

ISSN 0207-4028

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

6

1994



*Специальный выпуск,
посвященный работам
по проекту 350
"Изменение окружаю-
щей среды и биоты
Восточной и Южной Азии
в течение мела"
Международной
программы геологичес-
кой корреляции*

Под редакцией Г.Л.Кирилловой

ТИХООКЕАНСКАЯ
ГЕОЛОГИЯ

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Журнал основан в 1982 г.

Выходит 6 раз в год

НОЯБРЬ — ДЕКАБРЬ

№ 6, 1994

СОДЕРЖАНИЕ

Натальин Б.А., Фор М., Монье П., Борукаев Ч.Б., Приходько В.С., Врублевский А.А. Аногийский метаморфический купол (Сихотэ-Алинь) и его значение для мезозойской геодинамической эволюции восточной Азии	3
Чехов А.Д., Паланджян С.А. К тектонике офиолитов полуострова Тайгонос	25
Кириллова Г.Л. Сравнительная характеристика внутриконтинентальных рифтовых бассейнов восточной Азии: Сунляо и Амуро-Зейский	33
Лихт Ф.Р. Условия образования и стратиграфия нижнемеловых отложений южного Приморья	55
Михайлов В.А., Олейников А.В. Стратиграфия петрозуевского горизонта восточного Приморья	67
Зябров С.В. Раннемеловые кремни Киселевско-Маноминского террейна — наиболее молодые океанические отложения в структуре юга континентальной части Дальнего Востока России	74
Войнова И.П., Зябров С.В., Приходько В.С. Петрохимические особенности раннемеловых внутриплитных океанических вулканитов Киселевско-Маноминского террейна (северный Сихотэ-Алинь)	83
Маркевич В.С., Болотский Ю.Л., Бугдаева Е.В. Кундурское местонахождение динозавров в Приамурье	96
Варнавский В.Г., Крапивенцева В.В. Палеогеографические критерии нефтегазоносности Верхнебуреинской впадины	107
Кириянова В.В. Меловая флора бассейна верхнего течения р. Юдома	121
Касаткин С.А., Сорокин Б.К., Митрохин А.Н. Геодинамика разрывных систем Фестивального месторождения (Комсомольский рудный район)	130

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Зонова Т.Д., Языкова Е.А. Меловые отложения о. Шикотан (Курильские острова)	144
Варнавский В.Г. О меловых эпохах угленакпления Востока России	149
Михайлов В.А. Новые данные по стратиграфии вулканогенного мела Центрального Сихотэ-Алиня	156
Указатель статей, опубликованных в журнале за 1994 г.	164

GEOLOGY OF THE PACIFIC OCEAN

RUSSIAN SCIENTIFIC JOURNAL

Appears from January 1982

Periodicity 6 issues in a year

NOVEMBER — DECEMBER

№ 6, 1994

CONTENTS

Natal' in B.A., Faure M., Monié P., Borukayev Ch.B., Prikhodko V.S., Vrublevsky A.A. Anyuy metamorphic dome (Sikhote-Alin), and its place in the Mesozoic geodynamic frame of East Asia	3
Chekhov A.D., Palandzhyan S.A. Ophiolite tectonics of Taigonos Peninsula	25
Kirillova G.L. Comparative characteristics of East Asia's intracontinental rift basins: Songliao and Amur-Zeysky	33
Likht F.R. The conditions of formation and the stratigraphy of Lower Cretaceous deposits of South Primorie	55
Mikhailov V.A., Oleinikov A.V. Stratigraphy of the Petrozuevsk horizon, East Primorie	67
Zyabrev S.V. Early Cretaceous cherts of the Kiselyovsk-Manominsk terrane as the youngest oceanic deposits in the structure of Russia's continental Far East South	74
Voinova I.P., Zyabrev S.V., Prikhodko V.S. Petrochemical peculiarities of Early Cretaceous intraplate oceanic volcanic rocks of the Kiselyovsk-Manominsk terrane (northern Sikhote-Alin)	83
Markevich V.S., Bolotsky Yu.L., Bugdaeva Ye.V. Kunder dinosaurs' occurrence in Priamurie	96
Varnavsky V.G., Krapiventseva V.V. Paleogeographic criteria for the formation of oil and gas potential of the Upper Bureinsky basin	107
Kiriyanova V.V. Cretaceous flora of the basin of the Yudoma River upper reaches	121
Kasatkin S.A., Sorokin B.K., Mitrokhin A.N. Geodynamics of rupture systems, Festivalny deposit (Komsomolsk ore region)	130

BRIEF COMMUNICATIONS

Zonova T.D., Yazykova Ye.A. Cretaceous sediments of the Shikotan island (the Kuril islands)	144
Varnavsky V.G. On the Cretaceous epochs of coal accumulation in the East of Russia	149
Mikhailov V.A. New data on the stratigraphy of the Cretaceous volcanogene, the Central Sikhote-Alin	156
Index of the papers published in the journal in 1994	164

УДК 551.24(571.6):552.4

*Б.А. Натальин, М. Фор, П. Монье, Ч.Б. Борукаев,
В.С. Приходько, А.А. Врублевский*

АНЮЙСКИЙ МЕТАМОРФИЧЕСКИЙ КУПОЛ (СИХОТЭ-АЛИНЬ) И ЕГО ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ МЕЗОЗОЙСКОЙ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

Структурными и геохронологическими исследованиями совместной русско-французской экспедиции в среднем течении р. Анной установлены соотношения основных тектонических единиц северного Сихотэ-Алиня, кинематические особенности их деформаций и последовательность тектонических событий как на локальном, так и на региональном уровнях. Главными тектоническими единицами района являются метаморфические породы Анюйского купола, юрский Самаркинский аккреционный комплекс и раннемеловой Журавлевско-Тумнинский прогиб. Метаморфические породы Анюйского "купола" имеют антиформную структуру северо-восточного простирания. В структурной последовательности снизу вверх в ней выделяются: 1) слабометаморфизованные метапесчаники и сланцы, 2) гнейсы и кристаллические сланцы амфиболитовой фации, 3) мигматиты, 4) офиолитовый покров. В породах офиолитового покрова и мигматитах установлены линейность растяжения широтного простирания и изоклинные складки, указывающие на движения в восточном направлении. Эти структуры, связанные с образованием офиолитового покрова, имеют средне-меловой возраст (108 млн лет, $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ метод), что близко к возрасту хунгарийских высокоглиноземистых гранитов. Последующая, главная деформация и сопровождающий ее высокотемпературный метаморфизм привели к образованию линейности растяжения северо-восточного простирания. $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ возраст этой деформации, определенный по слюдам в серии образцов, варьирует от 73 до 58 млн лет. Кинематически эта деформация осуществлялась в условиях растяжения. Предполагается, что она связана со становлением Анюйского купола, обусловленного внедрением гранитов. Метаморфические породы интерпретируются как комплекс, принадлежащий Анюйскому микроконтиненту. С его коллизией связано образование офиолитового покрова. Коллизия Анюйского микроконтинента по результатам и месту в геодинимической эволюции Восточной Азии сравнима с коллизией Южно-Японского микроконтинента в юго-западной Японии.

ВВЕДЕНИЕ

На протяжении всего мезозоя восточная окраина Азии обрамлялась субдукционными границами, среди которых преобладали активные континентальные окраины андийского типа [11, 23, 26—29, 50, 64, 68—71, 74]. До образования островных дуг и окраинных морей западной части Тихого океана в неогене большинство орогенических событий на восточной окраине Азии в основном определялись коллизиями микроконтинентов и крупных островных дуг, таких как Алазейская островная дуга, Омолонский, Охотоморский, Анюйский, Южно-Японский и Западно-Филиппинский микроконтиненты [11, 29, 41, 45, 48, 50, 56, 67, 70, 71, 74]. Складчатые сооружения Сихотэ-Алиня рассматриваются как аккреционная система, сформировавшаяся в результате палеозойской и мезозойской субдукции [63]. Здесь установлены субдукционные меланжи и аккреционные призмы чешуйчато-надвигового строения [24, 26—28], а также олистостромы с экзотическими блоками [1, 6, 7, 17, 21, 22]. Эти породы по разломам граничат с блоками глубоко метаморфизованных пород (рис. 1), которые в ряде мест (Анюйский купол) занимают самую нижнюю структурную позицию. В данной работе приведены структурные, микротектонические и геохронологические данные, получен-

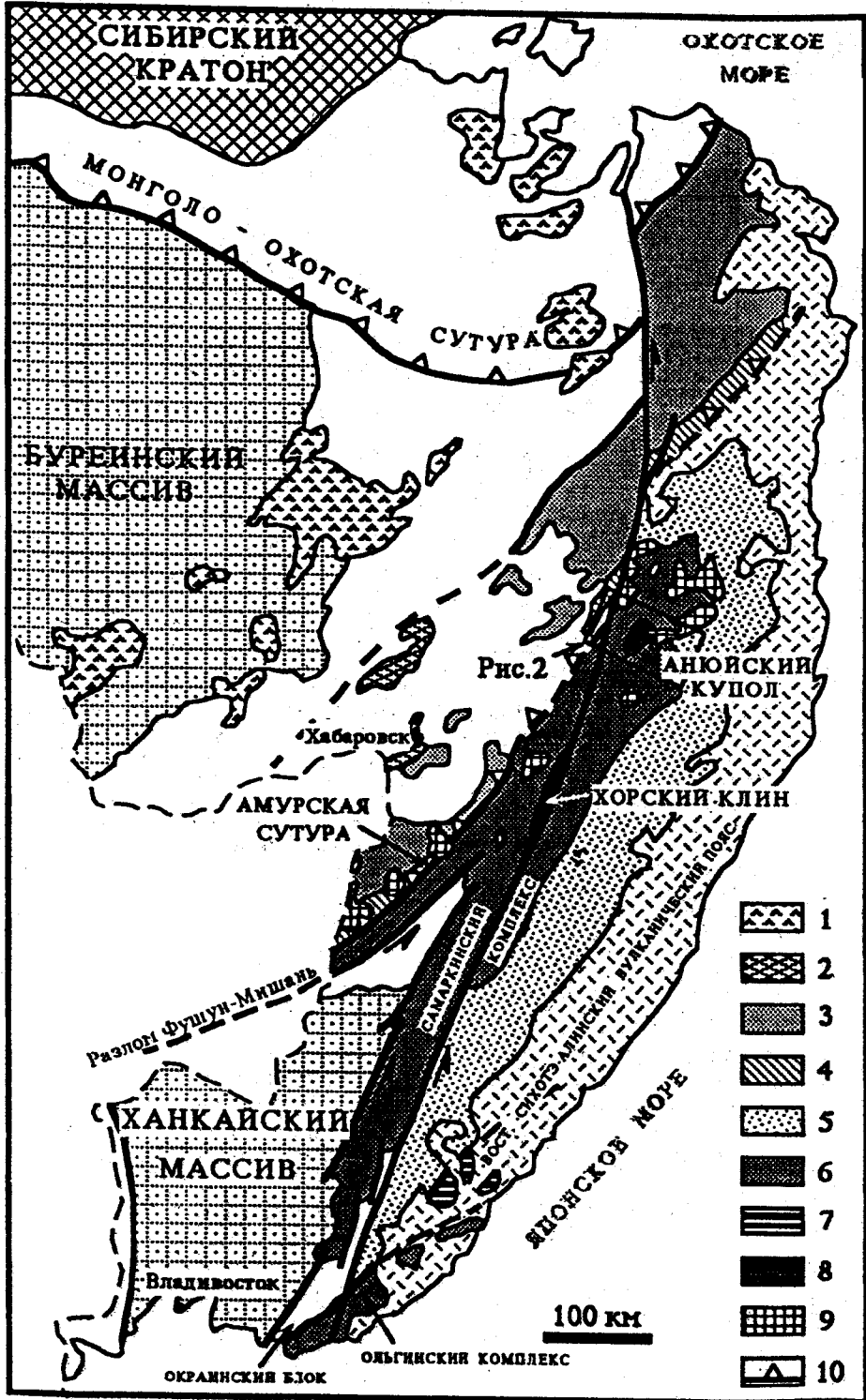


Рис. 1. Положение метаморфических пород в тектоническом каркасе Сихотэ-Алиня (по [28, 50]).

1-4 - Хинганско-Олюкская активная континентальная окраина (1 - Хинганско-Олюкский вулканоплатонический пояс; 2-4 - аккреционная призма; 2 - Хабаровский комплекс, 3 - Амурский комплекс, 4 - Киселевско-Мамонинский комплекс); 5 - Журавлевско-Туминский прогиб; 6 - юрские аккреционные комплексы (Самарский и Олюкский), перемещенные от места своего образования вдоль свайтов; 7 - раннемиловый Туминский аккреционный комплекс; 8 - альпийские метаморфические породы; 9 - хунгарийские граниты; 10 - сutura.

ные в ходе работ совместной русско-французской экспедиции в районе среднего течения р. Аюй. В этом районе был установлен мезозойский офиолитовый покров, залегающий поверх глубокометаморфизованных пород, которые позднее были прорваны раннемеловыми гранитами и переработаны в результате поздних мел-палеогеновых тектонотермальных событий. Новые данные и накопленная ранее информация положены в основу корреляции мезозойской геодинамической эволюции Сихотэ-Алиня и прилегающих районов — Сахалина, Хоккайдо, юго-западной Японии.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИКИ СИХОТЭ-АЛИНЯ

Большая часть юга Дальнего Востока занята двумя основными аккреционными системами: широтной Монголо-Охотской палеозойско-раннеюрского возраста и долготной Сихотэ-Алинской юрско-раннемелового возраста (см. рис. 1). Формирование первой из них было связано с субдукцией океанической плиты, а затем с коллизией Сибирского кратона и разнородных блоков, составляющих Буреинский массив. Сихотэ-Алинь совместно с тектоническими подразделениями острова Сахалин обычно интерпретируются как широкий пакет аккреционных комплексов, нагроможденных в восточной окраины Азии в результате мезозойской субдукции [23, 68, 71].

