, лобы и др. Бореальные элементы крайне редки: это мелкие бухии, среди которых определены *Buchia rugosa* (Fisch.) и *B. mosquensis* (Buch).

Расположенный практически рядом чигановский разрез сложен преимущественно песчаниками с параллельной, реже косой слоистостью и отчетливой плитчатой отдельностью. Но основное отличие заключается в типе фауны: в пределах всего чигановского разреза господствующее положение занимают бореальные бухии. На этом бореальном фоне отмечаются только два уровня с тетическими аммонитами - в середине и в верхах стратона. Таким образом, во время формирования осадков чигановского разреза, в отличие от путятинского, господствующим типом фауны являлся бореальный (бухневый) тип, который нарушался единичными инвазиями тетических аммонитов.

Кроме различий в типе фауны для определения возраста крайне важен видовой состав бухий в пределах разреза. Согласно нашим данным, ассоциация бухий в пределах всего чигановского разреза остается неизменной и включает типичные поздневолжские виды, что свидетельствует о раннеберриасском возрасте отложений. Распределение этих видов по

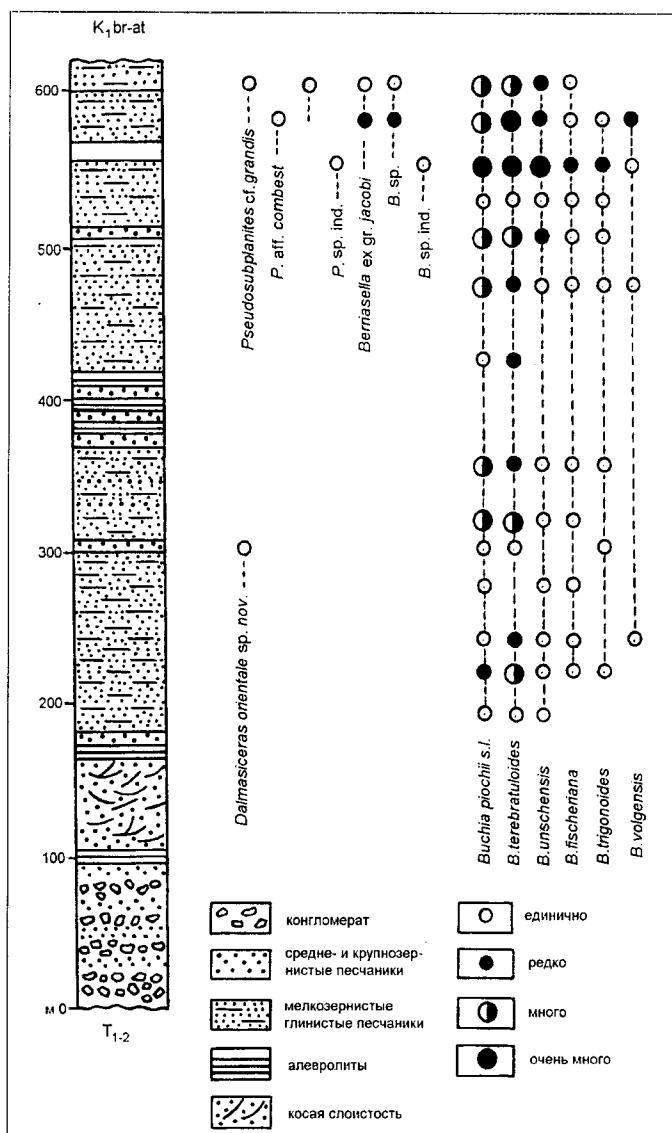


Рис. Разрез нижнеберриасских отложений на восточном побережье Уссурийского залива (чигановская свита) и распространение аммонитов и бухий в разрезе, по материалам И.И.Сей и Е.Д.Калачевой.

разрезу с аммонитами показаны на рис. В приведенной И.В. и В.П.Коноваловыми последовательности бухий ориентироваться сложно, т.к. она дана только для 6-ой пачки, положение которой в общем разрезе неясно. В этой пачке ими выделены три комплекса бухий: из них нижний и средний отнесены к средневожскому подъярису (средний + верхний титон), верхний - к верхневожскому (низы бернаса).

К сожалению, необходимо констатировать, что таксономия бухий, которые являются одним из важнейших индикаторов возраста для верхней юры и нижнего мела, нередко понимается достаточно субъективно, и для получения объективной картины совершенно необходимо приводить изображения этих ископаемых. Изображения бухий, собранных нами в чигановском разрезе, опубликованы\*. В списках, приведенных И.В. и В.П.Коноваловыми, неясно, что стоит за тем или иным определением. Поэтому без опубликования собранного ими палеонтологического материала обсуждение вопроса о возрасте отложений не представляется возможным. Соответственно и вывод об отсутствии позднетитонского перерыва, сделанный этими исследователями, излишне категоричен. Мы не исключаем возможность присутствия части верхнего титона на о.Путятин, но выделять отложения этого возраста в чигановском разрезе, по нашим данным, нет оснований.

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

\* Сей И.И., Калачева Е.Д. Нижнеберриасские отложения Южного Приморья и положение границы юры и мела на Дальнем Востоке СССР. В кн.: Граница юры и мела. М.: Наука, 1990. С.178-187.



## НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ МОНАКИНСКОЙ ТОЛЩИ ПАРТИЗАНСКОГО БАССЕЙНА ПРИМОРЬЯ

*Е.Б.Волынец*

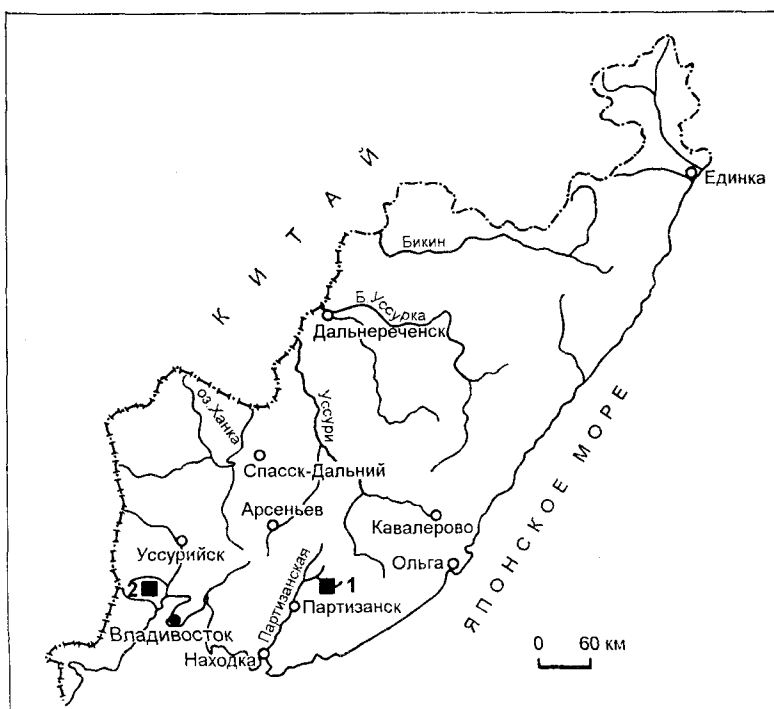
*Биолого-почвенный институт ДВО РАН, г. Владивосток*

Впервые в Приморье установлена среднеюрская флора. Изученный палеофлористический комплекс назван алексеевским. Он характеризует монакинскую толщу из Партизанского каменноугольного бассейна. В составе комплекса определено более 80 видов ископаемых растений. Дано сравнение алексеевского комплекса с известными среднеюрскими флорами. Изученный комплекс сходен с флорой из ананьевской толщи Юго - Западного Приморья и флорой из формации Утано Японии. Возраст монакинской толщи определен как среднеюрский.

Монакинская толща вулканогенно-осадочных и угленосных отложений распространена в северной и центральной частях Партизанского каменноугольного бассейна. Наиболее представительные ее разрезы находятся на северо-востоке бассейна (рис.1). Толща с угловым несогласием перекрывает более древние образования и состоит из двух подтолщ. В основании верхней подтолщи залегает пачка (35 м) ритмичного переслаивания гравелитов, риолитов, туффитов, алевроитовых и псаммитовых туфов с обильными отпечатками растений, которые образуют алексеевский палеофлористический комплекс (рис.2). В ископаемом состоянии скопления листьев папоротников, беннеттитовых, саговниковых хвойных, хвощевых часто встречаются в виде полидоминантных "листовых кровель". Та-

кие захоронения вероятно формировались на затопленном дне водоемов, рядом с местами произрастания этих растений. Разрез толщи описан А.В. Олейниковым [3], возраст отложений С.И.Неволиной и Е.Б. Волынец [3], предварительно был определен как берриас. Более детальное фитостратиграфическое изучение монакинской толщи, проведенное автором статьи, позволило пересмотреть возраст вмещающих флору отложений и установить его как среднеюрский [5].

Алексеевский палеофлористический комплекс, включает более 80 видов (таблица). В нем представлены почти все основные группы растений, господствовавших в юре: хвощи, папоротники, кейтониевые, птеридоспермовые, беннеттитовые, саговниковые, гинкговые, чекановские, хвойные,



**Рис.1.** Схема расположения местонахождений ископаемой флоры.

■ - места сбора флоры: 1 - группа тафоценозов алексеевского комплекса 2 - тафоценоз ананьевского комплекса



Рис.2. Стратиграфическая колонка монакинской толщи в бассейне р. Алексеевка (по А.В.Оленникову [3])

Таблица. Сопоставление близких по возрасту среднеюрских флор

1	2	3	4	5	6	7	8
1.	<i>Thalites</i> sp.						
2.	<i>Equisetites</i> sp.	+	+	+	+	+	+
3.	<i>E. endoi</i> Kon'no		+				
4.	<i>Klukia</i> sp.						+
5.	<i>K. exilis</i> (Phill.) Racib.						+
6.	<i>Cyathea</i> sp. nov.1						
7.	<i>Ruffordia goeppertii</i> (Dunk.) Sew.	+	+				
8.	<i>Phlebopteris</i> sp.		+		+		
9.	<i>Adiantopteris toyoraensis</i> (Oishi) Vassilevsk.		+				
10.	<i>Acrostichopteris naitoi</i> Kimura et Ohana	+	+				
11.	<i>Acrostichopteris</i> sp.						+
12.	<i>Dicksonia</i> aff. <i>concinna</i> Heer	+					
13.	<i>Coniopteris hymenophylloides</i> (Brongn.) Sew.	+	+	+	+	+	+
14.	<i>Onychiopsis psilotoides</i> (St. et W.) Ward	+	+				
15.	<i>Sphenopteris</i> sp.						
16.	<i>Sphenopteris</i> sp. 1						
17.	<i>Sphenopteris</i> sp. 2						
18.	<i>Sphenopteris</i> sp. nov.1	+					
19.	<i>Sphenopteris</i> sp. nov.2						
20.	<i>Sphenopteris</i> sp. A Kimura et Ohana	+	+				
21.	<i>Sphenopteris</i> sp. E Kimura et Ohana	+	+				
22.	<i>S. gracilis</i> Oishi		+				
23.	<i>Sphenopteris</i> sp. 5						
24.	<i>S. cf. mclearnii</i> Bell						
25.	<i>S. aff. latiloba</i> Font.						
26.	<i>Cladophlebis</i> sp.	+	+		+		
27.	<i>C. naitoi</i> Kimura et Ohana	+	+				
28.	<i>C. aff. toyoraensis</i> Oishi						
29.	<i>C. toyoraensis</i> Oishi		+				
30.	<i>C. aff. argutula</i> (Heer) Font.	+		+		+	

## Продолжение таблицы

1	2	3	4	5	6	7	8
31.	<i>C. williamsonii</i> (Brongn.) Brongn.				+		
32.	<i>Caytonia</i> sp.						
33.	<i>Sagenopteris mantellii</i> (Dunk.) Shenk		+				
34.	<i>S. phillipsii</i> (Brongn.) Presl.				+	+	+
35.	<i>S. petiolata</i> Oishi	+					
36.	<i>Pachypteris</i> sp.	+					+
37.	<i>Otozamites</i> sp. (cf. <i>O.klipstenii</i> (Dunk.) Sew.)		+	+	+	+	+
38.	<i>Dictyozamites</i> sp.	+					
39.	<i>Dictyozamites</i> sp. nov.1						
40.	<i>Dictyozamites</i> sp. nov.2						
41.	<i>D. tateiwae</i> Oishi		+				
42.	<i>D. naitoi</i> Kimura et Ohana		+				
43.	<i>D. cf. reniformis</i> Oishi		+				
44.	<i>Cycadolepis hypene</i> Harris	+			+	+	
45.	<i>Anomozamites fukutomii</i> Kimura et Ohana		+				
46.	<i>Ptilophyllum</i> sp.		+		+	+	+
47.	<i>Zamites</i> sp.		+	+	+		
48.	<i>Z. yabei</i> Oishi		+				
49.	<i>Nilssonia</i> sp.			+		+	+
50.	<i>Nilssonia</i> sp. 1						
51.	<i>N. compta</i> (Phill.) Takah.		+				
52.	<i>N. densinervis</i> (Font.) Bell		+				
53.	<i>Nilssonia</i> sp. 2						
54.	<i>Pseudoctenis</i> sp.		+		+	+	+
55.	<i>Baiera</i> sp.					+	+
56.	<i>Pseudotorellia</i> sp.		+	+	+	+	
57.	<i>Czekanowskia</i> sp.		+	+			
58.	<i>Podozamites</i> sp.	+			+	+	+
59.	<i>P. lanceolatus</i> (L. et H.) Braun	+	+	+	+	+	+
60.	<i>P. latifolius</i> (Shenk) Krysh. et Pryn.		+	+		+	
61.	<i>P. angustifolius</i> (Eichw.) Heer					+	+
62.	<i>P. eichwaldii</i> Shimp.						
63.	<i>Elatocladus</i> sp.			+			
64.	<i>E. constricta</i> (Feistm.) Oishi		+				
65.	<i>E. curvifolia</i> (Dunk.) Teslenko	+	+		+	+	
66.	<i>Elatides</i> sp.		+			+	
67.	<i>Araucarites</i> sp.		+				
68.	<i>A.utchensis</i> Fiest.		+		+		
69.	<i>Cunninghamia</i> sp.						
70.	<i>Pityophyllum</i> ex gr. <i>nordenskioldii</i> (Heer) Nath.	+	+	+	+	+	
71.	<i>Brachyphyllum</i> cf. <i>toyoraensis</i> Takah.		+				
72.	<i>Brachyphyllum</i> sp.	+			+		
73.	<i>Coniferites</i> sp.						
74.	<i>C. marchensis</i> Vachr.						
75.	<i>Leptostrobus</i> aff. <i>crassinervis</i> Heer	+					
76.	<i>Leptostrobus</i> sp. 1						
77.	<i>Tauriania gracilis</i> Teslenko				+		
78.	<i>Conithes</i> sp.p.					+	
79.	<i>Carpolithes heeri</i> Tur.-Ket.				+	+	
80.	<i>C. minor</i> Pryn.	+			+		+
81.	<i>Schizolepis</i> sp.	+					
82.	<i>Machaiostrobus</i> sp.	+					
83.	<i>Radicites</i> sp.	+			+		

Условные обозначения к таблице: 1 - порядковый номер; 2 - виды ископаемых растений алексеевского палеофлорического комплекса; 3 - ананьевская флора; 4 - флора из формации Утано Японии; 5 - флора Каратах; 6 - флора Каратау; 7 - флора Мангышлака; 8 - Ткварчельская флора Грузии.