Амурская сутура, недавно выделенная в северном Сихотэ-Алине [23, 24, 26], отделяет раннемеловую Хингано-Охотскую активную окраину от тектонических единиц центрального и южного Сихотэ-Алиня. Структурными элементами Хингано-Охотской окраины являются, с северо-запада на юго-восток: Хингано-Охотский вулканоплутонический пояс, Хабаровский, Амурский и Киселевско-Маноминский аккреционные комплексы. Эти комплексы представляют собой аккреционную призму, формировавшуюся на протяжении всего раннего мела [16, 23, 25, 36]. Развитие Хингано-Охотской окраины завершилось коллизией тектонических единиц центрального и южного Сихотэ-Алиня в конце раннего — начале позднего мела. Предполагается [23], что эти единицы первоначально были аккрегированы к восточной окраине Азии в районе, располагавшемся значительно южнее их современной позиции, а затем, до столкновения с Хингано-Охотской окраиной, эти единицы скользили вдоль окраины континента, смещаясь по крупноамплитудным сдвигам.

Центральный и южный Сихотэ-Алинь включает следующие тектонические единицы с запада на восток [23]:

- 1) Ханкайский массив, состоящий из докембрийских блоков, спаявшихся в раннем палеозое; палеозойских гранитоидов и вулканогенно-осадочных толщ, представляющих собой магматическую дугу активной континентальной окраины [71]; мезозойских осадочных и вулканогенных толщ;
- 2) юрский Самаркинский аккреционный комплекс;
- 3) Окраинский блок (или террейн), в котором пермско-юрский чехол мелководных отложений несогласно залегает на докембрийском и, возможно, раннепалеозойском кристаллическом фундаменте, сложенном метаморфизованными основными породами, включающими и офиолиты [7, 37];
- 4) Журавлевско-Тумнинский пояс или прогиб раннемеловых турбидитов;
- 5) раннемеловой Таухинский аккреционный комплекс;
- 6) юрский Ольгинский аккреционный комплекс.

Поздний мел-палеогеновый Восточно-Сихотэ-Алинский вулканоплутонический пояс несогласно перекрывает три последних тектонических единиц.

Все вышеупомянутые тектонические единицы ограничены крутопадающими разломами (большой частью левыми сдвигами) северо-восточного простирания. Более молодые левые сдвиги север-северо-восточного про-

* Этот пояс известен в геологической литературе как Восточно-Сихотэ-Алинский синклиниорий или зона с тем же названием. Мы решили не применять это название, поскольку структура Журавлевско-Тумнинского пояса не имеет ничего общего со структурой синклинория.

стирания [12, 35] кося секут эти структуры, а также восточную часть Хингано-Охотской окраины. Несмотря на обилие сдвигов, имеются основания полагать, что первоначально границами единиц были надвиги с юго-восточными перемещениями. Такие надвиги были описаны в южных частях Самаркинского аккреционного комплекса и Журавлевско-Тумнинского пояса [6, 7], а также наблюдались нами при исследовании Анюйского района.

Ранее уже было подчеркнуто [23, 28, 50], что сдвиги в значительной мере изменили исходную тектоническую зональность Сихотэ-Алиня. До их появления Самаркинский и Ольгинский аккреционные комплексы, вероятно, составляли единую структуру, отделенную от раннемеловых аккреционных комплексов, располагающихся восточнее, Журавлевско-Тумнинским прогибом.

Выходы метаморфических пород, а именно: Анюйский купол и Хорский клин, располагаются среди Самаркинского аккреционного комплекса и создают своего рода тектоническую аномалию, имеющую самые разные объяснения, варьирующие от представлений об их принадлежности к докембрийскому сиалическому фундаменту Сихотэ-Алинской геосинклинали [10, 14] до представлений об их принадлежности к инородному микроконтиненту [28, 50]. Поскольку Анюйский купол — предмет данной работы, его геология будет рассмотрена в соответствующих разделах статьи. Здесь же вкратце остановимся на геологии Хорского клина.

Хорский клин обнажается вдоль Центрального Сихотэ-Алинского разлома и ограничен крутопадающими разломами (см. рис. 1). Согласно [19], Хорский клин сложен очковыми гнейсами, кварцитами, амфиболитами и кристаллическими сланцами, мигматизированными в результате внедрения мусковитовых гранитов и плагиигранитов. Метаморфические и магматические породы сильно катаклазированы и милонитизированы. Наиболее ранняя деформация предшествовала внедрениям гранитов. Сланцеватость метаморфических пород круто падает на юго-восток, а ее восток-северо-восточные простирания отличаются от север-северо-восточного простирания Центрального Сихотэ-Алинского разлома. Rb—Sr возраст очковых гнейсов, определенный по валовым пробам, составляет 227 млн лет [19]. Структурные соотношения и определения возраста позволяют предполагать, что образование метаморфических пород не связано с движениями по Центральному Сихотэ-Алинскому разлому и что возраст метаморфизма древнее возраста Самаркинского аккреционного комплекса.

Огромные мощности турбидитов Журавлевско-Тумнинского пояса, присутствие ограниченных разломами блоков метаморфических пород и широкое распространение мел-палеогеновых гранитов, включая высокоглиноземистые граниты с возрастом 135—110 млн лет [39], несущие ксенолиты метаморфических пород [2, 13], дают основание полагать, что после формирования Самаркинского аккреционного комплекса произошло некоторое событие, сыгравшее важную роль в тектонической эволюции Сихотэ-Алиня. Это событие, вероятно, связано с коллизией Анюйского микроконтинента [28, 50].

ГЕОЛОГИЯ РАЙОНА АНУЙСКОГО КУПОЛА

В долине реки Анюй к востоку от Центрального Сихотэ-Алинского разлома располагаются следующие тектонические единицы: юрский Самаркинский аккреционный комплекс, метаморфические породы Анюйского "купола" и раннемеловой Журавлевско-Тумнинский пояс. Несколько поколений мел-палеогеновых гранитов прорывают эти тектонические единицы (рис. 2).

Журавлевско-Тумнинский пояс сложен раннемеловыми турбидитами, характеризующимися непрерывной стратиграфической последовательностью от валанжина до альба. Восточнее рассматриваемого в статье района среди апт-альбских турбидитов появляются туфы и андезиты, которые относятся к Самаргинской вулканической дуге. [29, 34, 38, 39]. Близ западной границы

Рис. 2. Геологическая карта Аюйского купола и его окружения (по [19] с до-
бавлениями).

А — Аусунский плутон, Г — Губиллинский плутон. Показана также точка сбора образца Аг 22. 1 — западнокавказские порфиридные, несомненно перекрывающиеся Самаркандский и восточный Самаркандский комплексы; 2, 3 — Самаркандский комплекс; 2, 3 — Самаркандский комплекс; 2, 3 — Самаркандский комплекс; 2 — поделенное Б, представляющее главным образом алевролиты и тошкорганскими турбидитами, 3 — подразделение А — кремни, базальты, известняки и терракитовые породы, обладающие структурой субдукционного метакристалла; 4 — офиолиты; 5 — метаморфические породы Аюйского купола; 6 — поздней мезозойские граниты; 7 — раннемеловые хунгарийские граниты; 8 — мелководные вулканические породы; 9, 10 — Журавлевско-Тумнинский прогиб; 9 — потыря-альбские турбидиты; 10 — несогласные турбидиты; 11 — паранты.

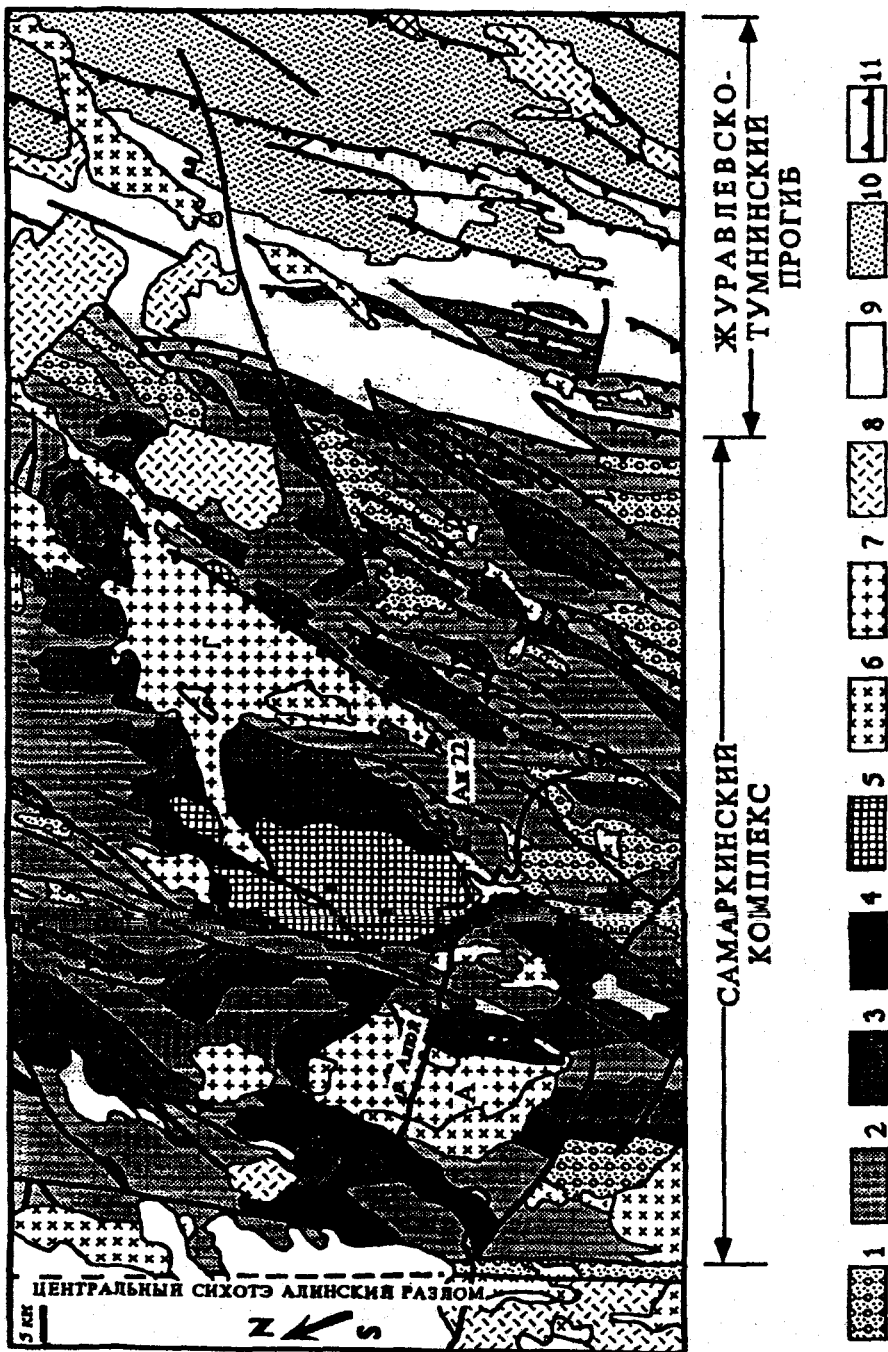
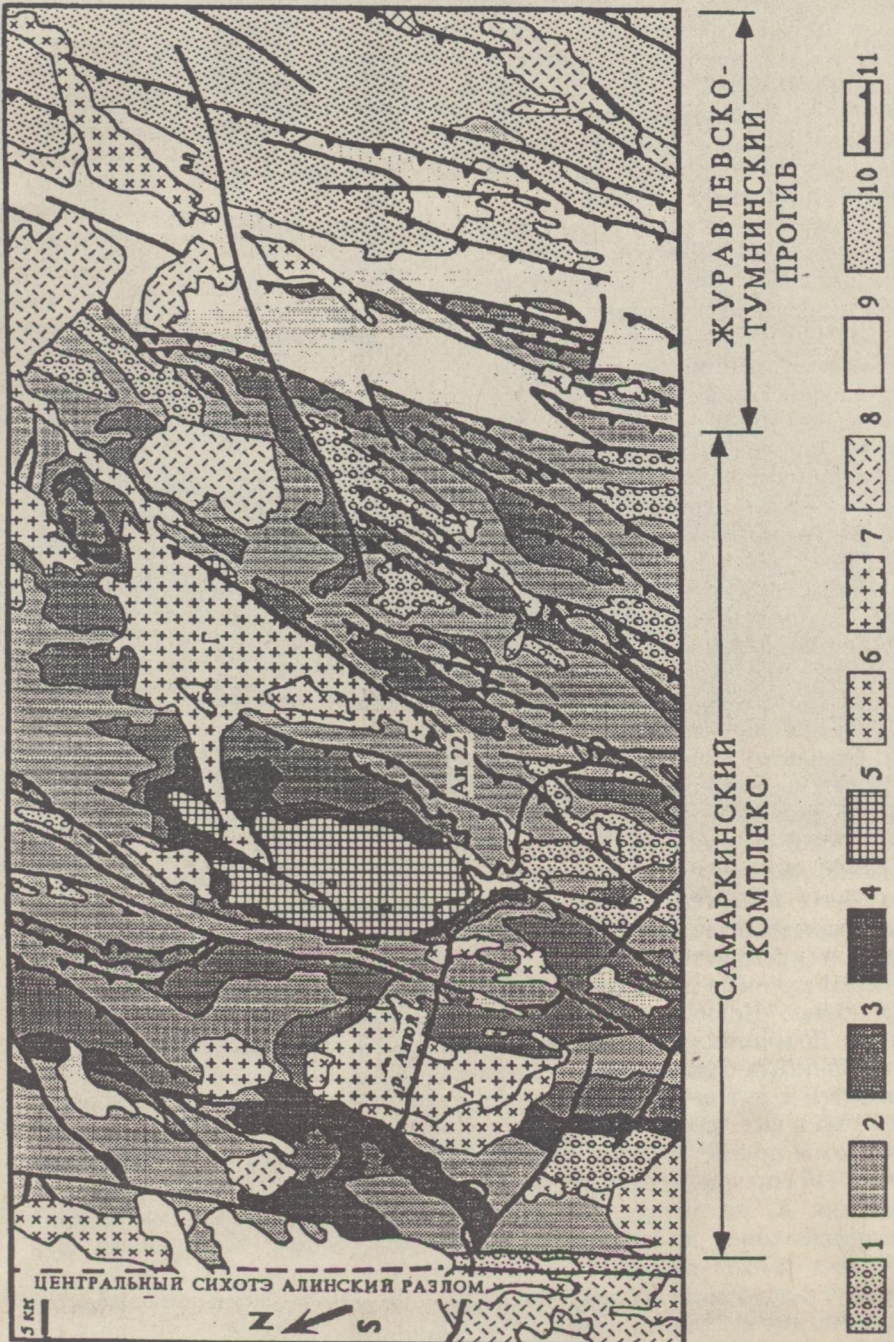


Рис. 2. Геологическая карта Анюйского купола и его окружения (по [19] с добавлениями).

А — Агусинский плутон, Г — Гобиллинский плутон. Показана также точка сбора образца Ан 22. 1 — валаякинские терригенные породы, несогласно перекрывающие Самаркинский аккреционный комплекс; 2, 3 — Самаркинский аккреционный комплекс; 2 — подразделение Б, представленное главным образом алевролитами и тонкоорбитичными турбидитами; 3 — подразделение А — кремни, базальты, известняки и терригенные породы, обладающие структурой субдукционного мелалажа; 4 — офиолиты; 5 — метаморфические породы Анюйского купола; 6 — поздний мел-палеогеновые граниты; 7 — раннемеловые хунгарийские граниты; 8 — верхнемеловые вулканические породы; 9, 10 — Журавлевско-Тумнинский прогиб; 9 — тогерив-альбские турбидиты; 10 — несокомовые турбидиты; 11 — надвиги.



ЖУРАВЛЕВСКО-ТУМНИНСКИЙ ПРОГИБ

САМАРКИНСКИЙ КОМПЛЕКС

- 1 [Pattern 1]
- 2 [Pattern 2]
- 3 [Pattern 3]
- 4 [Pattern 4]
- 5 [Pattern 5]
- 6 [Pattern 6]
- 7 [Pattern 7]
- 8 [Pattern 8]
- 9 [Pattern 9]
- 10 [Pattern 10]
- 11 [Pattern 11]

ЦЕНТРАЛЬНЫЙ СИХОТЭ АЛИНСКИЙ РАЗЛОМ

5 КМ



пояса турбидиты несогласно перекрывают породы Самаркинского аккреционного комплекса, но во внутренних частях они согласно подстилаются глубоководными кремнисто-глинистыми породами, содержащими позднеюрские радиоларии [19].

Крутые северо-западные моноклинальные падения турбидитов, нарушенные многочисленными послонными срывами и складками волочения, являются следствием широкого развития чешуйчатых надвигов с юго-восточной вергентностью. Возраст пород в целом омолаживается на юго-восток. Можно полагать, что надвигообразование и осадконакопление происходили одновременно, и миграция надвигового фронта вызвала последовательное смещение депоцентра прогиба. Севернее и северо-восточнее изученного района, в бассейне р. Тумнин в тех же породах преобладают открытые прямые складки, а чешуйчатые структуры практически отсутствуют (данные Б.А. Натальина, 1991 г.). Возможно, что эта относительно слабо деформированная зона прогиба протягивается и на юг, но скрыта здесь под вулканитами Восточно-Сихотэ-Алинского пояса. В любом случае, деформационная структура прогиба имеет зональное строение — зона повышенных деформаций приближена к самаркинскому комплексу.

Самаркинский аккреционный комплекс в целом для Сихотэ-Алиня характеризуется широким разнообразием возраста и литологического состава пород. Надвиговые пакеты и пластины, включения в олистостромах и субдукционном меланже представлены каменноугольными (в некоторых местах даже девонскими), нижнеюрскими кремнями и кремнистыми сланцами, пермскими и верхнетриасовыми обломочными породами, ультрамафитами, габбро, толеитовыми и щелочными базальтами [4, 5, 17, 21, 23, 36]. Все эти породы заключены среди средне- и верхнеюрских алевролитов и тонко-слоистых турбидитов, которые представляют собой матрикс.

В Самаркинском комплексе Анюйского района было выделено несколько стратиграфических подразделений [19]. Однако, как показали наши исследования, палеонтологических и структурных данных явно недостаточно для стратиграфического расчленения и картирования предложенных стратиграфических подразделений. В соответствии с нашими данными, все стратиграфические подразделения представляют собой субдукционный меланж и различаются лишь разной степенью насыщенности включениями пород того или иного литологического состава и возраста. Из-за отсутствия адекватных для района в целом данных и для простоты мы разделили самаркинский комплекс на два подразделения (см. рис. 2). Подразделение А состоит из кремней, базальтов, известняков, аргиллитов и песчаников. Оно соответствует карнийским и частично норийским толщам, изображенным на существующих крупномасштабных геологических картах, а также джаурской и краснореченской свитам [19]. Палеозойские известняки не известны в Анюйском регионе, но крупные линзы тонко переслаивающихся красных кремней и светло-серых известняков здесь широко распространены. В известняках найдены поздне-триасовые конодонты, раннеюрские радиоларии обнаружены в кремнях и кремнистых сланцах [19]. На западе района (см. рис. 2) присутствуют крупные тела слоистых песчаников и алевролитов, содержащих поздне-триасовые *Nalobia* и *Monotis* и ранне-среднеюрские двустворки и брахиоподы. Во многих местах встречаются также блоки, сложенные толеитовыми и щелочными базальтами и ультрамафитами [38].

Аргиллиты с титон-берриасскими двустворками преобладают в подразделении Б; но в виде редких олистолитов, обычно метровых размеров, здесь присутствуют и другие породы, типичные для подразделения А. М.В. Мартынюк и др. [19] предполагают, что возраст подразделения Б моложе возраста подразделения А, но литологическое сходство алевропелитов матрикса в обоих подразделениях не исключает их одновременного образования. Оба подразделения имеют сложные распределения в пространстве и нередко граничат друг с другом по поздним надвигам с юго-восточными смещениями.

Хунгарийские высокоглиноземистые граниты, образующие крупные (до нескольких сотен квадратных километров) плутоны, прорывают анюйские

метаморфические породы, Самаркинский аккреционный комплекс и нижне-меловые турбидиты. Они широко распространены в центральном Сихотэ-Алине и в низовьях р. Бикин. Эти мусковит-кордиерит-гранатовые породы имеют массивные или гнейсовидные структуры и иногда милонитизированы в краевых частях [13]. Они содержат многочисленные ксенолиты осадочных пород, роговиков, метаморфических пород, катаклазированных и амфиболитизированных габбро и серпентинитов. В Агусинском плутоне найдены ксенолиты биотит-роговообманково-двупироксеновых сланцев и мигматизированных гранат-биотитовых гнейсов [2, 3]. Реликтовые углекислотные включения в кварце из мигматизированных гнейсов отличаются от углекислотно-метановых включений в кварце гранитов. Температура мигматизации, установленная по первичным включениям в гнейсах, составляет 760—835°. Температура гомогенизации, установленная по первичным включениям флюидов в кварце гранитов, примерно равна 675—730°, а следовательно, мигматизация предшествовала внедрению гранитов.

K/Ag возраст по слюдам и калишпату хунгарийских гранитов и Rb/Sr определения их возраста по породе в целом варьируют от 135 до 105 млн лет; к востоку отмечается омоложение возрастов [39]. Гобиллинский плутон рассекает анойские метаморфические породы в северной части купола (см. рис. 2). Из этого массива был отобран образец гранита (Ан 22) для сопоставления возраста метаморфизма и магматизма (хунгарийских гранитов). $^{39}\text{Ag}/^{40}\text{Ag}$ определение возраста в 108 млн лет может быть с уверенностью принято как возраст Гобиллинского плутона. Подробности приведены ниже в разделе о $^{39}\text{Ag}/^{40}\text{Ag}$ возрастах.

Среди анойских метаморфических пород выделено четыре тектоностратиграфических единицы (структурно снизу вверх) (рис. 3).

1. Метапесчаники и филлиты обнаружены на самом нижнем структурном уровне. Биотит, мусковит, плагиоклаз и кварц образуют первичный метаморфический парагенезис, в то же время наблюдается, что мусковит и хлорит замещают некоторые из них во время второй фазы метаморфизма. Важно подчеркнуть, что в этой единице, в отличие от вышележащих, наблюдается хорошая сохранность первичных обломочных текстур и седиментационных структур. Метаморфические минералы образуют сланцеватость и линейность растяжения. Более молодые биотит и андалузит поперечно секут сланцеватость, однако андалузит часто будинирован и окаймлен тенями давления.

2. Вторая единица состоит из слюдяных кристаллических сланцев, гнейсов, редко кварцитов. Помимо вышеперечисленных минералов из нижней единицы здесь часто встречаются гранат (Gr_{85}), калишпат, кордиерит (Cor_{45}), роговая обманка и силлиманит. Имеются две генерации полевых шпатов; более древняя состоит из крупных нарушенных серицитизированных зерен (An_{15-25}), окруженных более мелкими свежими зернами альбита. Последний является продуктом низкоградиентного метаморфизма. Как и в предыдущем случае, хлорит и мусковит замещают первичные минералы. Андалузит косо ориентирован к сланцеватости и относится к продуктам более поздней стадии полифазной истории метаморфизма.

3. Третья единица представляет собой узкий пояс мигматитов, который тянется в основании самой верхней единицы в восточной части данной области. Протолитами мигматитов являются метаморфические породы второй единицы, имеющие такие же минеральные парагенезисы.

4. К четвертой единице относится офиолитовый покров, перекрывающий все вышеупомянутые единицы и почти полностью окружающий их. Нижняя часть офиолитового покрова сложена метаморфизированными базальтами, долеритами и габброидами. Серпентинизированные ультрамафиты тоже присутствуют, либо внутри основной последовательности, либо залегают поверх метаморфических пород второй единицы в центральной части купола. Ранее эти породы описывались как интрузии [10], однако большинство серпентинизированных ультрамафитов образуют пластины, залегающие на вершинах гор. Такую геометрию довольно легко объяснить, рассматривая мафит-ультрамафитовые породы как отдельные клипы некогда единого офиолито-

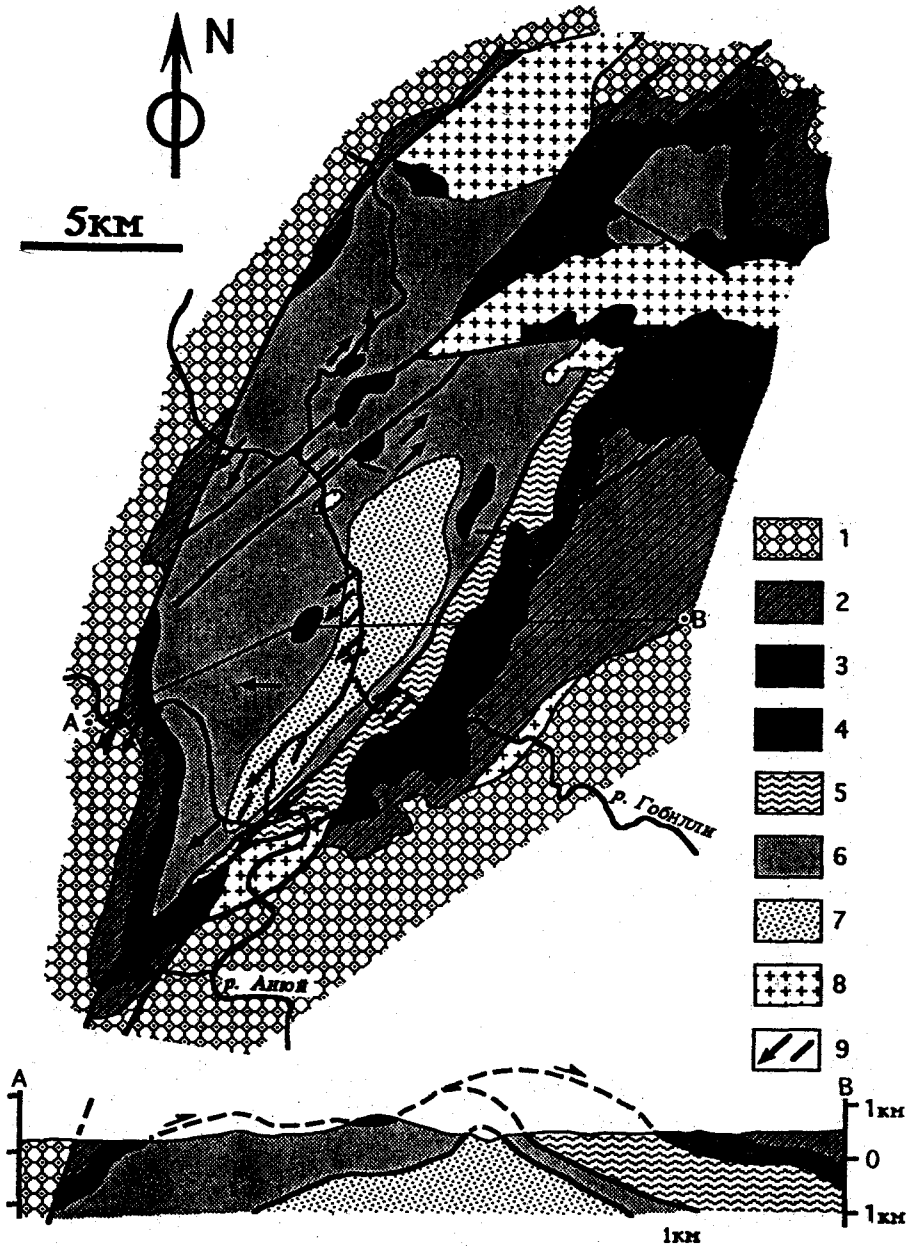


Рис. 3. Тектоническая схема и принципиальный геологический разрез Аноийского купола (составлена с использованием данных Ю.П. Змиевского).