встречены также репродуктивные органы, принадлежность которых к каким-либо родам или видам установить не удалось. Наиболее разнообразны папоротники (28 видов), хвойные (22 вида) и цикадофиты (18 видов); кейтониевые представлены - 4 видами, гинкговые и хвощовые - двумя; чекановские и птеридоспермовые - по одному виду. Среди папоротников наиболее высокое видовое разнообразие имеют роды *Cladophlebis*, *Sphenopteris*, *Acrostichopteris* и *Adiantopteris*; среди хвойных - *Podozamites* и *Elatocladus*, а среди цикадовых - *Dictyozamites* и *Nilssonia*. Отсутствие фитолеймы затрудняет определение *Zamites*, *Ptilophyllum*, *Baiera*, *Pseudotorellia*, *Czekanowskia*, а также некоторых *Podozamites*, *Elatocladus*, *Araucarites*. В алексеевском комплексе флоры широко представлены виды, встречающиеся на протяжении всего мезофита: *Coniopteris hymenophylloides*, *Ruffordia goeppertii*, *Onychiopsis psilotoides*, *Sagenopteris mantellii*, *Podozamites lanceolatus* и *Pityophyllum* ex gr. *nordenskioldii*. Виды, наиболее характерные для средней юры: *Klukia exilis*, *Osmundopsis prunadae*, *Cladophlebis toyoraensis*, *C. williamsonii*, *Sagenopteris petiolata*, *Otozamites* cf. *klipstenii*, *Dictyozamites naitoi*, *D. tateiwae*, *Nilssonia compta*, *Podozamites latifolius*, *P. echwaldii* и *Coniferites marchaensis*. Типичные представители триасовых и раннеюрских (лейасовых) флор *Phlebopteris* и *Pachypteris* из-за плохой сохранности определены до рода. Для комплекса характерны: *Klukia exilis*, *Phlebopteris* sp., *Acrostichopteris naitoi*, *Cladophlebis toyoraensis*, *C. naitoi*, *Sagenopteris phillipsii*, *Dictyozamites naitoi*, *D. tateiwae*, *Zamites yabei*, *Nilssonia compta*, *Czekanowskia* sp., *Podozamites latifolius* и *Elatocladus constricta*.

По видовому составу алексеевский комплекс флоры близок с комплексом из ананьевской толщи бассейна реки Раздольная юго-западной части Приморья. Возраст ананьевской толщи датируется как верхний аален - келловей по фауне *Mytilocerasmus* [5]. К сожалению, изучение ананьевского комплекса флоры находится на начальном этапе, но уже сейчас можно говорить о их ярко выраженном сходстве. В них определено 23 общих вида (табл.). Наиболее типичные для обоих комплексов виды: *Acrostichopteris naitoi*, *Ruffordia goeppertii*, *Dicksonia* aff. *concinna*, *Coniopteris hymenophylloides*, *Onychiopsis psilotoides*, *Cladophlebis naitoi*, *C.* aff. *argutula*, *Cycadolepis hypene*, *Nilssonia compta*, *Podozamites lanceolatus*, *Pityophyllum* ex gr. *nordenskioldii*, *Leptostrobos* aff. *crassinervis*, *Brachiphyllum* sp. и *Carpolites minor*. В ананьевском, как и в алексеевском, комплексе господствующее положение занимали папоротники, субдоминантами являлись хвойные и цикадофиты.

Алексеевский палеофлористический комплекс сходен (40 родов и видов) с флорой из морских слюев группы Тойора формации Утано Японии [13, 14].

Возраст формации Утано, по находкам в ней аммонитов и иноцерамов, установлен в пределах верхний тоар - бат [12]. Для них характерны одни и те же виды основных групп растений (табл.), в частности, среди папоротников велико сходство видового состава родов *Adiantopteris*, *Acrostichopteris*, *Onychiopsis*, *Cladophlebis* и *Sphenopteris*; встречены остатки реликтового папоротника *Phlebopteris* и птеридосперма *Pachypteris*; из кейтониевых в обоих встречается вид *Sagenopteris petiolata*; цикадофиты представлены общими видами родов *Dictyozamites* (*D. tataeiwae*, *D. naitoi*, *D. cf. reniformis*), *Nilssonia* (*N. compta*, *N. densinervis*) *Anomozamites fukutomii* и *Zamites yabei*. Сходен также видовой состав хвойных родов *Podozamites*, *Brachiphyllum*, *Araucarites* и *Elatocladus*. Однако, в алексеевском комплексе, в отличие от флоры Утано, отсутствуют такие теплолюбивые роды цикадофитов как *Ctenozamites*, *Pterophyllum*, *Cycadites*, *Williamsonia* и *Taeniopteris*, а из гинкговых род *Ginkgo*. В целом же, при доминировании папоротников в алексеевском комплексе субдоминантом являются хвойные, представительны цикадофиты, то во флоре Утано субдоминант - цикадофиты. Скорее всего, это объясняется тем, что комплекс флоры Утано сформирован растениями, произраставшими в более теплых климатических условиях.

Алексеевский палеофлористический комплекс по своему таксономическому составу имеет много общего со среднеюрскими флорами Каратау, Горного Крыма, Мангышлака и Ткварчели.

С флорой Каратау [2] алексеевский флористический комплекс сближает участие папоротниково - хвойной растительной группировки. Общими для них являются следующие таксоны: *Cladophlebis* aff. *argutula*, *Otozamites*, *Zamites*, *Nilssonia*, *Pseudotorellia*, *Czekanowskia*, *Ptilophyllum*, *Podozamites lanceolatus*, *P. latifolius*, *Pityophyllum* ex gr. *nordenskioldii*, *Elatocladus* и *Brachiphyllum* (таблица). Основное отличие состоит в преобладании во флоре Каратау родов и видов типичных для Среднеазиатской палеофлористической провинции.

С флорой Горного Крыма [6] алексеевский комплекс объединяет доминирование папоротников и хвойных при подчиненной роли цикадофитов (таблица). В них присутствуют общие роды папоротников: *Phlebopteris*, *Cladophlebis* и *Coniopteris*; кейтониевых - *Sagenopteris phillipsii*; цикадофитов *Zamites*, *Otozamites* и *Ptilophyllum* и вид *Cycadolepis hypene*. Вместе с тем, во флоре Горного Крыма разнообразны виды реликтовых папоротников *Phlebopteris* и *Dictyophyllum*, а цикадофиты малочисленны (5 видов, в алексеевском-18); птеридоспермовые и чекановские не встречены. В алексеевском палеофлористическом комплексе 5 видов рода *Podozamites*

(в Крыму -1), 4 вида рода *Elatocladus* (в Крыму -3) представители рода *Pagiophyllum* отсутствуют.

С флорой Мангышлака [4] алексеевский комплекс сближает доминирование папоротников, но в первом среди них преобладают реликтовые лейасовые виды; участие *Sagenopteris phillipsii* из кейтониевых и рода *Pachypteris* - из птеридоспермовых (таблица); в обоих комплексах разнообразны цикадофиты, особенно род *Nilssonia*. Всего 18 общих форм.

Определенное сходство (таблица) алексеевский палеофлористический комплекс обнаруживает и со среднеюрской флорой Ткварчельского бассейна [1]. Их сближает присутствие папоротников *Klukia exilis*, *Osmundopsis prynadae* и *Coniopteris hymenophylloides*, кейтониевых *Sagenopteris phillipsii* и птеридоспермовых (рода *Pachypteris*). Вместе с тем в Ткварчельской флоре более многочисленны реликтовые папоротники (*Marrattia* и *Clatropteris*), которые не встречены в алексеевском комплексе, а так же, более разнообразны цикадофиты, родов *Ptilophyllum*, *Stenozamites*, *Pseudocycas*, *Ctenis*, *Paracycas* и другие [1]. Хвойные в Ткварчельской флоре единичны, тогда как в алексеевском комплексе они доминируют наряду с папоротниками.

Сравнение алексеевского палеофлористического комплекса со среднеюрской флорой Йоркшира Англии [7, 8, 9, 10, 11] демонстрирует ряд общих черт: обилие папоротников (особенно семейств *Dicksoniaceae* и *Schizaceae*, а также формальных родов *Cladophlebis* и *Sphenopteris*) и наличие разнообразных голосеменных: кейтониевых, цикадофитов, гинкговых, чекановские и хвойных. Отличия состоят в том, что во флоре Йоркшира представлено больше родов реликтовых папоротников, среди цикадофитов доминирует род *Otozamites* (в алексеевском - *Dictyozamites*), из хвойных преобладает сообщество *Podozamites* - *Brachiphyllum* (в алексеевском - *Podozamites* - *Elatocladus*) и, кроме того, разнообразное семейство чекановские.

Таким образом, сопоставление алексеевского палеофлористического комплекса с близкими по возрасту флорами других регионов позволяет определить возраст отложений монакинской толщи, охарактеризованной флорой, как средняя юра (бат).

При этом, таксономический состав алексеевского комплекса наиболее близок к флорам из группы Тойора формации Утано Японии и ананьевской толщи юго - западной части Приморья.

#### ЛИТЕРАТУРА:

1. Делле Г.В. Среднеюрская флора Ткварчельского угленосного бассейна (Закавказье). Палеоботаника, вып. VI, 1967. С. 53 - 132.
2. Долуденко М.П., Орловская Э.Р. Юрская флора Кара-тау. М.: Наука, 1976. 260 с.
3. Олейников А.В., Коваленко С.В., Неволлина С.И., Вольнец Е.Б., Маркевич В.С. Новые данные по стратиграфии верхнемезозойских отложений северной части Партизанского каменноугольного бассейна. Континентальный мел СССР. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 114 - 126.
4. Просвирякова З.П. Юрская флора Мангышлака и ее значение для стратиграфии. М.-Л.: Наука, 1966. 174 с.
5. Решения четвертого межведомственного регионально-го стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья (Хабаровск 1990г.). Схема 33. Хабаровск: ХГГП, 1994. С. 3 - 6.
6. Тесленко Ю.В., Яновская Г.Г. Среднеюрская флора Горного Крыма. Киев: Наукова Думка, 1990. 159 с.
7. Harris T.M. The Yorkshire Jurassic flora. I. Thallophyta - Pteridophyta. L.: Brit. Mus. Natur. Hist., 1961. 212 p.
8. Harris T.M. The Yorkshire Jurassic flora. II. Caytoniales, Cycadales and Pteridosperms. L.: Brit. Mus. Natur. Hist., 1964. 191 p.
9. Harris T.M. The Yorkshire Jurassic flora. III. Bennettitales. L.: Brit. Mus. Natur. Hist., 1969. 186 p.
10. Harris T.M. The Yorkshire Jurassic flora. V. Coniferales. L.: Brit. Mus. Natur. Hist., 1979. 166 p.
11. Harris T.M., Millington W., Miller Y. The Yorkshire Jurassic flora. IV. L.: Brit. Mus. Natur. Hist., 1974. 150 p.
12. Kimura T. Recent knowledge of Jurassic and Early Cretaceous flora in Japan and Phytogeography of this time in East Asia. Bull. Tokyo Gakug. Univ. Sect. IV, vol. 39, 1987. P. 87 - 115.
13. Kimura T., Ohana T. Middle Jurassic and some late Liasic Plants from the Toyora Group, Southwest Japan (I). Bull. Nat. Sci. Mus. Ser. C, vol. 13, no 2, 1987. P. 41 - 76.
14. Kimura T., Ohana T. Middle Jurassic and some late Liasic Plants from the Toyora Group, Southwest Japan (II). Bull. Nat. Sci. Mus. Ser. C, vol. 13, no 3, 1987. P. 115- 148.

Поступила в редакцию 5 сентября 1997 г.

*Volynets E.B.*

#### The new age date of the Monakinskian Sequence of the Partisanskian coal basin in Primorye.

The Middle Jurassic flora was determined in Primorye for the first time. The studied paleofloristic complex was named as the Alexeevsky one. This complex defines the Monakinskian Sequence widespread in the Partisanskian coal basin. More than 80 plant-species were identified in the complex. The comparison of the Alexeevsky paleofloristic complex with the known Middle Jurassic floras is given. The studied complex shows the similarity to the flora from the Anan'evsky Sequence of southwestern Primorye and the flora from the Utano Formation in Japan. The Monakinskian Sequence was determined as of Middle Jurassic age.

## ПАЛИНОСТРАТИГРАФИЯ МААСТРИХТ-ДАТСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПИКАНСКОЙ ВПАДИНЫ (ПРИАМУРЬЕ)

Т.В. Кезина

Амурский комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, г. Благовещенск

В шовной зоне Южно-Тукурингского разлома на севере Верхнего Приамурья расположены Уруша-Ольдойская, Урканская и Пиканская впадины. Здесь широко развиты верхнемеловые, палеогеновые и неогеновые отложения. Их перспективность на россыпи благородных металлов и других полезных ископаемых, требует необходимости детального изучения стратиграфии рыхлых отложений.

В Пиканской впадине палинологически обоснован возраст отложений нижней подсвиты завитинской свиты ( $K_2zv_1$ ), нижней-средней подсвит цагайанской свиты ( $K_2cg_2$ ) и верхней подсвиты цагайанской свиты ( $P_1cg_3$ ).

В Пиканской впадине бурением были вскрыты отложения верхнего мела - нижнего палеогена. Впервые во впадине изучены палинокомплексы из этой части разреза и установлен их возраст.

Скважинами 04 (интервал глубин 502.3-310 м) и 05 (интервал глубин 277-197 м) вскрыты осадочные отложения, представленные чередованием песчаников, алевролитов, глин и аргиллитов с редкими прослоями (или линзами) песчаников.

Из керна скважин изучен палинокомплекс, для которого характерно преобладание спор (до 74.8%) либо пыльцы голосеменных (до 70.9%) и незначительное участие покрытосеменных (до 11%).

Среди таксономически разнообразных спор обычно доминируют гладкие трилетные группы *Leiotriletes* sp. (до 40%). Им сопутствуют споры мхов, плауновидных селлагинелловых и чистоустовых *Sphagnumsporites* sp., *Retitriletes* sp., *Leptolepidites* sp., *Osmundacidites* sp. Характерно участие близких к схизеевым: *Cicatricosisporites dorogensis* Pot., et Gell., *Appendicisporites* sp., *Klukisporites* sp. Часто встречаются близкие к глейхениевым, но их количество непостоянно (от 0.5 до 6.3%, иногда до 16.3%). Бобовидные споры *Laevigatosporites* sp. составляют значительную часть комплекса (от 1.6 до 15%), также встречаются реликтовые *Tripartina variabilis* Mal. (от 0.5 до 3.6%).

Встречаются споры, близкие к печеночным мхам (*Rouseisporites* sp., *R. reticulatus* Росоцк, *R. laevigatus* Соур., *R. involucratus* Chlon.), но число каждого из этих видов не превышает 1.1%. Еще реже встречаются *Aequitriradites spinulosus* Cook. et Dett. и обычно они приурочены к нижней части интервала. Также редки споры *Kuylisporites lunaris* Cook. et Dett., *Foraminisporites* sp., *Marattisporites* sp., и др. Большинство из перечисленных таксонов доминируют в раннемеловых палинофлорах.

Пыльца голосеменных составляет 20-30% (реже 70%). Среди них принимают участие *Ginkgocycadophytus* sp., *Araucariacidites* sp. Двумеш-

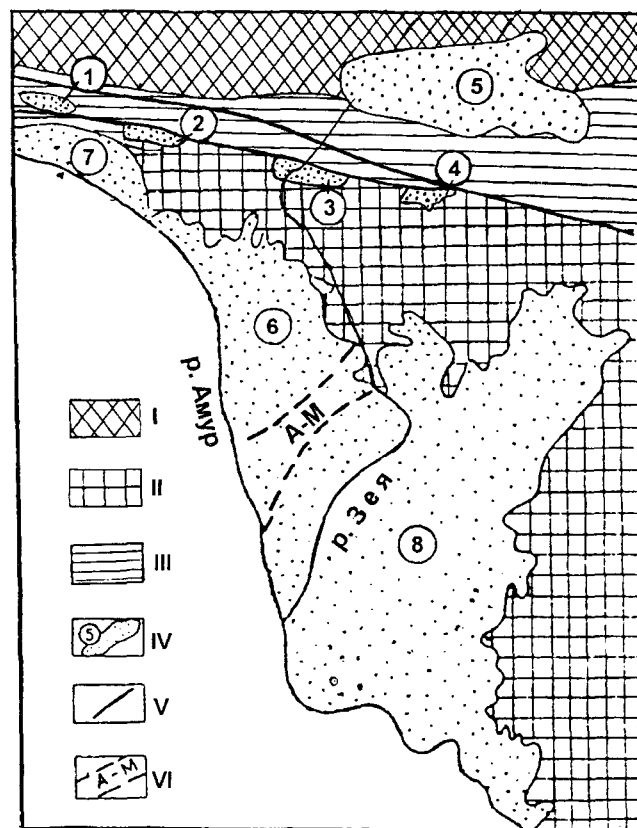


Рис. Схема геолого-структурного положения кайнозойских впадин Верхнего Приамурья. (По материалам Л.И.Красного, 1980; В.Г.Варнавского, 1977; с дополнениями и изменениями автора).

I - область докембрийской и байкальской складчатости; II - область палеозойской складчатости; III - область мезозойской складчатости; IV - мел-кайнозойские впадины: 1 - Уруша-Ольдойская, 2 - Урканская, 3 - Пиканская, 4 - Деспская, 5 - Верхне-Зейская, 6 - Ушумунская, 7 - Амуро-Зейская, 8 - Зейско-Буреинская; V - дизъюнктивные нарушения; VI - Амуро-Мамынский выступ.