1 — подвулканико-базальтовые андезиты и тонкоритмичные габброиды; 2 — метабазиты; 3 — зеленые сланцы по вулканитам основного состава; 4 — ультраосновные породы и серпентиниты; 5 — мигматиты; 6 — гнейсы и кристаллические сланцы; 7 — метабазиты и филлиты; 8 — венгерские граниты; 9 — линия растяжения с направлением (стрелка) и неизвестной кинематикой смещения.

вого покрова (см. рис. 3). В основании офиолитового покрова часто обнаруживаются сильно деформированные и милонитизированные кварциты и мигматиты.

Белые и светло-серые метабазиты, слагающие верхнюю часть офиолитового покрова, почти непрерывно окружают метабазитовые породы. Кремни обнажаются в виде когерентно слоистого горизонта, а не в виде разрозненных олистолитов или тектонических линз, как это обычно для внутренних частей Самаркинского комплекса. Местами в них встречаются многочисленные остатки радиолярий, однако из-за интенсивной перекристаллизации их не-

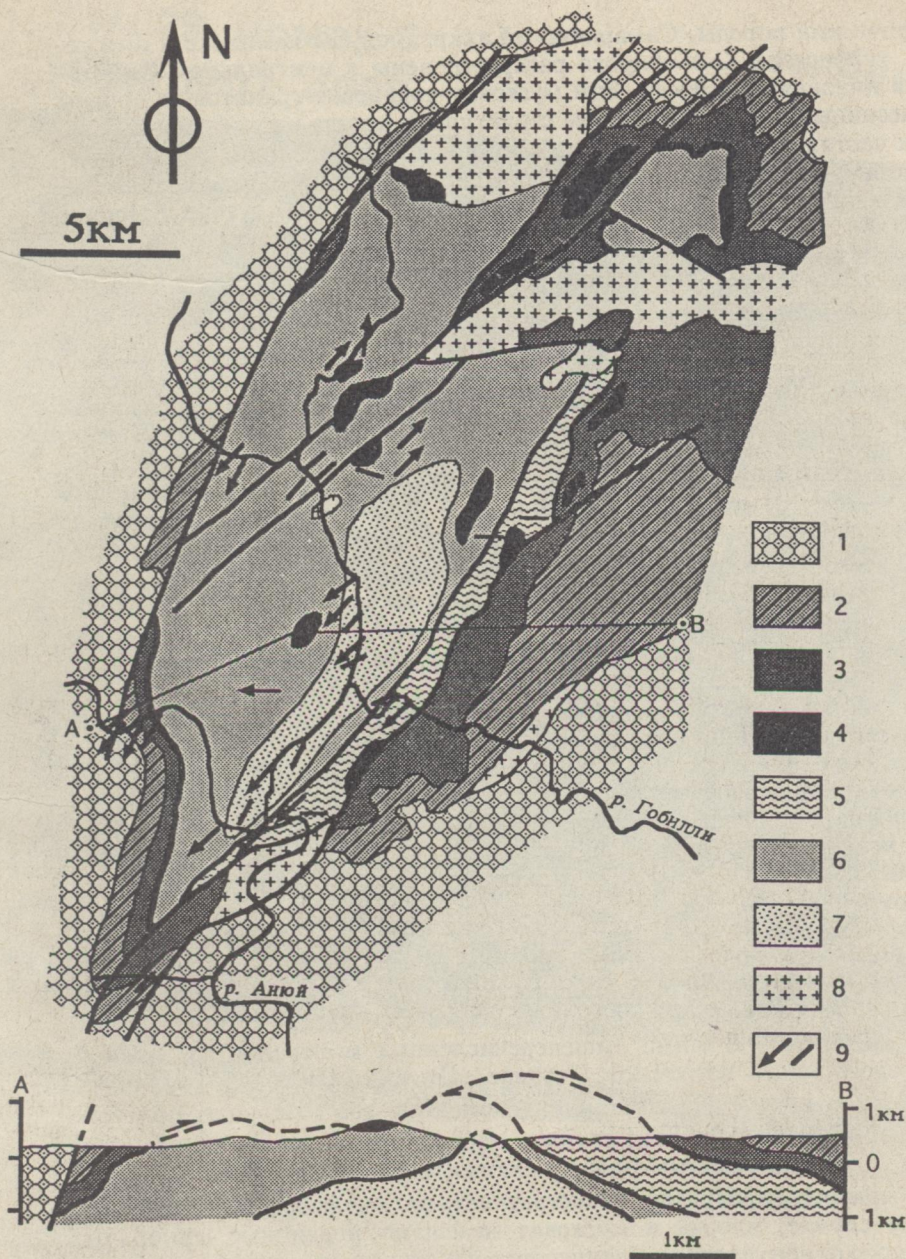


Рис. 3. Тектоническая схема и принципиальный геологический разрез Аниуйского купола (составлена с использованием данных Ю.П. Змиевского).

1 — позднеюрско-берриасские алевропелиты и тонкоритмичные турбидиты; 2 — метакремни; 3 — зеленые сланцы по вулканитам основного состава; 4 — ультраосновные породы и серпентиниты; 5 — мигматиты; 6 — гнейсы и кристаллические сланцы; 7 — метапесчаники и филлиты; 8 — хунгарийские граниты; 9 — линейность растяжения с известной (стрелка) и неизвестной кинематикой смещения.

вого покрова (см. рис. 3). В основании офиолитового покрова часто обнаруживаются сильно деформированные и милонитизированные кварциты и мигматиты.

Белые и светло-серые метакремни, слагающие верхнюю часть офиолитового покрова, почти непрерывно окружают метабазитовые породы. Кремни обнажаются в виде когерентно слоистого горизонта, а не в виде разрозненных олистолитов или тектонических линз, как это обычно для внутренних частей Самаркинского комплекса. Местами в них встречаются многочисленные остатки радиоларий, однако из-за интенсивной перекристаллизации их не-

возможно использовать для определения возраста кремней. Согласно Ю.П. Змиевской [10], метаморфизм метаофиолитовых пород не превышает зеленосланцевой фации.

Плохая обнаженность не позволяет с уверенностью определить характер взаимоотношений всех перечисленных тектоностратиграфических подразделений. Первые две единицы, вероятно, разделены субгоризонтальным вязким разломом. Его наличие можно предполагать на основании существующих отличий в степени метаморфизма: зеленосланцевой фации для первой единицы и амфиболитовой — для второй. Граница между мигматитами и второй единицей, сложенной гнейсами и кристаллическими сланцами, также не обнажена. Следует отметить, что в восточной части района мигматиты располагаются в основании офиолитового покрова, но в западной и центральной частях они отсутствуют. Существование пластичного разлома в основании офиолитового покрова вполне вероятно, так как основные и ультраосновные породы и подстилающие их метаморфические породы часто превращены в милониты, имеющие мощность до нескольких десятков метров. Плоскости расслоенности в милонитах и сланцеватость вмещающих пород абсолютно конформны.

КИНЕМАТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ДЕФОРМАЦИЙ

Структурный и кинематический анализ дислокаций, особенности метаморфизма, $^{39}\text{Ag}/^{40}\text{Ag}$ датировки и данные о соотношениях стратифицированных толщ по району в целом позволяют выделить два основных тектонометаморфических этапа. В связи с тем, что второй этап во многом затушевывает первый, описание будет производиться от молодых событий к древним. В этом разделе будут приведены только структурные данные.

Структуры второго этапа. В центральных частях выходов всех единиц метаморфического комплекса залегание сланцеватости очень пологое ($10\text{—}20^\circ$), а вдоль границ — дивергентно падающее. Такой рисунок позволяет предположить эллиптическую антиформную структуру с длинной осью, простирающейся в северо-восточном направлении. Эта структура довольно давно известна, и именно она явилась причиной введения в литературу названия "Анжуйский купол" [10, 15, 19]. Простая геометрия нарушается поздними круто падающими разломами и гранитными интрузиями, широко распространенными на севере территории.

На поверхности сланцеватости во всех единицах наблюдается отчетливая линейность растяжения, имеющая северо-восточные простирания. Линейность подчеркнута предпочтительной ориентировкой метаморфических минералов, таких как филосиликаты и амфиболы. Их форма и текстурные соотношения указывают на то, что метаморфизм и деформация были единым процессом.

Сланцеватость местами смята в сжатые и открытые складки с размерами от нескольких сантиметров до нескольких метров. Складки асимметричны, имеют юго-восточную вергентность. Шарниры складок параллельны линейности растяжения, но это лишь совпадение, поскольку сланцеватость, несущая линейность, вовлечена в эти складки. Кливаж осевой плоскости этих постметаморфических складок сечет сланцеватость и в отличие от нее имеет субвертикальные падения. Эти складки мы интерпретируем как структуры, отражающие позднее сжатие Анжуйской антиформы.

В шлифах, параллельных линейности и перпендикулярных сланцеватости, наблюдаются многочисленные кинематические критерии, такие как сигмоидально изогнутые слюды, S—C структуры, асимметричные тени давления вокруг обломков кварца в метапесчаниках нижней единицы или порфиробластов полевого шпата в гнейсах и кристаллических сланцах верхних единиц. Эти классические кинематические критерии [42, 73] позволяют определить тип и кинематические особенности деформации. Что касается типа деформации, то она была некоаксиальной, что исключает ее интерпретацию как следствие, например, статической нагрузки вышележащих пород.

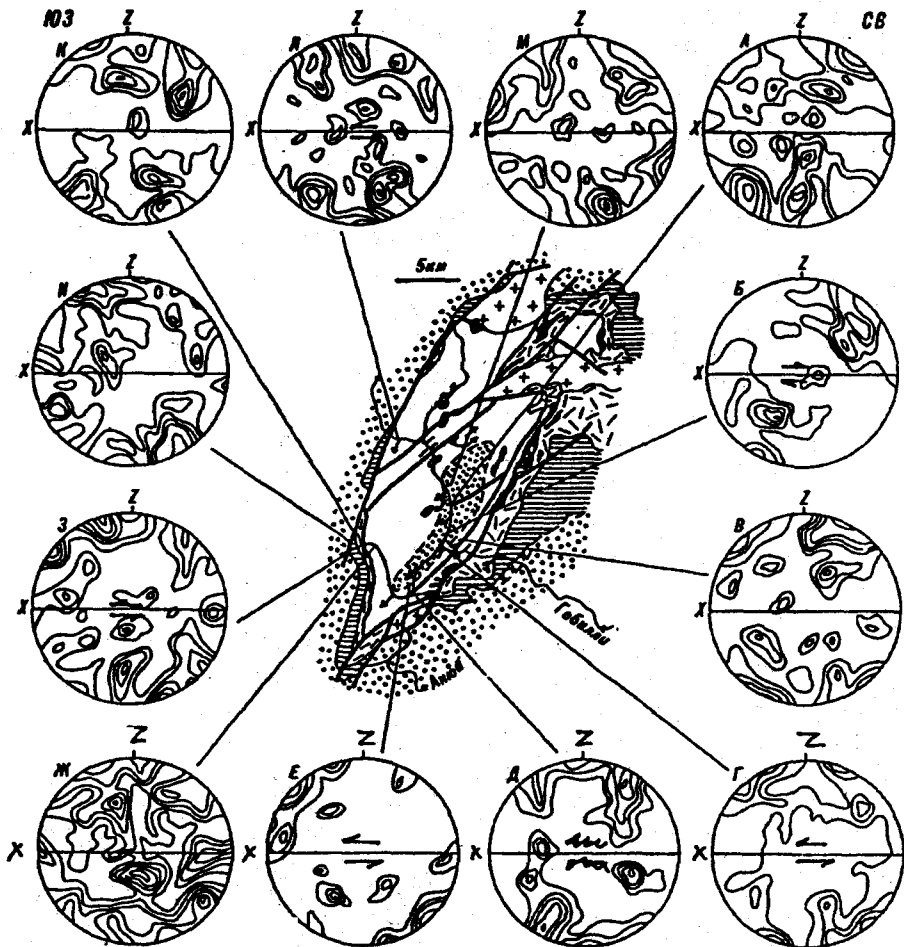


Рис. 4. Ориентировка оптических осей кварца в метаморфических породах Анюйского купола. Все диаграммы построены в плоскости XZ эллипсоида напряжений. Диаграммы ориентированы так, что юго-восток располагается слева. А — кварцит, 150 замеров, изолинии 1-2-4-6 %, максимум 9 %; Б — кварцит, 200 замеров, изолинии 1-2-2,5-3 %, максимум 4 %; В — мигматит, 100 замеров, изолинии 1-2-3-4 %, максимум 5 %, Г — биотит-мусковитовый сланец, 175 замеров, изолинии 1-2-2,5 %, максимум 3 %; Д — гнейс, 175 замеров, изолинии 1-1,7-2,3-3 %, максимум 3,5 %; Е — биотит-мусковитовый сланец, 165 замеров, изолинии 2-3-4 %, максимум 5 %; Ж — гнейс, 300 замеров, изолинии 0,7-1-1,3-1,7-2 %, максимум 2,7 %; З — гнейс, 100 замеров, изолинии 1-2-3-4-5 %, максимум 6 %; М — кварцит, 100 замеров, изолинии 1-2-3-4-5 %, максимум 7 %; К — кварцит, 150 замеров, изолинии 1-2-2,6-3,2 %, максимум 5 %; Л — гранит, содержащий кварцит, 100 замеров, изолинии 1-2-3-4 %, максимум 5 %; М — метапесчаник, 100 замеров, изолинии 1-2-3-4 %, максимум 5 %.

В южной части Анюйской антиформы кинематические критерии очень устойчивы и многочисленны. Они указывают на смещение верхней части вертикальной колонны пород в юго-западном направлении или, иными словами, на сползание пород со сводовой части антиформы к ее юго-западной периферии (см. рис. 3). Для плохо обнаженной северной части Анюйской антиформы микроструктурных данных недостаточно для того, чтобы считать кинематику смещений однозначно установленной. Немногочисленные критерии указывают на противоположные смещения, т.е. можно предполагать расползание антиформы как к юго-западу, так и к северо-востоку. На обсуждении процесса деформации второго этапа мы остановимся ниже.

Для нескольких образцов были измерены ориентировки оптических осей кварца (рис. 4). Все диаграммы на рис. 4 построены для плоскости, параллельной линейности и перпендикулярной сланцеватости, т.е. в плоскости XZ эллипсоида напряжений, где $X > Y > Z$ — главные оси эллипсоида напряжений. На диаграммах наблюдается широкий разброс точек, который позволяет выделить хорошо проявляющиеся, асимметрично расположенные максимумы или асимметричный наклоненный пояс. Полученные распределения

указывают на некое термальное событие, которое в значительной степени нарушило более древние предпочтительные ориентировки оптических осей кварца. Этот вывод подтверждается текстурными особенностями кварца, такими как прямолинейные границы, тройные сочленения и др., указывающими на значительную перекристаллизацию. Низкоградентный метаморфизм, наблюдаемый в Анойском районе и связанный с многочисленными гранитными plutонами, по-видимому, был одной из причин этой перекристаллизации. Вместе с тем, некоторые диаграммы (в них показаны стрелки, см. рис. 4) пригодны для кинематической интерпретации. Определенная по ним кинематика смещений не отличается от той, что определена по другим критериям и была охарактеризована в предыдущем параграфе.

Структуры первого этапа. Как упоминалось ранее, гнейсы, кристаллические сланцы и мигматиты, слагающие Анойскую антиформу, тектонически перекрыты мафит-ультрамафитовыми породами и кремнями. Горизонтально залегающие рассланцованные серпентиниты имеют линейность растяжения, образованную будинированными кристаллами пироксенов. В основании мафит-ультрамафитовой последовательности присутствуют сильно рассланцованные мигматиты и милонитизированные кварциты. В мигматитах вытянутые кварцевые и полевошпатовые агрегаты обладают линейной упорядоченностью, параллельной осям мелких (сантиметры) изоклинальных складок. Шарниры этих складок встречаются редко. У складок этой же генерации в микрокварцитах наблюдалось несоответствие ориентировки линейности растяжения северо-восточного простираия и шарниров.

Отмеченная выше линейность в метаофиолитах и мигматитах имеет широтное простираие, отличающееся от простираия линейности, охарактеризованной в предыдущем разделе. Минералогически широтная линейность не отличается от северо-восточной линейности. Критерием могут быть лишь ориентировка и то, что кинематические индикаторы широтной линейности в мигматитах (S—C структуры и асимметричные тени давления) указывают на движение в восточном направлении. Широтная линейность и синхронные ей замки складок встречаются редко. Вероятно, что мел-палеогеновое температурное воздействие и перекристаллизация уничтожили большинство микроструктур, связанных с перемещением офиолитового покрова в восточном направлении.

Таким образом, анойские метаморфические породы несут следы воздействия, по крайней мере, двух тектонических процессов: 1) деформации, связанной с перемещением офиолитового покрова в восточном направлении, 2) синметаморфической деформации, связанной с эксгумацией глубоко метаморфизованных толщ и их сползанием со свода купола.

$^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ ДАТИРОВКИ ОСНОВНЫХ ЭТАПОВ ЭВОЛЮЦИИ АНОЙСКИХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Ввиду отсутствия биостратиграфических данных, многие исследователи относили анойские метаморфические породы к докембрию [2, 10, 14]. Минимальный же возраст метаморфизма определяется наличием в ближайшем окружении купола неметаморфизованных триас-раннемеловых вулканогенно-осадочных пород и раннемеловых гранитов. Среди имеющихся K/Ar датировок по породе в целом (сланцы и гнейсы) наиболее древние возраста попадают в интервал 417—488 млн лет [10]. Значение приведенных датировок весьма сомнительно, так как доказано, что этот метод не применим в тех случаях, когда имеют место чрезмерная аргоновая контаминация или, наоборот, потери аргона, или же в породе существуют смеси разновозрастных минералов, что, кстати, повсеместно распространено в метаморфических поясах. Во время наших полевых исследований были отобраны образцы для $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ анализа с целью расшифровки тектонометаморфической эволюции Анойского региона.

Образцы для исследований отбирались так, чтобы охарактеризовать два главных тектонических этапа, рассмотренных в предыдущем разделе. Из

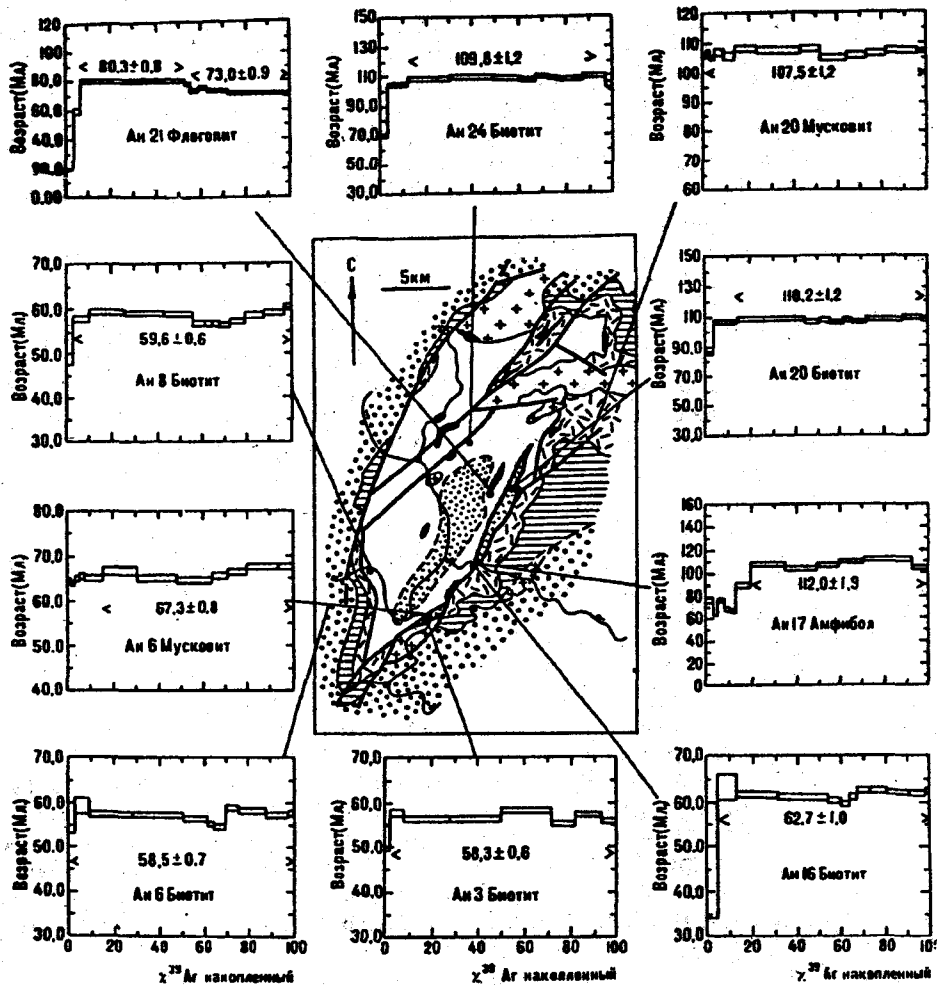


Рис. 5. $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ датировки аномических метаморфических пород. Пояснения в тексте.

тектонитов, свидетельствующих о перемещении офиолитового покрова в восточном направлении и обладающих высокотемпературными минеральными парагенезисами, отобраны следующие образцы: амфиболит — Ан 17, гнейс — Ан 20, кварцит — Ан 24. Второй этап, связанный с главным метаморфизмом и сползанием пород со свода купола, представлен в геохронологических исследованиях образцами: гранодиорит — Ан 3, мигматит — Ан 6, гнейс — Ан 8, мигматит — Ан 16, метагаббро — Ан 21. Из этих образцов были выделены необходимые минералы, проанализированные затем $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ методом ступенчатого нагрева. Аналитическая методика данного исследования охарактеризована в [63]. Результаты изотопных исследований показаны на рис. 5. У авторов настоящей статьи можно получить полные таблицы с результатами измерения.

В приведенных ниже оценках возраст, определенный по изохроне, считается надежным, так как в этом случае нет необходимости делать предположение о составе первоначально захваченного аргона [53]. История охлаждения метаморфического комплекса может быть восстановлена на основании сопоставления возрастов минералов, имеющих разную температуру закрытия системы. Температуры закрытия для аргона в проанализированных минералах при скоростях охлаждения от 100 до $5^\circ\text{C}/\text{млн лет}$ следующие ($^\circ\text{C}$): роговая обманка — 550—500 [51], мусковит — 400—350 [67, 72], биотит — 350—300 [52].

³⁹Ag/⁴⁰Ag датировки пород различного состава и структуры подчеркнули полифазность развития Анюйского метаморфического комплекса.

Среднемеловая стадия. Возраст ее оценен по трем типам пород, в которых проанализированы четыре минерала. Все эти породы обладают широтной ориентировкой линейности.

Образец Ан 17 отобран из амфиболитов, принадлежащих офиолитовому комплексу, который тектонически перекрывает мигматиты в восточном крыле Анюйской антиформы. Амфиболит образован роговой обманкой, плагиоклазом, кварцем, сфеном и редкими чешуйками флогопита. Возрастной спектр роговой обманки можно разделить на две части. Изотопные соотношения аргона при низкотемпературном ступенчатом нагреве (от 550 до 1000 °C) дают кажущиеся возраста от 61,4 до 92,3 млн лет, при относительно низком отношении Са/К. По этим температурным ступеням получена изохронная датировка в $60,4 \pm 4,2$ млн лет при исходном отношении ³⁹Ag/⁴⁰Ag, свидетельствующем об избыточном аргоне. Высокотемпературные фракции, представляющие 80 % всего высвобожденного аргона, имеют более древние возраста (от 107,6 до 117,1 млн лет, интегральный возраст 102,0 млн лет), причем значения возрастов соответствуют изменчивым значениям отношения Са/К. Самый древний возраст коррелируется с самым высоким значением отношения Са/К. Изохронные датировки распадаются на группы, и поэтому надежные возрастные определения не получены. Не получено также пересечений, указывающих на первичные аргоновые отношения. Предполагается, что молодые возраста при низких значениях Са/К на первых 12 % выхода аргона, вероятно, связаны с дегазацией редких зерен флогопита, находящихся в сростках с роговой обманкой, как то наблюдается в шлифах. Такая интерпретация подтверждается возрастом биотита из образца мигматита (обр. Ан 16; см. след. подраздел), отобранного вблизи местонахождения образца Ан 17. При высоких температурах нагрева газ высвобождался в основном из химически гетерогенной роговой обманки, что подчеркивается вариациями отношения Са/К. Спектр показывает, что возрастные вариации согласуются с вариациями отношения Са/К, а это в свою очередь означает возможность влияния химического состава на сохранение радиогенного аргона в роговой обманке [40]. В этом случае вариации температуры закрытия химически разных участков роговой обманки могли быть причиной возрастных вариаций. И, наоборот, вариации возрастов высокотемпературных фаз можно интерпретировать как результат присутствия избыточного аргона, предпочтительно удерживаемого обогащенной кальцием фазой.

Спектры возрастов мусковита и биотита из гнейса (обр. Ан 20), находящегося в ассоциации с мигматитами в основании офиолитового покрова, показаны на рис. 5. Биотит образует очень устойчивое плато с изохронным возрастом в $110,5 \pm 0,7$ млн лет. Возрастной спектр мусковита имеет умеренные вариации (вероятно из-за хлорита), соответствует изохроне $109,3 \pm 1,2$ млн лет и статистически идентичен датировке биотита.

Биотит из андалузит-содержащих метапесчаников (обр. Ан 24) дает плато и изохронные датировки $110,7 \pm 1,5$ млн лет, идентичные предыдущему образцу Ан 20. Низкое значение отношения ³⁹Ag/⁴⁰Ag, вероятно, является результатом консервации в минерале ювенильных флюидов с неатмосферным составом аргона.

Приведенные выше данные внутренне согласованны и свидетельствуют о том, что минимальный возраст офиолитового покровообразования в Анюйском регионе приходится на 110 млн лет. Конвергентность возрастов по минералам, имеющим существенно различные температуры закрытия, предполагает, что тектониты испытали быстрое охлаждение от 550—500 °C до 350—300 °C на рубеже 110 млн лет.