ковая пыльца близких к сосновым представлена родами *Piceapollenites* sp., *Pinuspollenites* sp., реже *Podocarpidites* sp. (в сумме - до 10%). Довольно значительно, но не постоянно участие пыльцы *Dacrydiu-mites* sp., *Taxodiaceae* и *Cupressaceae* (3-12%), встречаются единичные зерна *Ephedripites* sp., *Classopollis* sp.

Покрытосеменные составляют незначительную часть комплекса (3-11%), и их разнообразие невелико. В основном это единичная пыльца *Alnipollenites* sp., *Betulapollenites* sp., *Juglanspollenites* sp., *Tricolpites* sp., *Ulmoideipites* sp.

Для палинокомплекса характерно разнообразие спор папоротникообразных при доминировании *Laevigatosporites*; постоянное участие спор родов *Rouseisporites*, *Kuylisporites*, а также близких к склизевым, *Appendicisporites* и *Cicatricosisporites*; доминирование среди голосеменных пыльцы *Taxodiaceae* и *Cupressaceae*; участие *Podocarpidites* и *Classopollis*; единичные зерна покрытосеменных.

Таксономический состав комплекса в интервале глубин 502-197 м, сходен с комплексом из нижнезавитинской подсвиты Зея-Буреинской впадины [1, 2, 4]. Кроме сходства таксономического состава, в них также близки доминирующие элементы: споры близкие к склизевым, глейхениевым и ужовниковым, и пыльца близкая, к таксодиевым и кипарисовым. Общим является и участие типичных раннемеловых таксонов родов *Rouseisporites*, *Aequitriradites*, *Tripartina*, *Classopollis* и др.

По литологическому составу вскрытые отложения сходны с терригенной завитинской свитой (переслаивание песчаников, глин и алевролитов) из Амуро-Зейской впадины.

Возраст нижнезавитинской подсвиты по фауне моллюсков, филлопод и остаткам растений - сеноман-туронский [1, 2]. Палинокомплекс из Пиканской впадины близок также к комплексам из столбовской толщи Сихотэ-Алиня, нижней подсвиты найбинской (пачки III и IV) и нижней подсвиты быковской (пачки I и II) свит Сахалина [3], а также кийской свиты в Западной Сибири [5,6]. Таким образом, возраст отложений, вскрытых в интервале глубин 502-197 м, по палинологическим данным устанавливается как сеноман-турон.

В Пиканской впадине с угловым несогласием на размытой поверхности завитинской свиты залегают толща светлых песков, алевролитов и глин.

В интервале глубин 237-157 м (скв. 01), 174-136 м (скв. 02), 286-149 м (скв. 03), 310-220.5 м (скв. 04), 197-107 м (скв. 05) из глинистых отложений зеленовато-серого и буровато-зеленого цвета, с прослоями алевролитов изучен палинокомплекс. Для него характерно доминирование покрытосеменных (до 61%), значительное участие голосеменных (25-51%). Споры составляют 10-20%.

Среди покрытосеменных многочисленна и разнообразна пыльца формальных таксонов: *Tricolpites gracilis* Bratz., *Tricolpoporopollenites radiatostratus* (Mтч.) Bratz. (1.3%), *Triporopollenites plicoides* Zakl., *Elytranthe striatus* Coup. (до 5%). Разнообразно представлена пыльца типа "unica": *Aquilapollenites insignis* N. Mтч., *A. quadrilobus* Rouse, *A. granulatus* N. Mтч. (в сумме до 8%). В комплексе принимает участие пыльца близких к современным семействам *Hamamelidaceae* (0.5-2.4%), *Myrtaceae* (0.4-2.4%), *Proteacidites* sp., *Platanuspollenites* sp., *Quercites sparsus* Sam. (до 7.6%), *Loranthacites* sp. (до 2.2%), *Menispermities* sp., *Alnipollenites* sp., а также *Ulmoideipites tricostatus* And., *U. krempii* And. (в сумме до 6.7%). Встречаются *Fraxinipollenites* sp., *Wodehouseia spinata* Stanl., *Orbiculapollis lucidus* Chlon., *Kuprianipollis* sp.

Голосеменные представлены пыльцой *Araucariacidites* sp., *Dacrydiumites* sp., *Podocarpidites* sp., а также *Ginkgocycadophytus* sp. (в сумме до 18.3%). Характерно незначительное участие *Classopollis* sp. Количество пыльцы *Taxodiaceae* достигает 21.5%, а *Pinaceae* - 17%.

Среди спор, кроме гладких бобовидных *Laevigatosporites* (до 9%) также участвуют *Bryales* sp., *Lepetolepidites verrucatus* Coup., *Cingulatisporites* sp., *Rouseisporites* sp., *Cicatricosisporites* sp., *Taurocusporites* sp., *Cyathidites minor* Coup.

Для изученного палинокомплекса характерно доминирование и значительное таксономическое разнообразие пыльцы покрытосеменных. Наиболее многочисленна пыльца растений, близких к современным семействам: ильмовым, буковым, миртовым, лорантовым, санталовым, гамамелисовым и др. Вместе с тем велико участие пыльцы растений, родство которых с современными семействами не установлено. Это растения с пыльцой типа "unica" (*Aquilapollenites*) и "oculata" (*Orbiculapollis* и *Wodehouseia*). Среди голосеменных наиболее многочисленна пыльца растений, близких к таксодиевым и сосновым. Значительно участие теплолюбивых араукариевых и ногоплодных.

По таксономическому составу палинокомплекс из Пиканской впадины, характеризующий отложения в интервале 310-107 м, близок к комплексу из верхней части средней и нижней части верхней подсвит цагаанской свиты в Зея-Буреинской впадине [1, 2], в котором доминируют покрытосеменные, главным образом, близкие к ильмовым и пыльца типов "unica" и "oculata". В изученном нами комплексе их участие не столь значительно.

Палинокомплекс сходен с комплексом из осадочной толщи в бассейне р. Тахало Сихотэ-Алиня [3], нижней части бошняковской свиты и верхней части нижней подсвиты красноярковской свиты на Сахалине [3], из верхней части свиты Хелл-Крик в

Монтане (США), палинозон VI-VIII свиты Эдмонтон в Канаде [7], свиты Тайджоу в уезде Жудун в Китае [8] и др.

Таким образом, возраст палинокомплекса, по всей вероятности, поздний маастрихт.

В Пиканской впадине скважинами 01, 02, 03 в интервале глубин 248-128 м вскрыты углистые глины, зеленовато-серые алевриты с примесью слюдистого песка с обильными растительными остатками. Палинокомплекс из этого интервала характеризуется преобладанием покрытосеменных (до 69%), значительным участием спор (26-66%) и голосеменных (26-71%).

Среди таксономически разнообразных спор определены *Cingulatisporites euskirchenoides* Bolch., *Rouseisporites laevigatus* Росоцк., а также *Cicatricosisporites* sp., *Cingulatisporites* sp. (до 1.9%), *Verrucosisporites* sp. (до 1.4%), *Klukisporites* sp., *K. visibilis* (Bolch.) Bolch. (1.4%), *Concavissimisporites multituberculatum* Bolch. (Bolch), (до 2.8%), *Trilobosporites mirabilis* (Bolch.) Bolch., *Gleicheniidites* sp., *Cyathidites* sp., *Brochoiriletes* sp., *Schizosporites reticulatus* Cook. et Dett.

Среди голосеменных многочисленна пыльца близких к таксодиевым (до 14.7%) и сосновым (до 33%), а также *Ginkgocycadophytus* spp., Cupressaceae, *Gnetaceapollenites* sp. и *Ephedripites* sp.

В составе покрытосеменных (до 25%) доминирует пыльца групп "oculata" и "unica": *Orbicularipollis globosus* Chlon., *O. lucidus* Chlon., *Wodehouseia spinata* Stanl., *Aquilapollenites asper* N. Mtch., *A. granulatus* N. Mtch., *A. insignis* N. Mtch. Многочисленна пыльца трипоратного типа: *Tricolpites gracilis* Bratz., *T. aff. mataurensis* Couper, *Tricolpites* sp. Велико разнообразие пыльцы растений, близких к современным: *Ulmoidipites* sp., *U. tricostatus* And., *U. krempii* And., *Quercites sparsus* Sam., *Magnolia* sp., *Platanus* sp., *Proteacidites asper* Samoil., *P. thalmanii* Anders., *Elytrante striatus* Coup., *Loranthacites macrosolenoides* N. Mtch., Menispermaceae, Santalaceae, Leguminosae, Myricaceae, *Liliacidites* sp.

Характерный таксономический состав, доминирование покрытосеменных при разнообразии спор и небольшом количестве голосеменных, участие споровых, типичных для поздне меловой палинофлоры, разнообразие пыльцы группы "unica" позволяют сопоставить описанный комплекс с палинокомплексом из верхней подсвиты цагайской свиты Ушумунской (Мамонтова, 1976) и Амуро-Зейской впадин (Братцева, 1969). Возраст палинокомплекса определяется ранним палеогеном.

Таким образом, впервые в пределах Пиканской впадины установлены отложения сеноман-туронского и маастрихт-датского возраста, которые детально охарактеризованы палинологически.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Братцева Г.М. Новые данные о флоре, пограничной между мелом и палеогеном в районе Зейско-Буреинской депрессии // Докл. АН СССР. т. 143, 1962, № 1, с. 167-170.
2. Братцева Г.М. Палинологические исследования верхнего мела и палеогена Дальнего Востока // Труды Геол. ин-та АН СССР. Вып. 207, 1967, 57 с.
3. Маркевич В.С. Меловая палинофлора севера Восточной Азии. Владивосток: Дальнаука. 1995, 200 с.
4. Сорокин А.П. История геолого-геоморфологического развития Зейско-Буреинской впадины в мезозое и кайнозое // Автореферат дис. канд. геол.-минер. наук. ДВГИ. Владивосток. 1972, 26 с.
5. Хлонова А.Ф. Споры и пыльца верхней половины верхнего мела Восточной части Западно-Сибирской низменности // Труды ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР. 1961, Вып. 17, 1961, 102 (104).
6. Хлонова А.Ф. Палинологическая характеристика меловых отложений на реке Кие (Зап. Сибирь). // Труды ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР. Вып. 312, 1976. 102 с.
7. Srivastava S.K. Pollen biostratigraphy and palaeoecology of the Edmonton Formation (Maestrichtian), Alberta, Canada // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeocol. 1970, № 7, P. 221-276.
8. Zhou Shanfu. The significance of the found fossil species of *Wodehouseia* in China // Acta Botanica Sinica. 1985. V. 24, № 4, P. 427-434.

Поступила в редакцию 3 июня 1994 г.

T.V.Kezina

#### Palinostratigraphy of the Maestrichtian and Danian in the Pikan depression (Priamuriye)

Within the suture zone of the South Tukuringra fault in the northern part of the Upper Amur region Urusha-Oldoy, Urkan and Pikan depressions are located. The Late Cretaceous, Paleogene and Neogene deposits are widely developed there. The perspective of those sediments for the placers of precious metals and some other minerals requires detailed investigation of the loose deposits stratigraphy. In the Pikan depression the lower member of the Zavitsinsk formation ( $K_2 z_1$ ), the middle-upper ( $K_2 c_2$ ) and upper ( $P_1 c_3$ ) members of the Tsagayan formation are distinguished and their palynological characteristics are given.



## О ВОЗРАСТЕ И ОБЪЕМЕ КАМЕНУШИНСКОЙ СВИТЫ ХИНГАНСКОЙ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОЙ ЗОНЫ (ПРИАМУРЬЕ)

В.В.Кириянова

Хабаровское государственное горно-геологическое предприятие, г.Хабаровск

Приводятся все известные в настоящее время сведения о флоре каменушинской свиты и ее характеристика. Предполагается, что время существования этой флоры соответствует солонийскому (берриас-валанжин и, вероятно, часть готерива) этапу развития флор Амурской палеофлористической провинции, а не чагдамыно-чемчукинскому (поздний готерив-баррем и, возможно, часть апта), как считалось ранее.

### ВВЕДЕНИЕ

Низы разреза меловых образований Хинганской структурно-формационной зоны [17] ранее включались в состав ургальской свиты позднеюрско-раннемелового возраста, впервые выделенной Т.Н.Давыдовой и Г.Ф.Крашенинниковым в Бурейском каменноугольном бассейне [20]. По мнению А.П.Глушкова [7] и С.А.Музылева (1960 г.), она залегает на эффузивах среднего состава станолірской свиты. В то же время М.Г.Золотов [9], В.А.Кузьмичев (1955 г.), П.Н.Кошман (1957 г.) считали, что на Малом Хингане ургальская свита подстилает станолірскую и в большинстве мест залегает на палеозойских гранитоидах, реже - на юрских отложениях. В 1962 г. М.М. Кошман, анализируя списки ископаемой флоры, собранной в ургальской свите в районе ст.Лондоко и на Сутарском хребте в 30-50-е годы, пришла к выводу, что они по флоре сопоставимы с чемчукинской и чагдамынской свитами Бурейского бассейна. Она же предложила впредь именовать эти отложения "каменушинской свитой", принимая их готерив-барремский возраст [6,8,10]. Этот возраст, по ее мнению, подтверждается наличием в палеофлористическом комплексе свиты *Onychiopsis elongata* (Geyl.) Yok., *O.mantellii* (Brongn.) Sew., *Sphenopteris goeppertii* Dunk., *Pandanophyllum* sp., отсутствующих в ургальской флоре [4]. В.А.Вахрамеев [3] считал, что совместное присутствие *Coniopteris burejensis* (Zal.) Sew. *C.hymenophylloides* (Brongn.) Sew и *Onychiopsis elongata* (Geyl.) Yok. указывает на неокомский возраст каменушинской флоры. Позже М.М.Кошман [19] не исключала, что время ее существования соответствует берриасу-раннему баррему. Вторым и Третьим Дальневосточными Межведомственными региональными стратиграфическими совещаниями возраст каменушин-

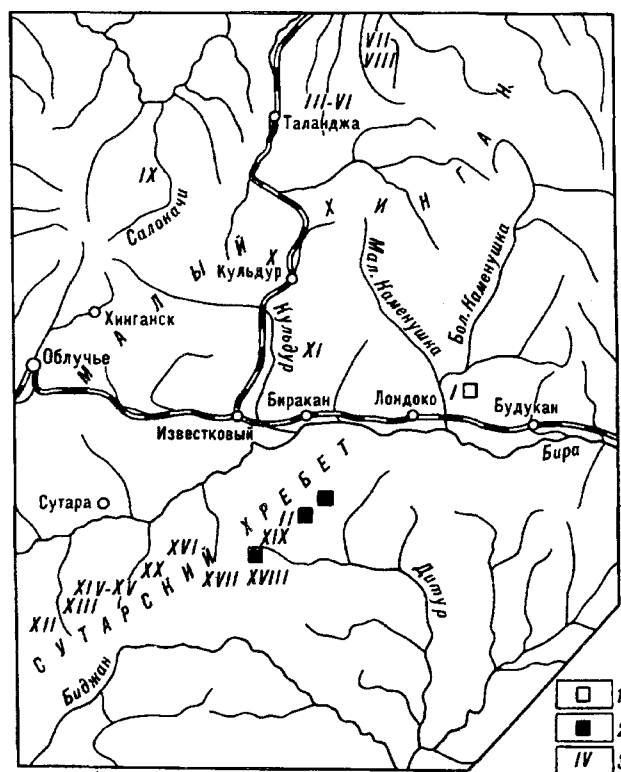


Рис. 1. Схема местонахождений разрезов и флоры каменушинской свиты по данным различных исследователей. Масштаб 1: 1 000 000.