Гобиллинский плутон хунгарийских гранитов, внедренный после образования офиолитового покрова, имеет возраст $107,2 \pm 1,4$ млн лет, определенный изохронным методом по биотиту (рис. 6). Этот возраст на 3 млн лет моложе, чем возраст метаморфических пород. Столь незначительное

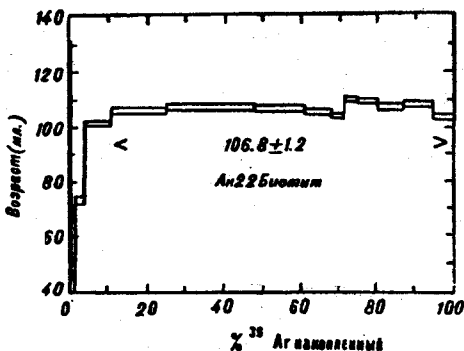


Рис. 6. $^{39}\text{Ag}/^{40}\text{Ar}$ возраст Гобиллинского плутона. Местоположение образца показано на рис. 2.

различие возрастов означает, что среднemelовая магматическая активность существенно повлияла на динамометаморфические породы, образовавшиеся при внедрении офиолитового покрова.

Поздне меловой - палеоценовый синтетектонический повторный разогрев. Возраста более поздних тектонотемпературных событий определены по шести образцам. Образец Ан 3

отобран из милонитизированных гранодиоритов, залегающих вблизи восточного контакта гранитной интрузии в юго-восточной части Анойского купола. Первичная текстура в шлифах местами просматривается, но, судя по текстуре биотита, последующее термальное воздействие было существенным. Образец Ан 6 представляет перекристаллизованные ставролит-силлиманит-гранатовые мигматиты, отобранные западнее обр. Ан 3. Мигматиты испытали низкотемпературную деформацию, в результате которой образовались кинк-банды белой слюды. Возрастные спектры биотита этих двух образцов очень сходны, они дают идентичный изохронный возраст $58,4 \pm 0,5$ млн лет. Мусковит из образца мигматита дает более древнюю изохронную датировку $67,8 \pm 1,0$ млн лет. Несоответствия $^{39}\text{Ag}/^{40}\text{Ar}$ возрастных датировок биотита и мусковита означают, что мигматиты медленно охлаждались до $350 - 300^\circ\text{C}$ в течение поздне мелового - палеоценового времени со скоростью около $5^\circ\text{C}/\text{млн лет}$.

На рис. 6 изображен возрастной спектр биотита обр. Ан 8, отобранного из гнейсов близ западной границы антиформы. Заметные S-C структуры, указывающие юго-западное смещение, развились одновременно с кристаллизацией мелких синкинematических зерен биотита. Изохронная датировка этого биотита составляет $60,5 \pm 0,4$ млн лет, а низкое значение отношения $^{39}\text{Ag}/^{40}\text{Ar}$, вероятно, обусловлено захватом в ловушку радиогенного аргона.

Перекристаллизованный биотит образца Ан 6, взятого из частично измененных кордиерит-содержащих мигматитов на восточном крыле антиформы, дает сходную изохронную датировку $62,5 \pm 0,4$ млн лет, подтверждающую изотопные возрасты, полученные из низкотемпературных фракций аргона из амфибола обр. Ан 17 (см. предыдущий подраздел).

Возрастной спектр для Mg-биотита из частично измененного метагabbро (Ан 21), отобранного близ нижнего контакта офиолитового покрова, имеет сложную форму, согласующуюся с существенными вариациями отношения Са/К. Молодые возраста до 20 млн лет и высокие значения отношения Са/К установлены в низкотемпературных фракциях при выделении первых 6 % аргона. Оставшиеся 94 % выделений образуют два плато 80 и 73 млн лет, соответственно, коррелируемые с низкими и высокими значениями отношения Са/К. Это означает, что вследствие низкотемпературных процессов слюды приобрели химическую гетерогенность, Mg-биотит, образованный во время покрообразования, во время последующего термального события испытал неполное химическое и изотопное переуравновешивание. Это событие полностью стерло признаки ранних тектонических процессов в подстилающих слюдяных кристаллических сланцах. Датировка 80 млн лет может интерпретироваться как минимальный возрастной предел закрытия Mg-биотита обр. Ан 21 в ходе офиолитового покрообразования, что конечно же плохо соответствует имеющимся геологическим данным. Датировка в 73 млн лет определяет максимальный возрастной предел наложенных термальных процессов.

В соответствии с полученными датировками $^{39}\text{Ag}/^{40}\text{Ag}$ возраста деформаций и метаморфизма находятся в интервале от 73 до 58 млн лет. Максимальная температура во время этого события была достаточно высокой для полного изменения биотита и мусковита, в то время как Mg-биотит и амфибол испытали лишь частичные преобразования. Принимая во внимание температуры закрытия этих минералов, можно оценить температуру второго тектонометаморфического события, которая будет составлять 350—400 °C. Впоследствии породы испытали медленное охлаждение со скоростью 5 °C/млн лет до внедрения известково-щелочных гранитоидов с возрастом 58 млн лет, которое привело к локальным термальным омоложениям метаморфических пород Анюйского купола.

СИНТЕЗ ДАННЫХ

Рис. 7 представляет корреляционную диаграмму седиментационных, магматических, метаморфических и деформационных событий, а также их тектоническую интерпретацию.

Наиболее важным событием в тектонической истории региона был надвиг офиолитового покрова на мигматиты, гнейсы и кристаллические сланцы амфиболитовой фации метаморфизма. Кинематические критерии указывают на перемещение покрова в восточном направлении. На геологической карте (см. рис. 2) показаны несколько офиолитовых пластин, которые, судя по ориентировке плоскостных структур, наклонены в северо-западном направлении. Этот пакет офиолитовых пластин и покров интерпретируется как следствие коллизии Анюйского микроконтинента [28, 50]. Существование микроконтинента под Самаркинским аккреционным комплексом можно предполагать, ориентируясь на несколько независимых групп данных. По геофизическим данным, мощность земной коры в Сихотэ-Алине составляет 35 км [18]. Обилие раннемеловых высокоглиноземистых гранитов предполагает плавление утолщенной континентальной коры, существование которой доказывается присутствием ксенолитов глубокометаморфизованных пород, в том числе и гранулитовой фации [2, 13]. Мы полагаем, что кристаллические сланцы и гнейсы (вторая единица) и мигматиты (третья единица) принадлежат Анюйскому микроконтиненту. Косвенным свидетельством образования мигматитов до внедрения хунгарийских гранитов являются данные о флюидных включениях [2]. В мигматитах первичные, связанные с мигматизацией включения в кварце имеют водно-солевой состав, в то время как более поздние генерации включений имеют углекислотно-метановый состав, сходный с составом первичных включений в кварце хунгарийских гранитов. Как упоминалось ранее, те же различия в составе включений установлены для ксенолитов и гранитов Агусинского плутона (см. рис. 2). Эти данные показывают, что мигматизация предшествовала образованию хунгарийских гранитов.

Учитывая возможность существенной термальной переработки пород, мы полагаем, что геохронологически возраст коллизии Анюйского микроконтинента точно не установлен. Среднемеловые $^{39}\text{Ag}/^{40}\text{Ag}$ возраста мигматитов и амфиболитов офиолитового покрова очень близки возрасту Гобиллинского гранитного массива. Они, вероятно, не указывают истинного возраста образования покрова. Если допустить, что несогласие в подошве валанжинских пород [19], распространенных в пределах выходов Самаркинского комплекса (см. рис. 2), является стратиграфическим свидетельством покровообразования офиолитов, то коллизия Анюйского микроконтинента произошла в начале раннего мела. Можно предположить также, что раннемеловые турбидиты Журавлевско-Тумнинского прогиба представляют собой осадочное выполнение передового прогиба, сформировавшегося перед фронтом связанных с коллизией покровов. Намеченная выше деформационная зональность в его пределах может быть тому свидетельством. В середине мела плавление утолщенной в ходе коллизии земной коры привело к образованию хунгарийских гранитов. Повышенный тепловой поток изменил геохронологию



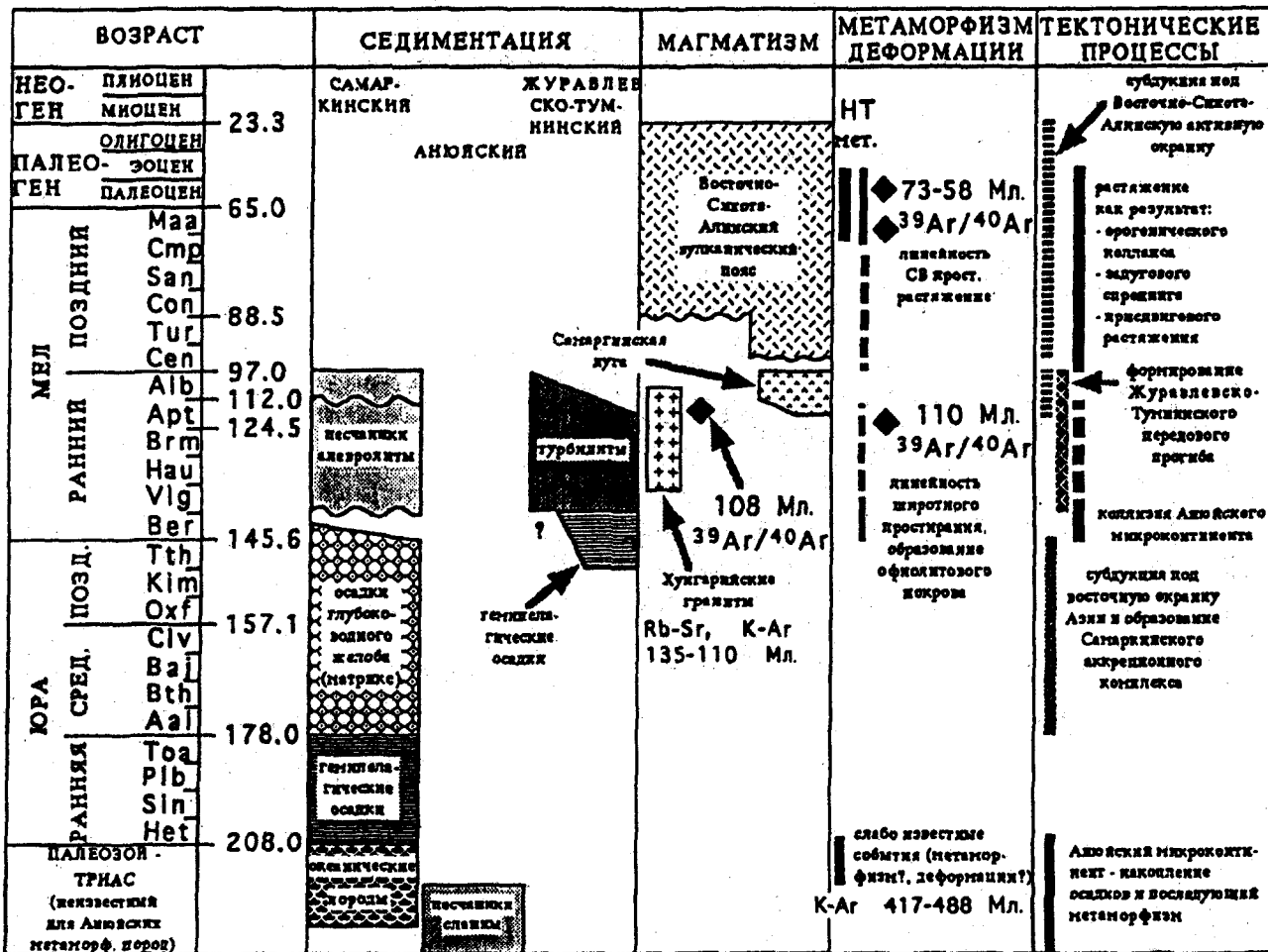


Рис. 7. Корреляционная диаграмма седиментологических, магматических, метаморфических и деформационных событий в районе Алюйского кувала и их тектоническая интерпретация.

ческие часы в метаморфических породах, уничтожив более ранние возраста и большую часть микроструктур, связанных с внедрением офиолитового покрова.

В поздний мел-палеогеновое время рассматриваемый район располагался в тылу Восточно-Сихотэ-Алинского вулканоплутонического пояса — магматической дуги одной из наиболее крупных и полно представленных мезозойских субдукционных границ восточной окраины Азии [29, 68]. В то же время восточная окраина Азии и рассматриваемый район в частности были ареной интенсивных сдвиговых смещений [35, 69]. Оба явления, естественно, способствовали повышенной магматической активности, которая реализовалась во внедрении многочисленных гранитных плутонов.

Кинематически второй тектонотермальный этап, проявившийся в анюйских метаморфических породах, реализовался в сползании или расползании пород со сводового поднятия. Этот процесс начался в середине мела и продолжался до палеогена. Структурные, кинематические и геохронологические данные, связанные с эволюцией района после образования офиолитового покрова, трудно объяснить одной моделью. Ниже обсуждаются две возможности.

1. Анюйский купол является классическим гнейсовым куполом или "core complex" [43, 61, 62], образование которого обусловлено либо коллапсом утолщенной континентальной коры с выведением на поверхность глубинных пород, либо задуговым растяжением, либо, наконец, растяжением в зоне крупных сдвигов.

2. Метаморфические породы высокой степени метаморфизма (вторая и третья единицы) совместно с офиолитовым покровом соскользнули с кровли Гобиллинского плутона в юго-западном направлении, структурно перекрыв слабометаморфизованные породы, обнажающиеся в самом ядре купола (первая единица).