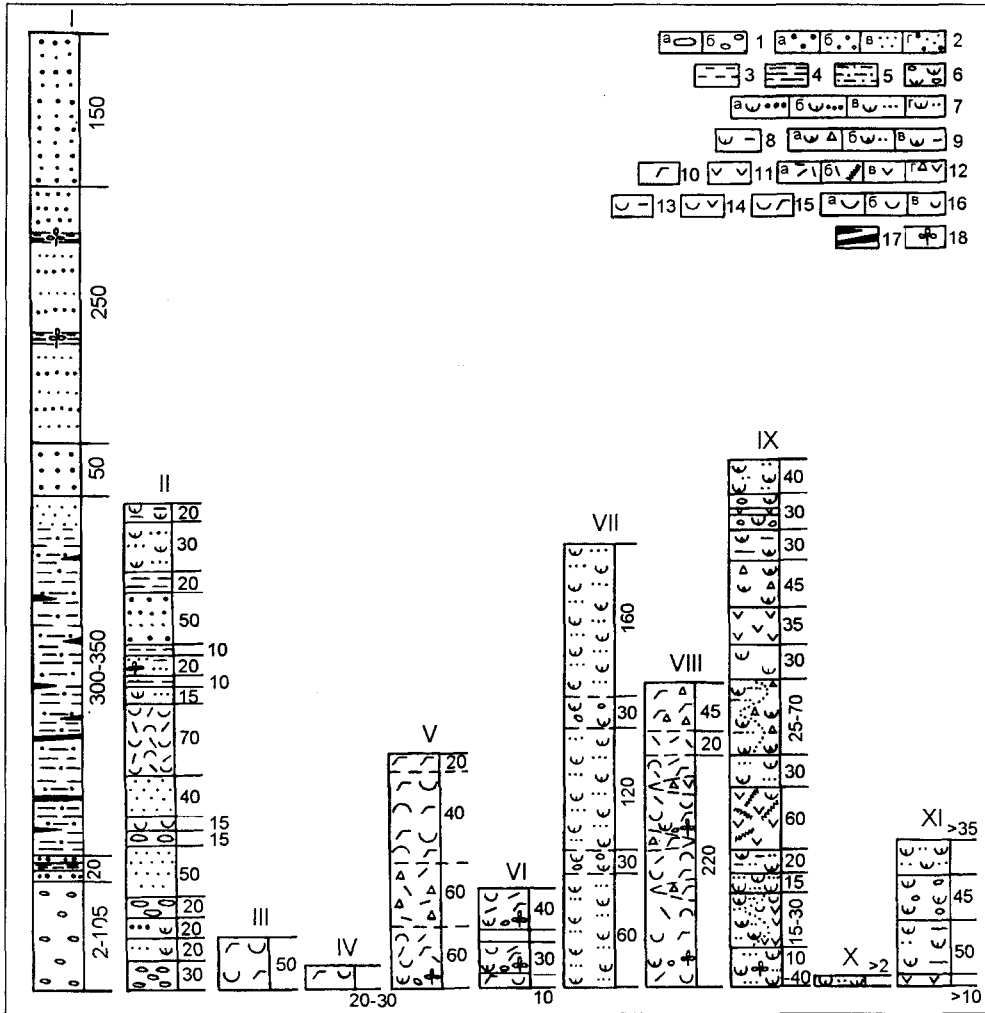
1-2 - тафофлоры: 1 - каменушинская; 2 - сутарская, 3- местонахождения разрезов: I - междуречье Большая Каменушка - Демнукан (А.С.Зинченко 1953 г.); II - междуречье руч. Ноли, Зеленого и р. Толмаки (А.А.Шульжик, 1976 г.); III - VI - бассейн р.Средняя Урунда (В.А.Евтушенко, 1970 г.); VII-VIII - среднее течение р.Нижняя Урунда (В.А.Евтушенко, 1970 г.); IX - левобережье р. Салокачи (М.А.Павлов, 1993 г.); X - междуречье руч. Станолір и р. Кульдур (М.А.Павлов, 1993 г.); XI - правобережье среднего течения р. Карагай (М.А.Павлов, 1993 г.); XII - правый борт р. Левая Костеньга; XIII - правый борт р. Правая Костеньга; XIV - уч. Квадрат I - I; XV - уч. Квадрат II - II; XVI - уч. Золотой; XVII - Дитур I - I; XVIII - уч. Дитур II - II; XIX - левый борт р.Ноли; XX - бассейн р.Сита (XII - XX - А.А.Шульжик, 1976 г.)

кой свиты принимался баррем-аптским [15, 16], а Четвертым - готерив-барремским [17].

**ОБЪЕМ И РАЗРЕЗ КАМЕНУШИНСКОЙ СВИТЫ**

Описание стратотипа каменушинской свиты не опубликовано. М.М.Кошман (1962 г.) в качестве типового разреза выделяемой свиты предлагала рассматривать разрез, изученный А.С.Зинченко (1953 г.) в междуречье Большая Каменушка - Демнукан (рис.1, пункт I; рис. 2, колонка 1). По его данным, базальные слои свиты, залегающие непосредственно на палеозойских гранитах, представлены конгломератами, содержащими грубокатанную гальку палеозойских гранитов, кварци-

товидных песчаников и кристаллических сланцев. Мощность их колеблется от 2 до 105м. Выше залегает пачка крупно- и среднезернистых аркозовых песчаников с прослоями алевролитов и аргиллитов мощностью 20-25 м. Их перекрывают аркозовые, реже полимиктовые песчаники, переслаивающиеся с аргиллитами и алевролитами, среди которых залегают два пласта каменного угля мощностью 0,8 и 1,1 м и шесть маломощных угольных пропластков. Далее разрез наращивается тонко- и мелкозернистыми глинистыми песчаниками, характеризующимися значительным содержанием слюды. Мощность описанной части разреза составляет 300-500 м.



**Рис. 2.** Частные колонки разрезов каменушинской свиты по данным различных исследователей (местонахождения разрезов I - XI см. на рис. 1).

1 - конгломераты: валунно-галечные (а), крупногалечниковые (б); 2 - песчаники: крупнозернистые (а), среднезернистые (б), мелкозернистые (в), не разделенные по зернистости (г); 3 - алевролиты; 4 - аргиллиты; 5 - переслаивание мелко-крупнозернистых песчаников с алевролитами; 6 - туфоконгломераты; 7 - туфопесчаники: крупнозернистые (а), среднезернистые (б), мелкозернистые (в), не разделенные по зернистости (г); 8 - туфоалевролиты; 9 - туффиты: агломератовые и псефитовые (а), псаммитовые (б); алевроитовые (в); 10 - риодациты; 11 - андезиты; 12 - структурно-текстурные особенности пород ( на примере риолитов и андезитов): массивные (а), флюидалльные (б), афировые и мелкопорфировые (в), лавобрекчии (г); 13 - туфы риолитов; 14 - туфы андезитов; 15 - туфы риодацитов; 16 - размерность пирокластов в туфах: псефитовая (а), псаммитовая (б), алевроитовая (в); 17 - пласты и пропластки угля; 18 - ископаемые растительные остатки.

Верхняя часть свиты характеризуется более однообразным составом. Внизу она сложена аркозовыми и полимиктовыми песчаниками, мощность которых достигает 50 м. Выше следует мощная пачка (250 м) мелко- и среднезернистых песчаников с редкими пластами алевролитов, песчано-глинистых, глинистых и углисто-глинистых сланцев, вмещающих многочисленные маломощные пропластки каменного угля и углистой сажи. Из этой части разреза (рис. 1, 2) А.К.Зинченко и В.А.Кудиновым (1953 г.) собрана раннемеловая флора, представленная, по определениям Б.М.Штемпеля, *Onychiopsis elongata* (Geyl.) Yok., *Coniopteris hymenophylloides* (Brongn.) Sew., *Coniopteris orientalis* (Schenk.) Pryn., *Cladophlebis haiburnensis* (L. et H.) Brongn., *Cladophlebis nebbensis* (Brongn.) Nath.. Р.З. Генкина, по сборам А.И.Архангельского [1] из того же местонахождения, определила *Onychiopsis mantellii* (Brongn.) Sew., *Coniopteris* ex gr. *burejensis* (Zal.) Sew., *Conioteris maakiana* (Heer) Pryn., *Coniopteris hymenophylloides* Brongn., *Coniopteris obrutschewii* (Kras.) Pryn., *Sphenopteris naktongensis* Yabe, *Sphenopteris* ex gr. *goeppertii* Dunk., *Anomozamites lindleyanus* Schimp., *Ginkgo sibirica* Heer, *Sphenobaiera angustiloba* (Heer) Florin, *Podozamites lanceolatus* (L. et H.) Schimp., *Pityophyllum nordenskioldii* (Heer) Nath. Р.З.Генкина датировала этот комплекс растений поздней юрой-ранним мелом. В полевой период 1994 года нами в этой же части разреза собраны *Equisetites* sp., *Coniopteris hymenophylloides* (Brongn.) Sew., *Cladophlebis* spp., *Nilssonsonia mediana* (Leck. et Bean) Fox-Strang., *?Ctenis* sp., *Podozamites* cf. *lanceolatus* (L. et H.) Schimp., *Podozamites* cf. *reinii* Geyley, *Pityophyllum* sp., *Carpolithes* sp..

Венчается свита средне- и крупнозернистыми аркозовыми песчаниками, мощность которых достигает 150 м.

Таким образом, каменушинская свита сложена преимущественно аркозовыми, реже полимиктовыми песчаниками, переслаивающимися с аргиллитами, алевролитами и пластами каменного угля, что является характерным признаком, отличающим ее от других стратонев изучаемой площади. По этой причине к ней не должны относиться низы разреза меловых образований западной и северо-восточной краевых частей Таланджанской вулканотектонической структуры, представленные псефитовыми, агломератовыми и глыбовыми туфами дацитов и их лавобрекчиями, псаммитовыми туфами риолитов, туффитами, туфоконгломератами, туфопесчаниками (рис. 1, пункты III - VIII; рис. 2, колонки III - VIII).

Что касается отнесения к каменушинской свите разнообломочных туффитов, вулканогенно-

осадочных пород, андезитов и их туфов из основания разреза меловых образований восточной и северо-восточной частей Хингано-Олонойской вулканоструктуры (П.Н.Кошман и др., 1957; М.А.-Павлов и др., 1993 г.), то они (рис.1, пункты IX - XI; рис.2., колонки IX - XI) также не соответствуют строению каменушинской свиты в стратотипической местности и, вероятно, являются низами станолирской свиты [9]. Косвенным подтверждением принадлежности этих пород более высоким частям мелового разреза могут служить находки в них на левобережье р.Салокачи (Павлов и др., 1993; местонахождение IX) подокарпусов и елатокладусов, близких представителям этих родов, описанным из уссурийской (баррем-ранний апт [17]) и липовецкой (поздний апт - ранний-средний альб [17]) свит юго-западной части Приморья [12].

Каменушинская свита известна также в Сутарской депрессии. Здесь ее разрезы изучались горными выработками (В.В.Мельников, 1960 г.) в истоках р.Ноли, а также горными выработками и буровыми скважинами (А.А.Шульжик и др., 1976 г.) в верховьях рек Правая и Левая Костеньга, Дитур, Мал. Толмаки, Сита, Ноли (рис. 1, пункты XII - XIX; рис. 3).

В песчаниках и алевролитах, к которым приурочены линзы углей, в изобилии присутствует растительный детрит и углефицированные растительные остатки. Среди них В.Д.Принада, по сборам С.М.Ткалича (1933 г.), С.А.Музылева и А.И.Савченко (1932 г.), установил *Onychiopsis* cf. *elongata* (Geyl.) Yok., *Cladophlebis denticulata* (Brongn.) Font., *Cladophlebidium birensense* Pryn., *Sutariopteris trinitata* Pryn., *Sphenopteris diturensis* Pryn., *Nilssonsonia* cf. *schmidtii* Heer, *Ginkgo digitata* Brongn., *Pityophyllum angustifolium* (Nath.) Moell., *Pandano-phyllum* sp.. М.М.Кошман, по сборам В.В.Мельникова (1960 г.) из кровли угольного пласта в истоках р.Ноли, определила *Cladophlebis* cf. *whitbiensis* (Brongn.) Brongn., *Pityophyllum longifolium* Nath., *Podozamites* cf. *lanceolatus* (L. et H.) Schimp., *Nilssonsonia* sp. Нами в 1994 г. из этой же части разреза собраны *Hausmannia* cf. *leeiana* Sze, *Lobifolia novopokrovskii* (Pryn.) Rasskaz. et E. Lebed., *Cladophlebis* ex gr. *lenaensis* Vachr., Cl. sp. 1, Cl. sp. 2, Cl. sp.3, *Podozamites* cf. *lanceolatus* (L. et H.) Schimp., *Pityophyllum lindstroemii* Nath., P. ex gr. *nordenskioldii* (Heer) Nath. Кроме того, в верховьях руч. Сухой Кайлан, в делювии, в породах каменушинской свиты нами встречены *Hausmannia* cf. *leeiana* Sze, *Cladophlebis* cf. *argutula* (Heer) Nath., *Pityophyllum lindstroemii* Nath.

Что касается взаимоотношений свиты с перекрывающими образованиями, то в стратотипической местности они не выяснены, так как значи-

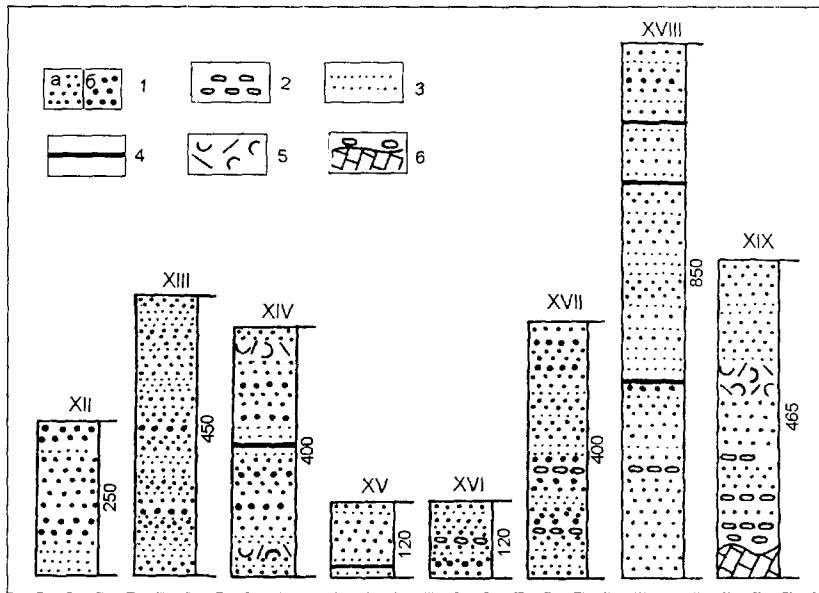


Рис. 3. Особенности строения каменишинской свиты в Сутарской депрессии (по данным горных выработок и буровых скважин; А.А.Шульжик. 1976 г.) Местоположение разрезов (XII - XIX) см. на рис. 1.

1 - песчаники: мелко-среднезернистые (а), крупнозернистые (б); 2 - конгломераты; 3 - алевролиты; 4 - линзы углей; 5 - туфы риолитов псаммитовые литокристаллокластические; 6 - конгломераты с размывом и угловым несогласием залегают на известняках лондоковской свиты.

тельная часть площади закрыта аллювиальными отложениями и полный разрез свиты не вскрыт (А.С.Зинченко, 1953 г.). У С.М.Музылева и А.И.Савченко (1932 г.) есть упоминание о размыве угленосной толщи, которая позже была отнесена к каменишинской свите. Факт углового несогласия между каменишинской и станолірской свитами они доказывают и залеганием станолірской свиты на разных стратиграфических горизонтах каменишинской. М.Г.Золотов [9], Ю.Б.Сазанов [18] также предполагали наличие перерыва между каменишинской и станолірской свитами. В Сутарской депрессии В.Г.Сенкевич (1957 г.) допускал наличие углового несогласия между песчаниками каменишинской свиты и кислыми эффузивами солонечной свиты. М.М.Кошман высказывала предположение о фациальном замещении каменишинской и станолірской свит и согласных взаимоотношениях с перекрывающей их солонечной свитой [8, 10].

Общая мощность свиты оценивается в 800 м.

#### ФЛОРИСТИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Флористический комплекс каменишинской свиты представлен членистостебельными, папоротниками, саговниковыми, беннеттитовыми, гинкговыми, хвойными и растениями неопределенного систематического положения. Из членистостебельных встречаются единичные отпечатки хвощей, обычные для юрских и нижнемеловых отложений. Папоротники являются наиболее распространенной группой как в видовом, так и в количественном отношении. Часть из них с определенной долей условности можно связать с семействами Dicksoniaceae, Pteridaceae, Dipteridaceae. Семейство Dicksoniaceae представлено многочисленными

ми обрывками четырех видов *Coniopteris*, являющихся доминантами в междуречье Каменишка-Демнукан. Нами установлен лишь один вид *Coniopteris hymenophylloides*, остальные виды *C. maakiana*, *C. obrutschewii*, *C. orientalis*, присутствующие в более ранних определениях, являются близкими, если не тождественными *C. hymenophylloides*. Все они, появившись в нижней юре, приобретают наиболее широкое распространение в среднеюрских отложениях и продолжают встречаться в верхней юре. В пределах Сибири и Дальнего Востока такого типа папоротники проникают в нижнюю часть нижнего мела.

Условно с семейством Dicksoniaceae связывается род *Lobifolia*, представленный конечными перьями *L. novopokrovskii* (Pryn.) Rasskaz. et E. Lebed. Он распространен в солонийской (берриас-нижний готерив) и чемчукинской (верхний готерив - баррем) свитах Буреинского бассейна, в берриасских, валанжинских и барремских отложениях юго-восточных районов Приморья.

Растения, сближаемые с семейством Pteridaceae, представлены двумя чрезвычайно близкими или тождественными видами *Onychiopsis elongata* и *O. mantellii*. В отечественной литературе они фигурируют в качестве географических разновидностей. *O. elongata* распространен во всех подразделениях нижнего мела Восточной Азии, встречаясь преимущественно среди нижнемеловых отложений Китая, Японии и Дальнего Востока. В единичных случаях встречен в верхнеюрских отложениях Японии. *O. mantellii* пользуется широким распространением в нижнемеловых отложениях Западной Европы и Северной Америки. Большинство исследователей считают его тождественным *Ony-*

*chiopsis psilotoides* (Stok. et Webb.) Ward, известно-му из юры Израиля, верхней юры и нижнего мела Японии, из нижнего мела Сибири, Казахстана, Европы, Индии, Северной Америки, а также из низов верхнего мела Чехословакии.

Семейство Dipteridaceae представлено отпечатками крупнолистной *Hausmannia* cf. *leeiana*, являющейся наиболее характерным видом солонийской свиты Буреинского бассейна (берриас-нижний готерив), нижней части батылхского горизонта (неоком) Ленского бассейна. Она известна также из юрских отложений Китая, Тувы, Восточной Ферганы и верхнетриасовых отложений Средней Азии.

Остальные папоротники отнесены к родам неопределенного систематического положения - *Sutariopteris*, *Cladophlebis* и *Sphenopteris*. *Sutariopteris trinitata* описан В.Д.Принадой с Сутарского хребта как новый вид нового рода. Большинство представителей рода *Cladophlebis*, встречающихся в отложениях каменушинской свиты, появившись в позднем триасе или ранней юре, достигли своего расцвета в средней-поздней юре, лишь незначительно переходя в первую половину раннего мела. Характерным для неокома является только *Cladophlebis lenaensis*, известный из бассейнов рек Алдан, Лена и Буряя.

В определениях В.Д. Принады и Р.З. Генкиной приводятся многочисленные представители рода *Sphenopteris*. В действительности нами такого разнообразия не наблюдалось. Упоминаемые в ранних определениях *S. naktongensis* и *S. goeppertii* по морфологии довольно близки между собой, иногда их считают синонимами. Они встречаются во всех подразделениях нижнего мела. *S. diturensis* описан В.Д.Принадой как новый вид. Впоследствии он нигде не упоминался и диапазон его распространения остался не известным.

Саговниковые в каменушинской палеофлоре представлены двумя видами *Nilssonia* и сомнительным обрывком ?*Ctenis*. *N. mediana* наиболее характерна для средней юры, в нижней и верхней юре встречается реже. В нижнем мелу она отмечена в Буреинском бассейне, нижнем течении реки Алдан и в Южном Приморье. *N. smidtii* известна из нижней-средней юры Иркутского бассейна, верхней юры бассейна реки Зeya, верхней юры-нижнего мела (талынджанская и солонийская свиты) Буреинского бассейна, нижнего мела Северо-Востока России.

В определениях Р.З.Генкиной фигурирует представитель беннеттитовых *Anomozamites lindleyanus*, распространенный в верхнетриасовых юрских отложениях Казахстана и Иркутского бассейнов. И лишь *A. ex gr. lindleyanus* упоминается

из нижнемеловых отложений бассейна реки Колымы.

Из гинкговых встречены два широко распространенных юрско-меловых представителя *Ginkgo digitata* и *G. sibirica*, а также *Sphenobaiera angustiloba*.

Хвойные представлены двумя видами *Podozamites* (*P. lanceolatus* и *P. cf. reinii*), широко распространенными в юрских и нижнемеловых отложениях Европы, Азии и Северной Америки. Кроме того, плоскости напластования обильно покрыты хвоей, относимой к нескольким видам формального рода *Pityophyllum* (*P. angustifolium*, *P. lindstroemii*, *P. ex gr. nordenskioldii*, *P. sp.*). Все перечисленные типы хвой очень часто встречаются в северном полушарии в отложениях, начиная с верхнего триаса и заканчивая основанием верхнего мела.

Как растения неопределенного систематического положения рассматриваются семена *Carpolithes* sp.

В определениях В.Д.Принады упоминается *Pandanophyllum* sp. Один из представителей этого рода известен из нижнего мела Приморья. Видовая принадлежность отпечатка из каменушинской свиты не ясна и диапазон его распространения не определен.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Попытка обосновать готерив-барремский возраст каменушинской свиты (Кошман 1962 г.) путем сопоставления ее растительного комплекса с флорой старосучанской свиты юго-восточной части Приморья в настоящее время не кажется убедительной, так как в числе общих для них форм приводятся растения чрезвычайно широкого стратиграфического и географического распространения, встречающиеся также в берриасских и валанжинских отложениях Приморья [12]. Кроме того, в старосучанской свите повсеместно присутствуют представители родов *Araucariodendron*, *Athrotaxites*, *Elatides*. В каменушинской свите мы не находим даже их следов, хотя в более молодых меловых отложениях Малого Хингана они являются доминантами.

Ко времени выделения каменушинской свиты и сопоставления ее флоры с флорой чагдамынской и чемчукинской свит [6, 10, 15] общими для них являлись лишь два представителя формального рода *Pityophyllum* (*P. ex gr. longifolium* и *P. ex gr. nordenskioldii*), чрезвычайно распространенные в мезозойских отложениях. Учитывая наличие в каменушинской палеофлоре большого количества триасово-юрских растений, едва переходящих в нижний мел, вероятнее всего предположить, что на традиционно высокое положение каменушинской

свиты в стратиграфических схемах [6, 8, 10, 15, 16, 17], существенное влияние оказывало присутствие в определениях В.Д.Принады однодольного покрытосеменного растения *Pandanophyllum* sp..

Единственный вид этого рода *Pandanophyllum ahnertii* Krysht. описан А.Н.Криштофовичем [13, 14] из липовецкой свиты юго-западной части Приморья из "горизонта с *Stenis*". А.Н.Криштофович называл это растение "загадочным", отмечал его "малохарактерный облик". Очевидно, он не был уверен в его систематической принадлежности, поскольку писал: "Если, однако, вопрос о *Pandanophyllum* решится окончательно в смысле принадлежности последнего к покрытосеменным, то тогда явится возможность ожидать еще некоторого повышения, или же придется рассматривать уссурийский никан, как одну из древнейших на Земле толщ с остатками покрытосеменных [13, с.128; 14, с.115]. Находки *Pandanophyllum* не были повторены, так как, по сведениям В.А.Красилова [12, с.21], этого местонахождения уже не существует. Видимо, вопрос о систематической принадлежности и распространении *Pandanophyllum* нельзя считать решенным. Учитывая качество изображения и "малохарактерный морфологический облик" голотипа [13. С.127,132; табл. III, фиг.1,2 или 14, с.114, 120-121; табл. LIX, фиг. 1-3], нельзя быть также уверенными в идентификации рода *Pandanophyllum* в Сутарской депрессии. Возможно, по этой причине в некоторых случаях он исключался из списков флоры каменушинской свиты [3, 16].

Существенно и то, что при подготовке Региональных стратиграфических схем к III Дальневосточному межведомственному региональному стратиграфическому совещанию (ДВ МРСС) в каменушинский растительный комплекс были включены *Birisia* cf. *onychioides* (Vas. et K.- M.) Samyl., *Onychiopsis psilotoides* (St. et Webb.) Ward, *Acrostichopteris* (?) sp., *Ginkgo* ex gr. *adiantoides* (Ung.) Heer, собранные в 1976 г. А.А. Шульжиком в бассейне р.Сита (рис. 1, местонахождение XX) из отложений, включенных в состав солонечной свиты. За счет этого обогащения более молодыми формами возраст каменушинской свиты был принят III ДВ МРСС соответствующим позднему готериву-раннему апту [16].

Из анализа распространения составляющих каменушинской палеофлоры видно, что наряду с растениями широкого стратиграфического диапазона в ней присутствуют формы, появляющиеся в берриасе - валанжине (*Onychiopsis elongata*, *Lobifolia* cf. *novopokrovskii*, *Cladophlebis* ex gr. *lenaensis*, *Sphenopteris goeppertii*) и не известные выше берриаса - готерива (*Hausmannia* cf. *leeiana*, *Coniopteris hymenophylloides*, *Cladophlebis* ex gr. *lenaensis*,

*Cl. nebbensis*). В единичных случаях упоминаются в более молодых отложениях и *Coniopteris maakiana*, *Cladophlebis haiburnensis*, *Cl. whitbiensis*.

Систематический состав каменушинской палеофлоры свидетельствует о том, что она может оказаться приблизительно синхронной солонийской палеофлоре Буреинского бассейна [2, 4]. В.А. Вахрамеев и М.П. Долуденко [4] отмечали, что для нее наиболее распространенной и легко опознаваемой формой является *Hausmannia leeiana* Sze (= *H. magnifolia* Prun.), что было отмечено еще В.Д.Принадой, выделившим в ургальской свите зону *Hausmannia magnifolia* Prun. Кроме *H. leeiana*, присутствующей в наших сборах, общими для каменушинской и солонийской палеофлор являются *Coniopteris burejensis*, *C. hymenophylloides*, *Cladophlebis haiburnensis*, *Cl. ex gr. lenaensis*, *Cl. nebbensis*, *Lobifolia novopokrovskii*, *Nilssonia mediana*, *N. smidtii*, *Podozamites lanceolatus*, *Pityophyllum* ex gr. *nordenskioldii*.

Присутствие в каменушинской палеофлоре растений не поднимающихся в разрезе Буреинского бассейна выше солонийского горизонта, а за его пределами не известных ниже берриаса и выше готерива на данном этапе исследований дает больше оснований для отнесения ее к солонийскому (берриас-валанжин и, вероятно, часть готерива [2]) этапу развития флор Амурской палеофлористической провинции, а не к чагдамыно - чемчукинскому (поздний готерив - баррем [2, 5] или баррем - апт [11], как предполагалось ранее [6, 8, 10, 15, 16, 17].

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Архангельский А.И. Угленосный мезозой восточного склона хребта Малый Хинган и сопредельных областей. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1959. № 4. С. 79-90.
2. Вахрамеев В.А. Юрские и меловые флоры и климаты Земли. М.: Наука, 1988. 209 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 430).
3. Вахрамеев В.А. Юрские и раннемеловые флоры Евразии и палеофлористические провинции этого времени. М.: Наука, 1964. 263 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 102).
4. Вахрамеев В.А., Долуденко М.П. Верхнеюрская и нижнемеловая флора Буреинского бассейна и ее значение для стратиграфии. М.: Наука, 1961. 135 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 54).
5. Вахрамеев В.А., Лебедев Е.Л. Палеоботаническая характеристика и возраст угленосных верхнемезозойских отложений Дальнего Востока (Междуречье Амура и Уды) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1967. № 2. С. 120-133.
6. Геология СССР. Т. 19. Хабаровский край и Амурская область. Ч. 1 Геологическое описание. М., 1966. 736 с.
7. Глушков А.П. Геологическая карта Малого Хингана масштаба 1: 500 000. Объяснительная записка. 1959.
8. Грушкин Г.Г., Ковальчук Т.К., Кошман М.М. Абсолютный возраст меловых эффузивных и интрузивных пород и

- оловянного оруденения Малого Хингана // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1971. № 2..С. 52-62.
9. Золотов М.Г. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Хингано-Буреинская, лист М -52 - XXX (Облучье). Объяснительная записка. - М.: Госгеолтехиздат, 1959.
  10. Кошман М.М. Главнейшие руководящие палеофлористические комплексы меловой системы в Приамурье // Геология, геоморфология, полезные ископаемые Приамурья. Л.: 1969. Вып. 3(74). С. 220-225.
  11. Красилов В.А. Материалы по стратиграфии и палеофлористике угленосной толщи Буреинского бассейна // Ископаемые флоры и фитостратиграфия Дальнего Востока / ДВНЦ АН СССР. Владивосток, 1973. С. 28-51.
  12. Красилов В.А. Раннемеловая флора Южного Приморья. М.: Наука, 1967. 264 с.
  13. Криштофович А.Н. Избранные труды. М.. Л.: 1962. Т. 11. С. 127-153.
  14. Криштофович А.Н. Открытие древнейших двудольных покрытосеменных и эквивалентов потомакских слоев на Сучане в Уссурийском крае//Изв. геол. комитета. Л.: 1929. Т. XLVIII, № 9. С. 114-146.
  15. Решения Второго Дальневосточного Межведомственного стратиграфического совещания (Владивосток, 1965 г.). Л.: 1971. 107 с.
  16. Решения Третьего Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Дальнего Востока СССР. Владивосток, 1978 г. // Объяснительная записка к стратиграфическим схемам, принятым Межведомственным стратиграфическим комитетом СССР 14 мая 1979 г. Магадан, 1982. 183 с.
  17. 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: ХГГТП, 1994. 296 с.
  18. Сазанов Ю.Б. Геологическая карта СССР масштаба 1: 200 000. Серия Хингано-Буреинская, лист М 53.XXV // Объяснительная записка. Госгеолтехиздат, 1962.
  19. Стратиграфический словарь СССР. Триас, юра, мел. Л.: Недра, 1979. С. 174. (М-во геологии СССР. Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-т).
  20. Херасков Н.П., Давыдова Т.Н., Крашеников Г.Ф., Пенинский Д.Д. Геология Буреинского бассейна // Тр. Всес. Ин-та минер. Сырва. М. -Л., 1939. Вып. 149. 173 с.

*Поступила в редакцию 5 августа 1997 г.*

*V. V. Kiriyanova*

### **On the age and volume of the Kamenushinskaya suite of the Khingan structural-formational zone (Priamuriye)**

The paper presents all known evidence on the flora of the Kamenushinskaya suite and its characteristics. It is proposed that flora of that period corresponds to Soloniiskian (Berriasian-Valanginian and probably, a part of Hauterivian) development stage of the Amur paleofloristic province, but not to the Chagdamyn-Chemchukinsky (Late Hauterivian-Barremian and, probably, a part of Aptian) stage, as considered earlier.

## INOCERAMUS DUNVEGANENSIS В СЕНОМАНЕ ХРЕБТА РАРЫТКИН (СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ)

Г.П.Терехова, Е.А.Языкова

Всероссийский геологический институт им. Карпинского, г. Санкт-Петербург

В обобщенном плане приводятся сведения о стратиграфическом распространении представителей зональной группы иноцерамид - *Inoceramus dunveganensis* на американском континенте и на Северо-Востоке России (хр.Рарыткин – дано детальное описание вмещающих отложений с указанием местонахождения остатков ископаемых). Дается общая характеристика и изображение собранных на Северо-Востоке представителей данной группы иноцерамид. Предлагается выделение слоев с *Inoceramus dunveganensis*, *I. subovatus* отвечающих низам сеномана на Востоке России.

В унифицированной схеме меловых отложений Анадырско-Корякского региона [10] в качестве нижнего подразделения сеноманского яруса приняты слои с *Inoceramus subovatus*, *I. aff. crippsi*. Однако, если *Inoceramus subovatus* Ver. имеет свое вполне определенное “лицо”, найден в многочисленных разрезах и неоднократно описан [2\*,8], то под названием *Inoceramus aff. crippsi* Mant. определялись довольно разнообразны иноцерамы, хотя и обладающие рядом общих признаков (равносторчатость, слабая выпуклость, относительно слабая неправильная концентрическая скульптура), но не совпадающие с типом Мантелля или другими (европейскими) образцами. Представляется, что в *Inoceramus aff. crippsi* неоднократно диагностировались как *Inoceramus dunveganensis* McLearn; впрочем, из ряда меловых разрезов Анадырско-Корякского региона последние определялись и самостоятельно, однако не были детально изображены и описаны.

В 1985 г. проводились стратиграфические исследования в северной части хребта Рарыткин, в бассейнах рек Вторая Тополевая и Талаян (левых притоков р.Великой). Здесь, в великореченской свите, в ряде разрезов по ручьям и рекам была собрана представительная коллекция *Inoceramus dunveganensis*, которая позволяет уточнить характеристику этого вида в Анадырско-Корякском регионе, сравнить его с американскими образцами и определить его положение в разрезе. Великореченская свита имеет сугубо терригенный, с небольшой примесью пирокластического материала, состав и по литологии, характеру переслаивания пород и фаунистическим остаткам подразделяется на три подсвиты.