Существует много общего в строении и синметаморфической кинематике смещений между Анюйским куполом и такими классическими куполами, как, например, в провинции Бассейнов и Хребтов на западе США [43, 61, 62]. Кинематическая картина, определенная по линейности растяжения северо-восточного простиранья, согласуется с дивергентным сползанием масс со свода купола в юго-западном и северо-восточном направлениях. Вместе с тем, ограниченность данных не позволяет считать смещение в северо-восточном направлении надежно установленным. Инициирование куполообразования можно было бы связать с магматизмом, но сделать это не так-то просто.

Наряду со сходством Анюйский купол имеет несколько существенных отличий от классических гнейсовых куполов. Во-первых, в центральной части купола отсутствуют синкинематические плутоны. Гобиллинский плутон, один из самых крупных среди хунгарийских гранитов, обнажается восточнее и северо-восточнее купола, образуя существенную асимметрию в теоретически ожидаемой системе (см. рис. 2). Во-вторых, в центральной части купола породы высокой степени метаморфизма структурно перекрывают породы зеленосланцевой фации, что совершенно нетипично для классических куполов. И, наконец, анюйские метаморфические породы на востоке ограничены левосторонним сдвигом север-северо-восточного простиранья, который является опережающим Центрального Сихотэ-Алинского разлома. Следует отметить, что линейность север-восточного простиранья не параллельна этой системе разломов, а отклоняется от нее к востоку на 20—30°. Тем не менее, эта ориентировка может быть увязана с левосторонними сдвиговыми смещениями вдоль разломов. Более того, отсутствие радиальной структуры в ориентировке линейности легче объясняется сдвиговым контролем общего растяжения, чем предположением об общем растяжении, контролирующемся коаксиальной деформацией, как это свойственно классическим куполам.

Недавно были описаны несколько примеров образования аллохтонных покровов, сформировавшихся в условиях растяжения, связанного с внедрением гранитов [49, 54]. Синкинематическое внедрение хунгарийских гранитов является вероятным, так как на контактах многих плутонов изве-

стны гнейсовидные структуры и мощные зоны милонитов [13]. К сожалению, мы не изучали внутреннюю структуру Гобиллинского плутона и его взаимоотношения со вмещающими породами, однако в ходе геолого-съемочных работ в пределах массива были отмечены зоны расланцевания и милонитизации. Принимая во внимание эти данные, можно допустить, что деформация второго этапа является результатом соскальзывания глубокометаморфизованных пород и офиолитового покрова с кровли Гобиллинского плутона в ходе его внедрения и несколько позднее. Такая модель может объяснить структурное налегание глубокометаморфизованных пород на относительно слабо метаморфизованные (они располагались на периферии плутона и представляли более высокие структурные уровни) и отсутствие гранитных плутонов в центральной части купола.

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ СИХОТЭ-АЛИНЯ В КОНТЕКСТЕ ЭВОЛЮЦИИ ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

В этом разделе тектонические явления, выявленные в Анюйском районе, будут сопоставлены и скоррелированы с соседними регионами — Сахалином, Хоккайдо и юго-западной Японией (рис. 8).

Массив Абукума, располагающийся на северо-востоке о. Хонсю, во многом близок Анюйскому куполу в отношении вещественного состава пород, их структуры и возраста. Это сходство особенно разительно, если принять во внимание наличие в обоих районах офиолитовых покровов. В массиве Абукума магматические и осадочные океанические породы также надвинуты на терригенные породы, метаморфизованные в амфиболитовой фации [46]. Точные геохронологические датировки образования покрова отсутствуют, но в соответствии с геологическими данными образование покрова произошло в поздней юре — раннем мелу, поскольку в деформацию вовлечены юрские кремни. Надвинутый покров океанических пород в дальнейшем был переработан в ходе образования мигматитового купола и прорван меловыми гранитами. Как и в Анюйском районе, метаморфические породы ограничены левосторонними сдвигами долготного простирания (например, разлом Тан-акура). Вполне вероятно, что тектоническая эволюция обоих районов контролировалась одними и теми же геодинамическими процессами. Такая корреляция подразумевает, что Анюйский микроконтинент представляет северный эквивалент Южно-Японского микроконтинента [45]. Во всяком случае, мы полагаем, что анюйские офиолиты принадлежат тому же океаническому пространству, что и океанические породы в массиве Абукума, а также в Зеленосланцевом покрове Японии (пояс Самбагава), который прослеживается от гор Канто, севернее Токио, до района Нагасаки на западе о. Кюсю [47].

Предположение о сходстве Южно-Японского и Анюйского микроконтинентов не предполагает идеи об их былом и нынешнем физическом единстве. Оба микроконтинента практически полностью перекрыты вышележащими аккреционными комплексами, и суждения об их форме и размерах можно сделать, опираясь лишь на косвенные признаки. Хунгарийские граниты, содержащие ксенолиты метаморфических пород, не распространяются южнее Хорского клина (см. рис. 1). Областью их распространения, по-видимому, и следует ограничивать размеры Анюйского микроконтинента. Тем не менее, коллизия микроконтинента затронула значительно больший район — предваланджинские несогласия известны и на самом юге Сихотэ-Алиня, сюда же протягивается Журавлевско-Тумнинский прогиб.

После коллизии Анюйского микроконтинента на восточной окраине Азии сформировалась новая субдукционная граница. Ее магматическая дуга (Самаргинская островная дуга), представленная апт-альбскими вулканитами, протягивается восточнее Журавлевско-Тумнинского прогиба и известна на Сахалине [29, 34, 38, 71]. Раннемеловые татибинские известково-щелочные граниты широко распространены в Сихотэ-Алине [39]. На юг магматическая

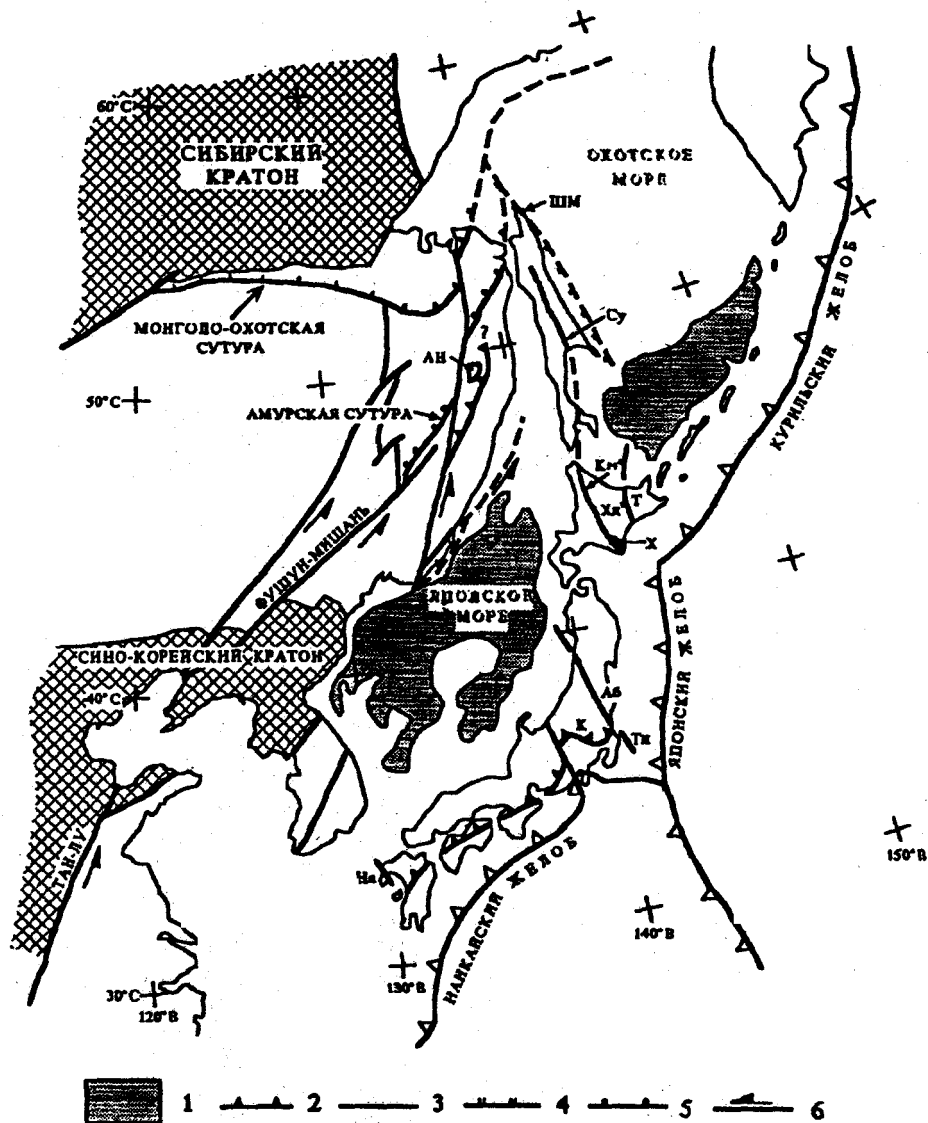


Рис. 8. Схема корреляции стур, офиолитов и сланцев высоких давлений Сихотэ-Алиня, Сахалина и Японии.

Ан — Анюйский купол; Аб — масса Абукума, К — горы Канто; пояса: Км — Камуикотан, На — Нагаски, Су — Сусунай, Т — Токоро; Тн — разлом Танакура; Шм — п-ов Шмидта; X — метаморфические породы Хидака; Хд — аккреционный комплекс Хидака. 1 — глубоководные котловинные окраинных морей; 2 — сutura, возникшая в результате коллизии Анюйского (Сихотэ-Алиня) и Южно-Японского (юго-западная Япония) микроконтинентов; 3 — офиолиты и глаукофановые сланцы Сусунайского хребта и пояса Камуикотан Хоккайдо, восточная граница распространения раннемеловых аккреционных комплексов (в юго-западной Японии она не показана); 4 — Восточно-Сахалинская сutura между позднемеловыми аккреционными комплексами Восточной Азии и Охотоморским микроконтинентом; 5 — Амурская сutura; 6 — крупные сдвиги.

дуга протягивается на Хоккайдо и далее на северо-восток Хонсю. Магматический пояс Осима является ее продолжением в Японии.

Преддуговой прогиб и аккреционный комплекс обнажаются на Сахалине. Сусунайский пояс офиолитов и сланцев высоких давлений, принадлежащий этому аккреционному комплексу, включает серпентиниты, метагаббро, амфиболиты, эколгиты, метавулканические и метасадочные породы. К—Аг возраст горнблендита и измененного эколгита составляет 145 и 133 млн лет [9, 44], а возраст зеленых и голубых сланцев — 100 млн лет [32]. В кремнях обнаружены триасово-раннеюрские радиолярии [31]. Как это неоднократно отмечалось ранее [65, 71], Сусунайский пояс является продолжением сланцев высоких давлений пояса Камуикотан и офиолитов Хороканаи, Хоккайдо [55].

Кремни здесь содержат валанжинские радиоларии [56, 57, 59, 75]. Глаукофановые сланцы и офиолиты Сусунайско-Камуикотанского пояса иногда рассматриваются в качестве сутуры, возникшей в результате коллизии континентального блока (метаморфические породы Хидака) [66], однако третичный возраст метаморфических пород, представляющих этот блок, плохо согласуется с идеей коллизии.

В позднем мелу — палеогене Восточно-Сихотэ-Алинский вулканоплутонический пояс маркирует новую субдукционную границу. Ее аккреционный комплекс располагается на востоке Сахалина и включает широкий спектр пород различного вещественного состава и возраста — верхнепалеозойские и верхнетриасовые мелководные известняки, триасовые, юрские, ранне- и верхнемеловые (до маастрихта) кремни, базальты, обломочные и глинистые породы, олистостромы [8, 31, 32]. В обломочных породах недавно были обнаружены поздний мел-палеогеновые радиоларии [60]. Этот аккреционный комплекс коррелируется с поясом Хидака на Хоккайдо. Здесь также верхнепалеозойские и верхнетриасовые известняки, юрско-раннемеловые кремни и базальты залегают в виде включений среди ранне- и позднемеловых терригенных пород [57—59].

На п-ове Шмидта (северный Сахалин) обнажаются офиолиты и сланцы высоких давлений [33], которые, согласно магнитным данным, протягиваются далеко на юг вплоть до Южно-Курильской глубоководной котловины. В кремнях на п-ове Шмидта обнаружены альб-сеноманские радиоларии [30, 31]. Шмидтовские офиолиты и их южное продолжение рассматриваются как Восточно-Сахалинская сутура, разделяющая восточную окраину Азии и Охотоморский микроконтинент [29, 71]. Аномалией в тектонической зональности Хоккайдо является пояс Токоро, где обнажаются юрские породы, более древние, чем в аккреционном комплексе Хидака. Не исключено, что Восточно-Сахалинская сутура протягивается к границе поясов Хидака и Токоро (см. рис. 8).

На основании изложенного можно предположить следующую корреляцию структур (см. рис. 8). Ануийский и Южно-Японский микроконтиненты являются эквивалентами с точки зрения времени их коллизии и роли в структурообразовании. Оба они столкнулись с восточной окраиной Азии в начале раннего мела, вызвав складчатость, покровообразование и коллизионный магматизм. Сусунайско-камуикотанские офиолиты и сланцы высоких давлений, возможно, и являются сутурой [66], но эта идея представляется весьма проблематичной. Скорее всего, эта структурная линия является границей раннемеловых и позднемеловых аккреционных комплексов, последовательно нараставших у восточной окраины Азии. Ее никак нельзя рассматривать как сутуру между Азией и Охотоморским блоком [56]. Эта сутура проходит восточнее — Восточно-Сахалинская сутура — и имеет палеогеновый возраст.