Нижневеликореченская подсвита сложена темно-серыми алевролитами, от мелко- до крупнозернистых, чаще массивными или несколько рассланцованными, реже скорлуповатыми, с известковистыми конкрециями. Характерны миллиметровые слойки, линзочки, “струйки”, “нити” серых тонко- и мелкозернистых песчаников; местами число и мощность их возрастают и отложения приобретают флишоидный характер. Редки пачки переслаивания кислых туфов и туффитов до нескольких метров мощностью. В основании подсвиты залегает пачка (до 10 см) серых мелкозернистых песчаников с галькой и линзами и прослоями (до 2 м) мелко-среднегалечных конгломератов. В нижней части подсвиты заключены редкие фаунистические остатки: *Nucula* sp., *Acila?* sp., *Nuculana* sp., *Grammatodon sachalinensis* (Schmidt), *Lucina* sp., *Entolium* sp., *Thracia aff. pacifica* Jak., *Pleuromya cf. borealis* Warren, *Thyasira* sp., *Inoceramus aff. anglicus* Woods, *Neostlingoceras?* sp. indet., *Hypoturrites* sp. (*H. anadyrensis* J. Mich. et Per.), *Puzosia ex gr. nipponica* Mats., *Marshallites* sp. indet., *Neogastrolites* sp. indet., *Tetragonites* sp., *Baculitidae* gen. et sp. indet., *Hamitidae* gen. et sp. indet. Очень редко в этом комплексе встречаются *Inoceramus* sp., близкие к *Inoceramus dunveganensis* McLearn. В средней части подсвиты заключены многочисленные *Inoceramus dunveganensis* McLearn; вместе с ними, но, главным образом, в верхах интервала их распространения встречаются редкие *Inoceramus aff. dunveganensis* McLearn 1 и 2, *I. subovatus* Ver. Для верхней части подсвиты характерны *Inoceramus aff. dunveganensis* McLearn 1 и 2, *I. cf. ginterensis* Perg., *I. cf. beringensis* Perg., *Turritites scheuchzerianus* Bosc. Мощность подсвиты 450-770 м.

\*) В этой работе *Inoceramus subovatus* считался коньяк?-кампанским; однако позднее его возраст был уточнен и принят как раннесеноманский.



В средневеликореченской подсвите переслаиваются относительно мощные (от 20-30 м до 100-120 м) пачки песчаников и менее мощные (5-50 м) пачки тонкослоистого песчанико-алевролитового флиша. Редкие прослои кислых туфов. В нижней части подсвиты заключены скудные фаунистические остатки: *Inoceramus beringensis* Perg., *I. ginterensis* Perg., *I. cf. pennatulus* Perg., *I. aff. subovatus* Ver., *I. aff. tenuis* Mant., редкие *Birostrina nipponica* (Nag. et Mats.). В верхней части содержатся более многочисленные *Birostrina nipponica* (Nag. et Mats.), *Inoceramus aff. tenuis* Mant., *I. cf. reduncus* Perg., *I. cf. gradilis* Perg., *I. ex gr. korjakensis* Ter. Мощность подсвиты 850-870 м.

Верхневеликореченская подсвита состоит из незакономерно переслаивающихся, разной мощности (от первых метров до 150 м) пачек песчаников, алевролитов, песчаниково-алевролитового флиша, неритмичного чередования песчаников и алевролитов. Для подсвиты характерны многочисленные *Birostrina nipponica* (Nag. et Mats.), *Inoceramus aff. tenuis* Mant., *I. gradilis* Perg., *I. reduncus* Perg., *I. ex gr. korjakensis* Ter., *I. cf. tychljawajamensis* Ver. и редкие *Gaudryceras (Anagaudryceras ?) sp. indet.*, *Marshallites sp. indet.*, *Acanthoceratidae gen. et sp. indet.* Мощность подсвиты 350-600 м.

Великореченская свита, по-видимому, с незначительным размывом (но без признаков углового несогласия) залегает на тамватнейской свите, в верхней части которой заключены многочисленные *Inoceramus anglicus* Woods. Общая мощность свиты 1700-1800 м.

В разрезе великореченской свиты отчетливо выделяются несколько фаунистических комплексов. Для низов нижней подсвиты характерен комплекс с *Neogastrolites* и *Hypoturrilites*. Его видовой состав (см. выше) соответствует таковому слою с *Neogastrolites spp.*, *Marshallites columbianus*, возраст которых в унифицированной схеме меловых отложений Анадырско-Корякского региона в известной мере условно принят позднеальбским. Однако находка в этом комплексе представителей рода *Hypoturrilites\**, считающегося сеноманским [11] и позволяет определить возраст этих слоев как позднеальбский-раннесеноманский.

Второй фаунистический комплекс характерен для средней части нижней подсвиты. В нем многочисленны *Inoceramus dunveganensis*. На его характеристике и возрасте мы остановимся ниже.

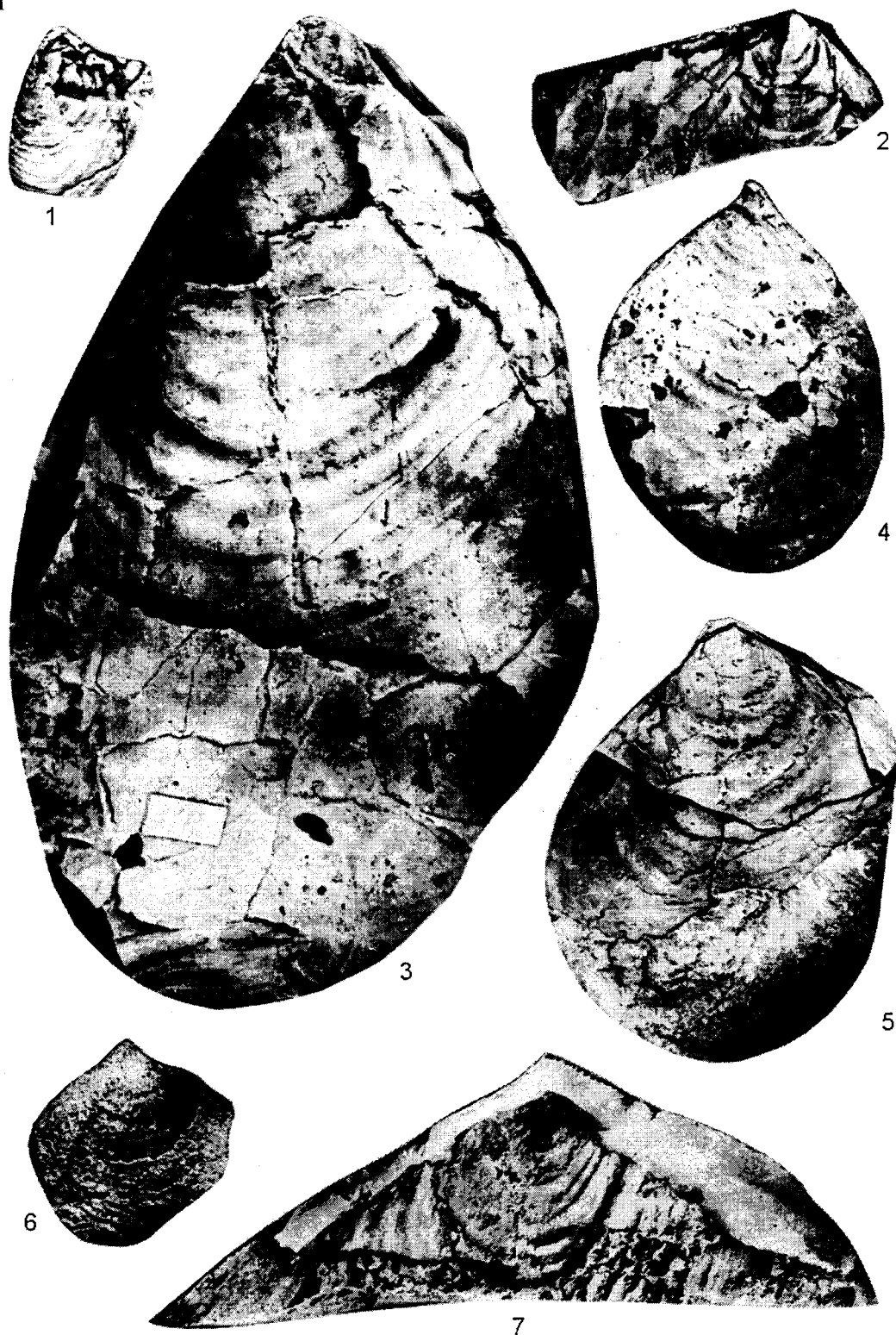
Для верхней части нижней подсвиты и для средней и верхней подсвит характерен комплекс,

который соответствует зоне *Inoceramus nipponicus* (ныне *Birostrina nipponica*) в унифицированной шкале меловых отложений Анадырско-Корякского региона (примерно верхняя половина сеномана). Однако надо заметить, что в нижней половине разреза приведенных выше частей свиты явно преобладают такие формы как *Inoceramus beringensis*, *I. ginterensis*, *I. cf. pennatulus*; еще встречаются *Inoceramus aff. dunveganensis* 1 и 2, а находки *Birostrina nipponica* редки. Здесь также встречен *Turrilites scheuchzerianus*, характерный для сеномана, но наиболее типичный для среднего сеномана. Этот комплекс вполне соответствует содержанию зоны *Inoceramus pennatulus* М.А. Пергамента [5], которая предшествует зоне *Inoceramus nipponicus*, *I. scalprum*. Вероятно, следовало бы принять зону *Inoceramus pennatulus* в унифицированной шкале, хотя некоторые авторы [15] зону *Inoceramus pennatulus* помещают выше зоны *Inoceramus nipponicus (Birostrina nipponica)* (вероятно, это происходит из-за различного понимания содержания вида *Inoceramus pennatulus*).

Комплексы с *Inoceramus dunveganensis* характерны для средней части нижневеликореченской подсвиты. Их объединяют следующие общие признаки: равностворчатость, слабая выпуклость, маленькая треугольная невыдающаяся макушка, в разной степени развитое крыло и иногда переднее ушко, слабая неравномерная скульптура и связочная полоска с очень мелкими ямками и гребнями. В то же время, представители вида обнаруживают большое разнообразие признаков. Так же, как у Джоунса и Грика [12], здесь представлены формы: а) аналогичные голотипу Маклерна из формации Данвеган Британской Колумбии (табл.1, фиг.5; табл.2, фиг.6; табл.4, фиг.6,8 и др.); б) неравносторонние митилоидные формы, аналогичные таковым Джоунса и Грика из формации Нинулук (табл.2, фиг.2,4; табл.3, фиг.1 и др.); в) изредка встречаются формы, аналогичные голотипу *Inoceramus athabaskensis* McLearn (табл.2, фиг.3). Между этими формами существует целый ряд переходов; в коллекции, к сожалению, нет явных псидониевидных форм. У описанных нами иноцерамов наблюдаются все морфологические признаки, описанные Джоунсом и Гриком; их дополняют еще три: а) тонкая концентрическая скульптура (линии роста?) на некоторых экземплярах; они встречаются как на верхней части раковины (табл.4, фиг.1,10 и др.), так и на нижней, покрывая широкие пологие складки на крупных (до 30 см) экземплярах (табл.1, фиг.3); б) тонкая

\* Впервые совместное нахождение *Neogastrolites* и *Hypoturrilites* обнаружил В.П.Похиалайнен [3] в гинтеровской свите на Беринговском полуострове. Он полагает [7], что слои с этой фауной должны соответствовать европейским зонам *dispar-mantelli*.

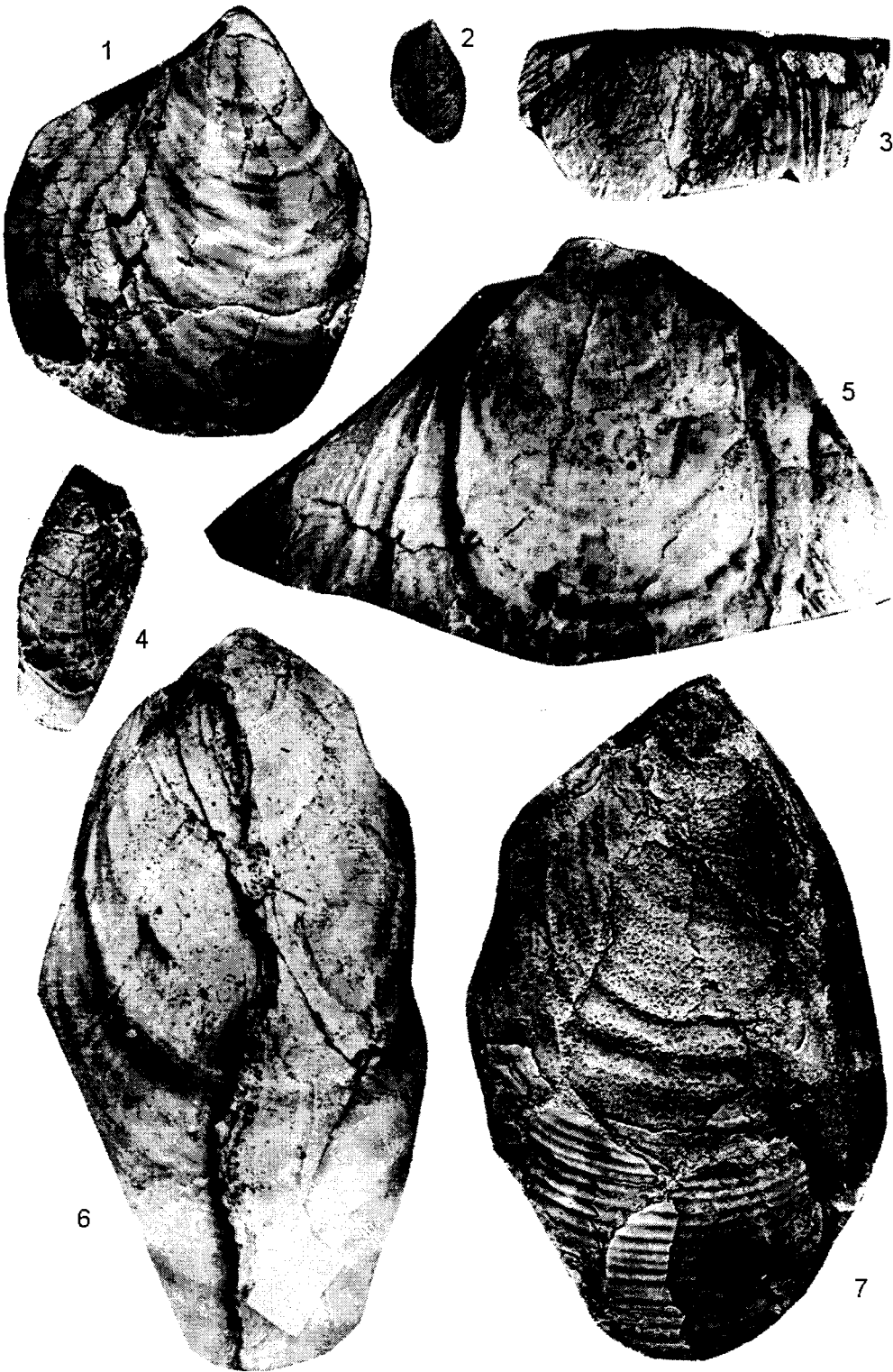
Таблица 1



**Фиг. 1.** *Inoceramus* aff. *dunveganensis* McLearn. 1 - экз. № 1063/31, левая створка. Форма, близкая к *Inoceramus subovatus* Ver., Хр. Рарыткин; сеноман, слой с *Inoceramus dunveganensis*, *I. subovatus*.

**Фиг. 2-7.** *Inoceramus dunveganensis* McLearn. 2 - экз. № 1063/2, правая створка; 3 - экз. № 1063/1, правая створка; 4 - экз. № 1063/3, левая створка; 5 - экз. № 1063/4, левая створка; 6 - экз. № 1063/5, левая створка; 7 - экз. № 1063/6, отпечаток правой створки. Местонахождение и возраст те же.

Таблица 2



Фиг. 1-7. *Inoceramus dunveganensis* McLearn. 1 - экз. № 1063/7, правая створка; 2 - экз. № 1063/8, правая створка; 3 - экз. № 1063/9, отпечаток правой створки; 4 - экз. № 1063/10, левая створка; 5 - экз. № 1063/11, правая створка; 6 - экз. № 1063/12, правая створка; 7 - экз. № 1063/13, правая створка. Хр.Рарыткин; сеноман, слой с *Inoceramus dunveganensis*, *I. subovatus*.

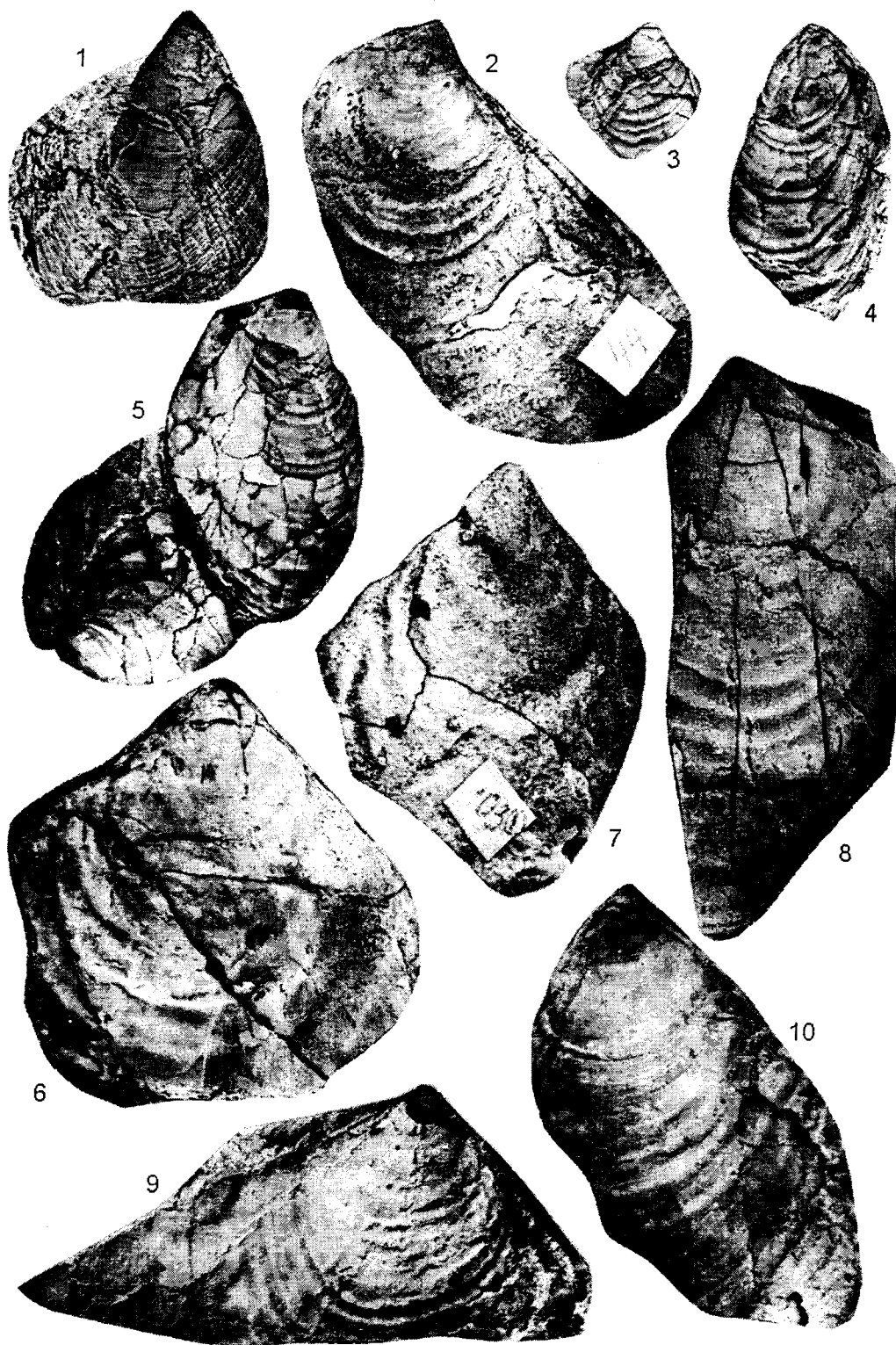
Таблица 3



Фиг. 1, 3-8. *Inoceramus dunveganensis* McLearn. 1 - экз. № 1063/14, правая створка; 3 - экз. № 1063/15, правая створка; 4 - экз. № 1063/16, правая створка; 5 - экз. № 1063/17, левая створка; 6 - экз. № 1063/18, правая створка; 7 - экз. № 1063/19, левая створка, 8 - экз. № 1063/20, левая створка. Хр. Рарыткин; сеноман, слой с *Inoceramus dunveganensis*, *I. subovatus*.

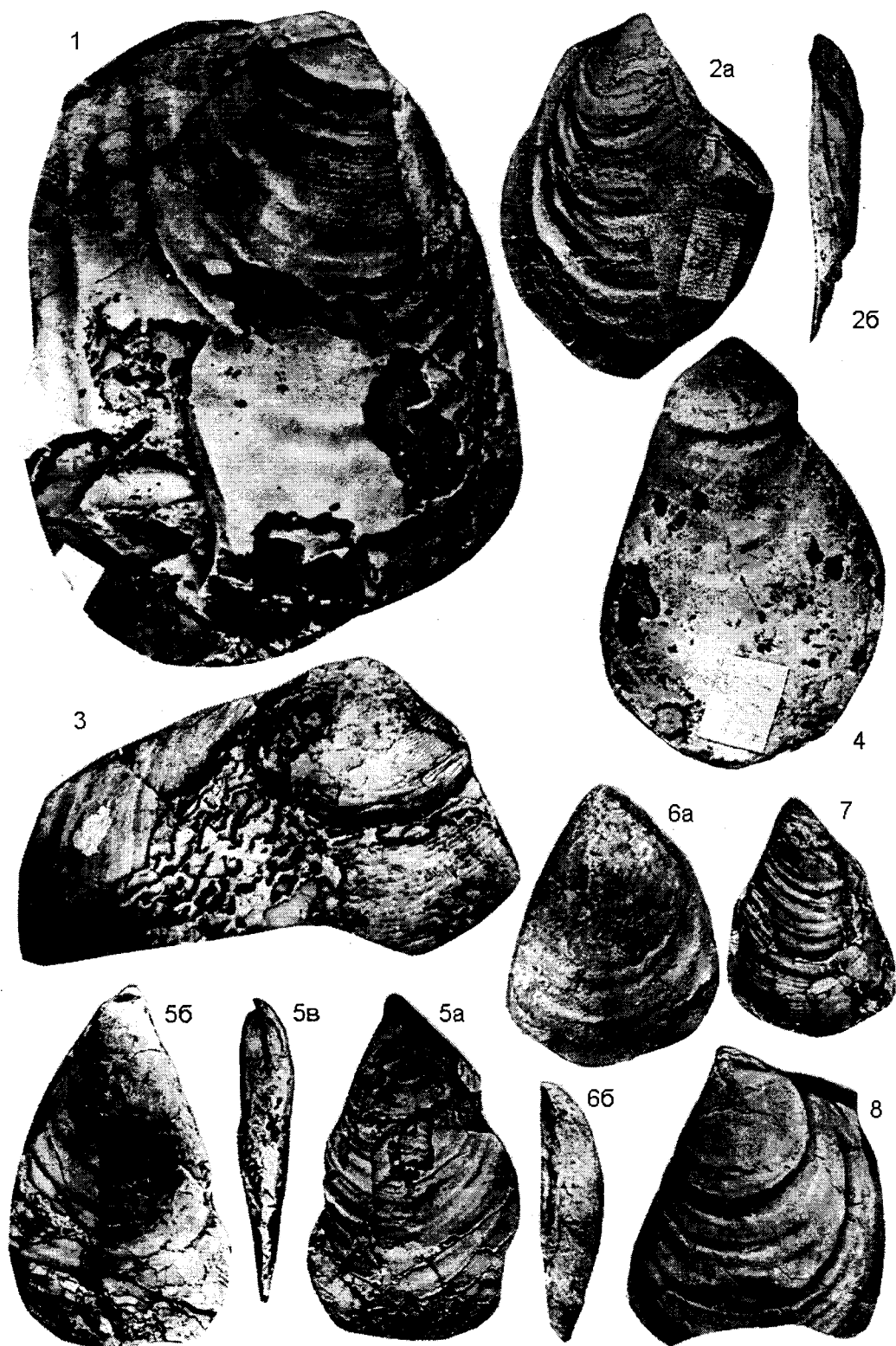
Фиг.2. *Inoceramus* aff. *dunveganensis* McLearn 1. Экз. № 1063/32, правая створка. Форма, близкая к *Inoceramus subovatus* Ver. Местоположение, возраст те же.

Таблица 4.



Фиг. 1-4, 6-10. *Inoceramus dunveganensis* McLearn. 1 - экз. № 1063/21, отпечаток левой створки; 2 - экз. № 1063/22, правая створка; 3 - экз. № 1063/23, правая створка; 4 - экз. № 1063/24, левая створка; 6 - экз. № 1063/25, левая створка; 7 - экз. № 1063/26, левая створка; 8 - экз. № 1063/27, левая створка; 9 - экз. № 1063/28, правая створка; 10 - экз. № 1063/29, левая створка. Хр. Рарыткин; сеноман, слой с *Inoceramus dunveganensis*, *I. subovatus*. Фиг. 5. *Inoceramus* aff. *dunveganensis* McLearn 1. 1 - экз. № 1063/33, правая створка и двустворчатый экземпляр. Формы, близкие к *Inoceramus subovatus* Ver. Местонахождение, возраст те же.

Таблица 5.



**Фиг. 1,3.** *Inoceramus* aff. *dunveganensis* Mc-Learn. 1 - экз. № 1063/37, правая створка; 3 - экз. № 1063/38, отпечаток левой створки. Формы, близкие к *Inoceramus* aff. *ginterensis* Perg. Хр.Рарыткин; сеноман, слой с *Inoceramus dunveganensis*, *I. subovatus*.

**Фиг. 2,6,7.** *Inoceramus* aff. *dunveganensis* Mc-Learn. 1. 2 - экз. № 1063/34, правая створка (а - вид сбоку, б - вид сзади); 6 - экз. № 1063/35, левая створка (а - вид сбоку, б - вид спереди); 7 - экз. № 1063/36, левая створка. Формы, близкие к *Inoceramus subovatus* Ver. Местонахождение, возраст те же.

**Фиг. 4,8.** *Inoceramus subovatus* Ver. 4 - экз. № 1063/39, левая створка. 8 - Местонахождение, возраст те же.

**Фиг. 5.** *Inoceramus dunveganensis* Mc-Learn. Экз. № 1063/30, двустворчатый экземпляр (а - левая створка, б - правая створка, в - вид спереди). Местонахождение, возраст те же.

радиальная струйчатость на некоторых экземплярах (табл.2, фиг.6; табл.3, фиг.3), что сближает их с *Inoceramus aiensis* Зопова [4]; кстати, признаки радиальной струйчатости видны и на голотипе Маклерна (изображенном у Джоунса и Грика); в) фрагменты довольно узкой (даже у крупных форм) однорядной связочной полоски с мелкими узкими ямками и гребнями (табл.1, фиг.1,7).

Вместе с типичными *Inoceramus dunveganensis* (и выше их) встречаются близкие формы. *Inoceramus* aff. *dunveganensis* McLearn 1 характеризуются большей выпуклостью, более крутым передним склоном, намечающимся концентрическим пережимом на некотором расстоянии от макушки, что сближает его с *Inoceramus subovatus* Ver. *Inoceramus* aff. *dunveganensis* McLearn 2 имеет квадратные очертания, большое крыло и намечающийся концентрический пережим, что напоминает *Inoceramus* aff. *ginterensis* Perg. [5].

Джоунс и Грик считают возраст *Inoceramus dunveganensis* позднеальбским-сеноманским, хотя и указывают их распространение в сеноманских формациях Данвеган и Нинулук. В.П.Похилайнен [6,7] выделяет среди представителей *Inoceramus dunveganensis* несколько подродов. На основании того, что в формации Данвеган распространены иноцерамы, аналогичные голотипу, а в формации Нинулук - преимущественно митилоидные и посидониевидные, В.П. Похилайнен полагает, что формация Нинулук древнее и соответствует слоям с *Neogastrolites* и *Hypoturrilites*. Не обсуждая взаимоотношения формаций Данвеган и Нинулук, мы, тем не менее должны отметить, что в отложениях хребта Рарыткин все "разновидности" *Inoceramus dunveganensis* (кроме посидониевидных -они не встречены) найдены в одних слоях, выше находок *Neogastrolites* и *Hypoturrilites* и ниже комплекса зоны *Birostrina nipponica*. Их возраст, следовательно, раннесеноманский. Однако, единичные находки иноцерамов типа *dunveganensis* появляются еще в слоях с *Neogastrolites* и *Hypoturrilites*, возраст которых, возможно позднеальбийский.

Типичные *Inoceramus subovatus* Ver. (табл.5, фиг.4,8) встречены лишь в одном разрезе (в бассейне р. Второй Тополевой) - непосредственно выше находок *Inoceramus dunveganensis*. В других разрезах слои с *Inoceramus dunveganensis* сменяются зоной *Birostrina nipponica* (в нижней части которой преобладают находки типа *Inoceramus pennatulus*). Вероятно, это фацнальная, поскольку *Inoceramus dunveganensis* некоторой части интервала своего распространения совмещаются с *Inoceramus subovatus*. Эта "часть интервала" может быть, весьма различной. Так, в бассейне р.Майн [8] в левобережной свите (возрастной аналог велико-

реченской свиты) *Inoceramus dunveganensis*\*, близкие к голотипу Маклерна, представлены весьма малочисленными экземплярами, найденными совместно с *Hypoturrilites anadyrensis* I. Mich. et Ter. [9], а сменяющие их выше *Inoceramus subovatus*, найденные вместе с *Turrilites polytuberculatus* I. Mich. et Ter. , *Anagaudryceras* aff. *buddha* (Forbes), *Eogunnarites* sp., весьма обильны. Однако, как в хребте Рарыткин, так и в бассейне р. Майн, распространение этих двух видов иноцерамов одинаково: *Inoceramus dunveganensis* встречается стратиграфически ниже *Inoceramus subovatus*. Возможно, в дальнейшем это послужит основанием для подразделения нижнего сеномана на более дробные подразделения.

Следует также сказать свое мнение о взаимоотношении *Inoceramus dunveganensis* и *I. crippsi*. С одной стороны, морфологически эти два вида, в целом, очень близки. С другой стороны, под *Inoceramus crippsi* различные авторы [1, 13-16] изображают чрезвычайно разнообразные формы, и со многими из них могли бы быть отождествлены и некоторые описанные нами иноцерамы. Более того, зачастую очень близкие формы описываются под разными названиями. Например, Кауффман [13] под тремя разными названиями (*Inoceramus dunveganensis* McLearn, *I. nicconnelli* Warren и *I. eulesanus* Stephenson ) изобразил чрезвычайно похожие одновозрастные формы. Видимо, на одном или, по крайней мере, близком возрастном уровне в разных биогеографических областях и провинциях существовали близкие, но все-таки различные виды иноцерамов. Описанные нами образцы идентичны или очень близки северо-американским (одна область) *Inoceramus dunveganensis* McLearn. Учитывая это, предлагается подразделение *Inoceramus subovatus*, *I. aff. crippsi* в унифицированной шкале меловых отложений Анадырско-Коряжского региона [10] переименовать в слои с *Inoceramus dunveganensis*, *I. subovatus*.

Описанная коллекция иноцерамов (сборы Г.П.Тереховой, 1985 г.) за номером 1063 хранится в Геологическом музее Северо-Восточного производственного геологического объединения, г.Магадан.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Атлас руководящих форм ископаемых фаун СССР, т.ХI (верхний мел). М.: Госгеолгиздат, 1949. 328 с. 77 табл.
2. Верещагин В.Н., Зопова Т.Д. Новые виды позднемеловых иноцерамов Коряжского нагорья// Биостратиграфический сборник. Вып.3. Л.:Недра, 1967. С.136-

\*) Эти иноцерамы были описаны как *Inoceramus* sp. [8, стр.164,170, табл.1, фиг.2,3].

- 149.(Тр. ВСЕГЕИ, нов.сер.; Т.129).
3. Григорьев В.Н., Казимиров А.Д., Похиалайнен В.П. Верхнеальбско-туронские отложения восточной части Корякского нагорья// Изв.АН СССР. Сер.геол. 1983. № 1. С.47-57.
  4. Зюнова Т.Д. Слои с *Inoceramus dunveganensis aiensis* на о.Сахалин//Стратиграфия и литология палеозойских и мезозойских отложений Дальнего Востока и Забайкалья. Л., 1976. С.116-119.(Тр. ВСЕГЕИ, нов.сер.; Т.263)
  5. Пергамент М.А. Зональная стратиграфия и иноцерамы нижней части верхнего мела Тихоокеанского побережья СССР. М.: Наука, 1966. 83 с.(Тр. ГИН АН СССР; Вып.146)
  6. Похиалайнен В.П. Эволюция тихоокеанских иноцерамид в интервале апт-турон//Эволюция организмов и биостратиграфия середины мелового периода. Проект 58 (Среднемеловые события) Международной программы геологической корреляции. Владивосток, 1981. С.92-102.
  7. Похиалайнен В.П. Альб-сеноманские моллюски моря Моури и его аналогов на севере Тихого океана//Тихоокеан. геология.1985. № 5. С.15-22.
  8. Терехова Г.П. О нижней зоне сеноманского яруса меловой системы в Анадырско-Корякской области// Иноцерамы юры и мела Северо-Востока СССР. Магадан, 1969. С.163-171. (Тр. СВКНИИ ДВНЦ АН СССР; Вып.32)
  9. Терехова Г.П., Михайлова И.А. Стратиграфия сеноманских отложений Анадырско-Корякского региона и находки в них аммонитов родов *Turrillites* и *Hypoturrillites*//Изв. АН СССР. Сер.геол. 1977. № 1. С.50-60.
  10. Решения 2-го межведомственного стратиграфического совещания по мелу, палеогену и неогену Корякского нагорья, Камчатки, Командорских островов и Сахалина. Петропавловск-Камчатский, 1974. 1982. 135 с. 13 табл.
  11. Arkell W.J., Kummel B. and Wright K.W. Mesozoic Ammonoidea. In Moor: Treatise on Invertebrate Paleontology, pt. L. Mollusca, 4, Cephalopoda, Ammonoidea, 1957. 490p.
  12. Jones D.L., Gryc D. Upper Cretaceous Pelecypods of the *Inoceramus* from Northern Alaska//Geol. Surv. Prof. Paper 334-E. 1960. PP. 149-165.
  13. Kauffman E.G. Illustrated Guide to biostratigraphically important Cretaceous Microfossils, Western Interior Basin, U.S.A//Mountain Geologist. 1977. Vol. 14, N 3-4. PP. 225-274.
  14. Nagao T., Matsumoto T. A Monograph of the Cretaceous *Inoceramus* of Japan. Pt.1-2//Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. 4. 1939. Vol. 4, N. 3-4. PP. 241-300. pl. XXIV-XXXIV; 1940. Vol. 6, N 1. PP. 1-64, pl. 1-XXII.
  15. Takayanagi M., Matsumoto T. Recent advances in the Cretaceous Biostratigraphy of Japan by coordinating mega- and microfossils//Recent Progress of Natural Sciences in Japan. 1981. Vol. 6. PP. 125-137.
  16. Woods H.A. A Monograph of the Cretaceous Lamellibranchia of England. Paleontographical Soc., V. 2. 1988-1913. 371 p. 54 pls.

Поступила в редакцию 29 июня 1997 г.

*G.P.Terekhova, Ye.A.Yazykova*

### ***Inoceramus dunveganensis* in the Cenomanian of the Rarytkin Range (Russia's North-East)**

Data are summarized on stratigraphic distribution of representatives of the *Inoceramus dunveganensis* group on the American continent and in Russia's North-East (Rarytkin Range), and the enclosing deposits are described in detail specifying fossils location. The sampled representatives of this group from Russia's North-East are generally characterized and described. It is suggested to distinguish *Inoceramus dunveganensis* layers corresponding to the lower levels of the Cenomanian in Russia's East.



УКАЗАТЕЛЬ СТАТЕЙ, ОПУБЛИКОВАННЫХ В ЖУРНАЛЕ ЗА 1997 г.

<i>Андреев С.И.</i> Рудогенез Мирового океана .....	5
<i>Антонов А.Ю.</i> Геохимия Au, Ag, W, Ge и S в мел-палеогеновых магматических образованиях Малой Курильской гряды .....	1
<i>Антонов А.Ю.</i> Редкоземельные элементы в меловых магматических образованиях Малой Курильской гряды .....	3
<i>Апрелков С.Е., Декина Г.И., Попруженко С.В.</i> Особенности геологического строения Корякского нагорья и бассейна реки Пенжины .....	2
<i>Астахов А.С., Горбаренко С.А.</i> Позднечетвертичные климатические изменения и геохимия терригенного осадконакопления в Охотоморском регионе .....	1
<i>Базилевская Е.С.</i> Железо-марганцевые отложения в океанах: геоисторические и металлогенические аспекты .....	2
<i>Белый В.Ф.</i> Северо-Тихоокеанский рефугиум и проблемы палеофлористики середины мела на Северо-Востоке Азии .....	6
<i>Березкин В.И., Смельов А.П.</i> Малоизвестные анортозиты Алданского щита .....	3
<i>Бретштейн Ю.С., Гурарий Г.З., Печерский Д.М.</i> Палеомагнетизм палеозойских пород террейнов юго-западного Приморья .....	4
<i>Вадуй Г.А.</i> Образование автолитов в гранитоидах как флюидно-магматическое расслоение расплавов .....	1
<i>Варнавский В.Г., Крапивенцева В.В., Кириллова Г.Л., Кузнецов В.Е.</i> Перспективы газоносности рифтогенных структур Лобзй-Бирофельдского звена системы разломов Танлу (Приамурье) .....	2
<i>Власов Г.М.</i> Внешние дуги: вторжения мантии в кору и возбуждение геосинклинального процесса .....	3
<i>Вольнец Е.Б.</i> Новые данные о возрасте монакинской толщи Партизанского бассейна Приморья .....	6
<i>Говоров И.Н., Благодарева Н.С., Журавлев Д.З.</i> Петрогенезис флюоритовых месторождений Вознесенского района (Приморье) по данным Rb-Sr- изотопии магматических и метасоматических пород .....	5
<i>Голубцов В.В., Донг У Ли.</i> Динамика формирования мелового Партизанско-Суходольского эпиконтинентального бассейна (Южное Приморье) .....	6
<i>Голубева Э.Д.</i> Магматические провинции и этапность развития магматизма в Тихом Океане .....	3
<i>Дагис А.С.</i> Зональная схема бореального нижнего триаса и граница индского и оленекского ярусов .....	4
<i>Данченко В.Я., Жаров А.Э., Николаева Л.А.</i> Минералы россыпей как индикаторы разнотипного оруденения золота и платины на Сахалине .....	1
<i>Деркачев А.Н., Николаева Н.А.</i> Ассоциации тяжелых минералов в осадках западной части Южно-Китайского моря .....	4
<i>Захаров Ю.Д., Уханева Н.Г., Игнатьев А.В., Афанасьева Т.Б., Вавилов М.Н., Котляр Г.В., Попов А.В., Попов А.М.</i> Изотопный состав кислорода и углерода органических карбонатов верхнего палеозоя и мезозоя Евразии .....	1
<i>Захаров Ю.Д., Олейников А.В., Котляр Г.В., Бураго В.И., Руденко В.С., Доруховская Э.А.</i> Первая находка раннепермского гоннатита в южном Приморье .....	5
<i>Зимин С.С., Зимин П.С.</i> Новое о роли глубинных процессов в образовании базальтов Японского моря .....	1
<i>Злобин Т.К., Абдурахманов Л.И., Злобина Л.М.</i> Глубинные сейсмические исследования вулкана Менделеева на Южных Курилах .....	4
<i>Исаев В.И., Волкова Н.А.</i> Прогнозные оценки перспективности объектов нефтегазописковых работ методами геоплотностного и палеотемпературного моделирования .....	2
<i>Казанский Б.А.</i> Упорядоченность рельефа Тихоокеанской окраины Азии .....	3
<i>Карнаух В.Н., Карп Б.Я.</i> Тектоника Японской котловины по результатам сейсмических исследований (Японское море) .....	5
<i>Кезина Т.В.</i> Палиностратиграфия маастрихт-датских отложений Пиканской впадины (Приамурье) .....	6
<i>Кириллова Г.Л.</i> Корреляция меловых событий на Востоке России с глобальными событиями .....	6
<i>Кирьянова В.В.</i> О возрасте и объеме каменушинской свиты Хинганской структурно-формационной зоны (Приамурье) .....	6
<i>Кичина Е.Н., Пискунов Б.Н., Сергеев К.Ф.</i> Природа базальтового вулканизма Малой Курильской гряды .....	3
<i>Комаров П.В.</i> Опыт систематики минеральных ассоциаций гидротермальных месторождений .....	2
<i>Коновалов В.П., Коновалова И.В.</i> К вопросу о юрско-меловой границе на Сихотэ-Алине .....	6
<i>Котляр Г.В., Захаров Ю.Д., Попеко Л.И., Тазавва Дж., Бураго В.И.</i> Слои с Timorites на востоке Азии .....	3
<i>Красный Л.И.</i> Тектонотип межблоковой (коллизивно-аккреционной) структуры: системы Монголо-Охотская и Циньлинская .....	5
<i>Лихт Ф.Р.</i> Геодинамика и осадкообразование в позднекайнозойских приконтинентальных бассейнах восточного и западного Пацифика .....	4
<i>Лихт Ф.Р.</i> Седиментологические особенности меловых бассейнов западного Сихотэ-Алиня .....	6
<i>Лю Чжаоцзюнь, Кириллова Г.Л., Чжан Синьчжоу, Ван Сыминь.</i> Мезозойско-кайнозойские тектоно-стратиграфические комплексы в зоне трансекта Маньчжурия-Суйфэнхэ и прилегающей территории как отражение геодинамической эволюции региона .....	6
<i>Маркевич В.С., Бугдаева Е.В.</i> Флора и корреляция слоев с остатками динозавров Российского Дальнего Востока .....	6
<i>Маркевич П.В., Коновалов В.П.</i> Нижнемеловые отложения Сихотэ-Алиня: некоторые итоги и проблемы седиментологических исследований .....	6
<i>Марков Ю.Д., Можеровский А.В., Баринев Н.Н., Середва Н.А.</i> Зеленые глинистые минералы в осадках Восточно-Китайского моря .....	5

<i>Маслов Л.А.</i> Простая модель расчетов напряжений в земной коре и литосфере и результаты ее интерпретации .....	2
<i>Мишин В.В.</i> Геолого-геофизическое строение юга Камчатки .....	4
<i>Морин А.О.</i> Разломы Западного Приохотья: методика исследования, история формирования и эволюция палеостресса .....	2
<i>Недашковский П.Г., Пахомова В.А., Залицак Б.Л., Сапин В.И., Соляник В.А., Назаров М.Н.</i> Редкометалльные метасоматиты в гранитоидах Улканского авлакогена (Северо-Учурский плутон, Хабаровский край) .....	5
<i>Нечаев В.П., Мусашино М., Донг У. Ли.</i> Юрско-нижнемеловая геодинамическая эволюция восточной окраины Азии: реконструкция по изменению ассоциаций тяжелых минералов осадочных пород .....	6
<i>Павлюткин Б.И., Петренко Т.И.</i> Проблемы стратиграфии третичных образований полуострова Посъет и прилегающей территории (юго-западное Приморье) .....	1
<i>Пахомов А.Ю.</i> Морфоструктура Омсукчанского отрезка Охотско-Чукотского вулканогенного пояса .....	3
<i>Плюснина Л.П., Лихойдов Г.Г.</i> Контактново-реакционное взаимодействие гранитоидов и габбро с гипербазитами и его влияние на подвижность золота и платины .....	4
<i>Приходько В.С., Землянухин В.Н., Чубаров В.М.</i> Состав и строение верхней мантии под Ханкайским массивом (по результатам изучения глубинных ксенолитов) .....	4
<i>Пуцаровский Ю.М.</i> О критике мобилизма Г.М.Власовым .....	1
<i>Разжигаева Н.Г., Гребенникова Т.А., Мохова Л.М., Ганзей Л.А., Чуян Г.Н.</i> Плейстоценовое осадконакопление в береговой зоне острова Беринга (Командорские острова) .....	3
<i>Родионов С.М., Ханчук А.И.</i> Месторождения типа Хисикари и перспективы их выявления на Восточной окраине России .....	5
<i>Саксин Б.Г.</i> К оценке перспектив коренной платиноносности Кондерского массива (Юго-восточная часть Сибирской платформы) .....	2
<i>Сахно В.Г., Матюнин А.П., Зимин С.С.</i> Курханская алмазонасная диатрема северной части Ханкайского массива: строение и состав пород .....	5
<i>Седых А.К., Бажанов В.А.</i> К проблеме стратиграфии образований чехла Краскинской впадины .....	1
<i>Семеняк Б.И., Пахомова В.А., Залицак Б.Л., Коростелев П.Г.</i> Некоторые особенности молибденовой минерализации Правоурмийского месторождения (Приамурье) .....	4
<i>Симаненко В.П., Говоров И.Н., Хетчиков Л.Н., Гоневчук В.Г., Герасимов Н.С.</i> Меловые гранитоиды центрального Сихотэ-Алиня: интрузивные комплексы и серии, их геодинамическая позиция и происхождение .....	5
<i>Сляднев Б.И., Соколов В.А., Марковский Б.А.</i> Барабские конгломераты: особенности строения, состава и проблема происхождения (Камчатка) .....	1
<i>Соколов С.Д., Ханчук А.И.</i> О критике террейнов и "крайнего мобилизма" .....	4
<i>Тан Тяньфу, Школьник Э.Л., Сюэ Яосон, Юй Цунлю, Жегалло Е.А., Чжан Зун-Мин, Хо Тинкуй.</i> Природа фосфатных компонентов нижнекембрийских фосфоритов платформы Янцзы .....	5
<i>Тарарин И.А., Бадрединов З.Г.</i> Океанический метаморфизм и аккреция офиолитового комплекса о. Карагинского (Восточная Камчатка) .....	1
<i>Терехова Г.П., Языкова Е.А.</i> <i>Inoceramus dunveganensis</i> В сеномане хребта Рарыткин (Северо-Восток России) .....	6
<i>Уткин В.П.</i> Горст-аккреционные системы, рифто-грабены и вулcano-плутонические пояса юга Дальнего Востока России*) Статья 2. Вулcano-плутонические пояса: структурно-вещественные характеристики и закономерности формирования .....	6
<i>Уфимцев Г.Ф.</i> Морфотектоника новейших рифтовых систем Евразии .....	3
<i>Фатьянов И.И., Хомич В.Г.</i> Бекчиулское золотоносное вулcano-плутоническое сооружение: магматические ассоциации, особенности развития, схема формирования (Нижнее Приамурье) .....	1
<i>Хетчиков Л.Н., Пахомова В.А.</i> Состав флюидных включений в кварце гранитоидов Баппинского комплекса (Северный Сихотэ-Алинь) .....	2
<i>Шередеко В.А., Пинский Э.М., Клошукин А.В.</i> Дилатансия верхней части земной коры и аномалии поля силы тяжести (на примере Верхнего Приамурья) .....	4
<i>Юшманов Ю.П.</i> Структурные особенности локализации золотосеребряного оруденения Дальнегорского рудного узла (Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс) .....	2

## ЮБИЛЕИ

Георгий Михайлович Власов (к 85- летию со дня рождения) .....	3
Слово о юбиляре (к 60-летию Л.М.Парфенова) .....	1

## НЕКРОЛОГИ

Иван Николаевич Говоров (1920-1997) .....	5
---	---

Правила оформления рукописей .....	1
------------------------------------	---

# **ВНИМАНИЮ ЧИТАТЕЛЕЙ**

**В институте тектоники и геофизики ДВО РАН выпущен**

**Библиографический указатель к журналу "Тихоокеанская геология"**

**за период 1982-1995 гг. на русском и английском языках.**

**Указатель состоит из основной части- систематической -  
и двух вспомогательных указателей: именованного и географического.**

**Составители: И.А.Афанасьева, Г.Л. Кириллова**

**Переводчик Л.Д. Пескова**

**Научный редактор д.г.-м.н. Г.Л. Кириллова**

**Заявки направлять по адресу:**

680063 г.Хабаровск ул. Ким Ю Чена, 65. Институт тектоники и геофизики.

Ставицкой С.М.

тел. 21-08-59 Fax: 4212 227-684 E-mail: galina@itig.khabarovsk.su

Цена договорная.

---

**Научный редактор 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 15.10.91 г. Подписано к печати 20.12.97 г.

Формат 60x88/8. Печать офсетная. Усл.п.л.22. Усл.-изд.л.20

Тираж 220 экз. Заказ 203

Отпечатано в типографии издательства "Дальнаука" ДВО РАН  
690041, г. Владивосток, ул. Радио, 7

---

(Адрес подписчика)