ЛИТЕРАТУРА

1. Беляев С.Ю. Олистострома хабаровской свиты. Сихотэ-Алинь // Геология и геофизика. — 1978. — № 3. — С. 43—52.
2. Бердников Н.В., Карсаков Л.П. Термобарогеохимия метаморфических пород Ануийского выступа (Северный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеан. геология. — 1986. — № 3. — С. 85—90.
3. Бердников Н.В., Томиленко А.А. Углекислотно-метановые включения в кварце гранитов Агусинского массива (Северный Сихотэ-Алинь) // Докл. АН СССР. — 1983. — Т. 268, № 3. — С. 656—659.
4. Волохин Ю.Г., Бурый Г.Л., Руденко В.С., Михайлик И.К. Мезозойская кремнеземистая формация Сихотэ-Алинь // Геология Тихоокеанской окраины Азии / Под ред. А.Д. Щеглова и В.И. Шульдинера. — М.: Недра, 1989. — С. 95—105.
5. Вольский А.С. Геологическое строение и история развития верхнего Приамурья: Автореф. канд. дис. — Л., 1983.
6. Врублевский А.А., Мельников Н.Г., Голозубов В.В., Шевелев И.К. Микститы Сихотэ-Алинского складчатого пояса / ДВО АН СССР. — Владивосток, 1988.
7. Голозубов В.В., Мельников Н.Г. Тектоника геосинклинального комплекса Сихотэ-Алинь / ДВО АН СССР. — Владивосток, 1986.

8. *Гранич В.М.* Верхнемеловые вулканические и осадочные формации Восточно-Сахалинских гор. — М.: Наука, 1978.
9. *Добрецов Н.Л.* Глаукофановые сланцы и глаукофансланцевые — эколитоновые комплексы СССР. — Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1974.
10. *Змеевский Ю.П.* Аногийский купол и комплексы основания в мезозойской амурской области / ДВО АН СССР. — Владивосток, 1980.
11. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М.* Фанерозойские палинспатические реконструкции СССР // Геотектоника. — 1987. — № 21. — С. 487—502.
12. *Иванов Б.А.* Центральный Сихотэ-Алинский разлом / ДВО АН СССР. — Владивосток, 1972.
13. *Изох Э.П., Русс В.С., Кунаев И.В., Наговская Г.Л.* Интрузивные породы Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья, их происхождение и рудоносный потенциал. — М.: Наука, 1967.
14. *Карсаков Л.П.* Метаморфические комплексы Приамурья // Метаморфизм докембрия района Байкало-Амурской магистрали. — Л.: Наука, 1983. — С. 66—97.
15. *Козловский И.А.* (ред.) Геология зоны Байкало-Амурской магистрали. Т. I: Геологическое строение. — Л.: Недра, 1988.
16. *Кузьмин С.П., Шеелев И.К.* Новые данные о структуре и возрасте киселевых свиты (Нижнее Приамурье) // Докембрийская и фанерозойская стратиграфия трансбайкальского региона и южной части Дальнего Востока СССР. — Хабаровск, 1990. — С. 175—177.
17. *Мазарович А.О.* Тектоническое развитие Южного Приморья в палеозое и мезозое. — М.: Наука, 1985.
18. *Малышев Ю.Ф.* Тектоническое значение дальневосточных геофизических данных. — М.: Наука, 1984.
19. *Мартынюк М.В., Михалев Ю.А., Попеко В.А.* Rb—Sr возраст древнейших пород Хорского кристаллического комплекса Сихотэ-Алинской эвгеосинклинали // Тихоокеан. геология. — 1986. — № 3. — С. 91—98.
20. *Мартынюк М.В., Васькин А.Ф., Вольский А.С.* Геологическая карта Хабаровского края и Амурской области масштаба 1:500 000 и Объяснительная записка. — Хабаровск, 1988.
21. *Мельников М.Г., Голозубов В.В.* Олистостромовые комплексы — конседиментационные тектонические покровы Сихотэ-Алиня // Геотектоника. — 1980. — № 4. — С. 95—106.
22. *Михайлов В.А., Врублеский А.А., Юшманов Ю.П.* Строение и условия становления покровных структур Прибрежной зоны (Приморье) // Тихоокеан. геология. — 1987. — № 1. — С. 83—91.
23. *Наталин Б.А.* Мезозойская аккреционная и коллизионная тектоника юга Дальнего Востока СССР // Там же. — 1991. — № 5. — С. 3—23.
24. *Наталин Б.А., Алексеенко С.Н.* Тектоника фундамента Среднеамурской впадины / ДВО АН СССР. — Владивосток, 1989.
25. *Наталин Б.А., Зябрев С.В.* Строение мезозойских толщ долины реки Амур: Путеводитель геологических экскурсий / ДВО АН СССР. — Хабаровск, 1989.
26. *Наталин Б.А., Борукаев Ч.Б.* Мезозойская тектоника Дальнего Востока // Вестн. ДВО АН СССР. — 1990. — № 2. — С. 68—76.
27. *Наталин Б.А., Борукаев Ч.Б.* Мезозойские сутуры на юге Дальнего Востока СССР // Геотектоника. — 1991. — № 1. — С. 84—96.
28. *Наталин Б.А., Фор М.* Геодинамика восточной окраины Азии в мезозое // Тихоокеан. геология. — 1991. — № 6. — С. 3—23.
29. *Парфенов Л.М., Наталин Б.А.* Тектоническая эволюция северо-востока Азии в мезозое и кайнозое // Докл. АН СССР. — 1977. — Т. 235, № 5. — С. 1132—1135.
30. *Разницын Ю.М.* Офиолитовые аллохтонные и соседние задуговые бассейны западно-тихоокеанской окраины. — М.: Наука, 1982.
31. *Рихтер А.В.* Строение и тектоническое развитие острова Сахалин в мезозое. — М.: Наука, 1986.
32. *Рождественский В.С.* Тектоническое развитие о. Сахалин // Тихоокеан. геология. — 1987. — № 3. — С. 42—51.
33. *Рождественский В.С.* Геологическое строение и тектоническое развитие полуострова Шмидта (о. Сахалин) // Там же. — 1988. — № 4. — С. 62—71.
34. *Симаненко В.П.* Поднемезозойские вулканические дуги Восточного Сихотэ-Алиня и Сахалина // Там же. — 1986. — № 1. — С. 7—13.
35. *Уткин В.П.* Сдвигообразование как фактор в развитии Восточного Сихотэ-Алинского вулканического пояса // Докл. АН СССР. — 1983. — Т. 268, № 4. — С. 951—955.
36. *Филиппов А.Н.* Мезозойская вулканическая и осадочная формация бикинской зоны, Сихотэ-Алинь: Автореф. докт. дис. / ДВО АН СССР. — Владивосток, 1988.
37. *Ханчук А.И., Панченко И.В., Кемкин И.В.* Геодинамическое развитие Сихотэ-Алиня и Сахалина в палеозое и мезозое / ДВО АН СССР. — Владивосток, 1989.
38. *Щеглов А.Д.* Вулканические пояса Восточной Азии. — М.: Наука, 1984.
39. *Щеглов А.Д., Зилин С.С.* (ред.) Магматизм Тихоокеанской окраины Азии. — М.: Наука, 1991.
40. *Baldwin S.L., Harrison T.M., Fitzgerald J.D.* Diffusion of ⁴⁰Ar in metamorphic hornblende // Contrib. Mineral. Petrol. — 1990. — N 105. — P. 691—703.
41. *Charvet J., Faure M., Fabbri O. et al.* Accretion and collision during east-asiatic margin building. New insight on the peri-Pacific orogenies // Terrane analysis of China and the Pacific rim, edited by T.J. Willey, D.G. Howell, F.L. Wong, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Sci. Ser. 13. — Texas, Houston, 1990. — P. 161—191.
42. *Cobbold P., Gapais D., Means W.D., Treagus S.H.* (Eds.). Shear Criteria in rocks // J. Struct. Geol. — 1987. — N 9. — P. 1—778.

43. *Crittenden Jr. M.D., Coney P.J., Davis G.H. (Eds.) Cordilleran Metamorphic Core Complexes // Mem. Geol. Soc. Am. — 1980. — N 153. — P. 1—490.*
44. *Dobretsov N.L., Kuroda Y. Geological characterization of glaucophane metamorphism in the northwestern part of the folded frame of Pacific ocean // International Geol. Rev. — 1969. — N 12. — P. 1389—1407.*
45. *Faure M., Caridroit M., Charvet J. Tectonic evolution of the Late Jurassic orogeny of SW Japan. New structural data and synthesis // Tectonics. — 1986. — N 5. — P. 1089—1113.*
46. *Faure M., Lalevee F., Cadet J.P. et al. The pre-Cretaceous deep-seated tectonics of the Abukuma massif and its place in the structural framework of Japan // Earth Planet. Sci. Lett. — 1986. — N 77. — P. 384—398.*
47. *Faure M., Fabbri O., Monie P. The Miocene bending of Northwest Japan: new ³⁹Ar-⁴⁰Ar and microtectonic constraints from the Nagasaki schists (western Kyushu), an extension of the Sanbagawa high pressure belt // Ibid. — 1988. — N 91. — P. 105—116.*
48. *Faure M., Marchadier Y., Rangin C. Pre-Eocene synmetamorphic structure in the Mindoro-Romblon-Palawan area, West Philippines, and implication for the history of Southeast Asia // Tectonics. — 1989. — N 8. — P. 963—979.*
49. *Faure M., Pons J. Crustal thinning recorded by the shape of the Namurian-Westphalian leucogranite in the Variscan belt of the northwest Massif Central, France // Geology. — 1991. — N 19. — P. 730—733.*
50. *Faure M., Natal'in B.A. The geodynamic evolution of the Eastern Eurasian margin in Mesozoic times // Tectonophysics. — 1992. — N 208. — P. 397—411.*
51. *Harrison T.M. Diffusion of ⁴⁰Ar in hornblende // Contrib. Mineral. Petrol. — 1981. — N 78. — P. 324—330.*
52. *Harrison T.M., Duncan I., Mc Dougall I. Diffusion of ⁴⁰Ar in biotite: temperature, pressure and compositional effects // Geochim. Cosmochim. Acta. — 1985. — N 49. — P. 2461—2468.*
53. *Heizler M.T., Harrison T.M. Multiple trapped argon isotope components revealed by ⁴⁰Ar—³⁹Ar isochron analysis // Ibid. — 1988. — N 52. — P. 1295—1303.*
54. *Hutton D.H., Dempster T.J., Brown P.E., Becker S.D. A new mechanism of granite emplacement: intrusion in active extensions shear zones // Nature. — 1990. — N 343. — P. 452—455.*
55. *Jolivet L. The Hokkaido Central belt, the succession of tectonic stages // Bull. Soc. Geol. France. — 1986. — 2. — P. 311—327.*
56. *Jolivet L., Cadet J.P., Lalevee F. Tectonic evolution of northeast Asia and the collision of the Okhotsk microcontinent // Tectonophysics. — 1987. — N 160. — P. 23—47.*
57. *Kato N. Pre-Cretaceous rocks in Hokkaido // Pre-Cretaceous terrane of Japan. — Osaka, 1990. — P. 119—135.*
58. *Kiminami K., Komatsu M., Niida K., Kito N. Tectonic divisions and stratigraphy of the Mesozoic rocks of Hokkaido, Japan // Monograph. Ass. Geol. Coll. Japan. — 1986. — N 31. — P. 1—15.*
59. *Kimura G. Oblique subduction and collision: forearc tectonics of the Kuril arc // Geology. — 1986. — N 14. — P. 404—407.*
60. *Kimura G., Rodsdestvenskiy V.S., Okumura K. et al. Mode of mixture of oceanic fragments and terrigenous trench fill in an accretionary complex: example from Southern Sakhalin // Tectonophysics. — 1992. — N 202. — P. 361—374.*
61. *Lister G.S., Davis G.A. The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during the Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, USA // J. Struct. Geol. — 1989. — N 11. — P. 65—94.*
62. *Malavetille J. Extensional shearing deformation and kilometer scale "a" type folds in a cordilleran metamorphic core complex (Raft River mountain, NW Utah) // Tectonics. — 1987. — N 6. — P. 423—448.*
63. *Maluski H., Costa S., Echter H. Late Variscan tectonic evolution by thinning of earlier thickened crust. An ³⁹Ar—⁴⁰Ar study of the Montagne Noire, Southern Massif Central, France // Lithos. — 1991. — N 26. — P. 287—304.*
64. *Maruyama S., Seno T. Orogeny and relative plate motions: example of the Japanese islands // Tectonophysics. — 1986. — N 127. — P. 305—329.*
65. *Miyashiro A. Evolution of metamorphic belts // J. Petrology. — 1961. — N 2. — P. 277—311.*
66. *Miyashita S. Reconstruction of the ophiolite succession in the Western zone of the Hidaka metamorphic belt, Hokkaido // J. Geol. Soc. Japan. — 1983. — N 89. — P. 69—87.*
67. *Monie P., Torres-Roldan R.L., Garcia-Casco A. Cooling and exhumation of the Western Betic Cordillera. ⁴⁰Ar—³⁹Ar thermochronological constraints // Int. Meeting on "Late Orogenic Extension in Mountain Belts". — Montpellier, 1993. (Documents BRGM; 219, 146).*
68. *Natal'in B.A., Parfenov L. Accretional and collisional eugeosynclinal folded systems of the northwestern Pacific rim // Accretion tectonics in the circum-Pacific regions. — Tokyo: Terrapub., 1983. — P. 59—68.*
69. *Natal'in B.A., Parfenov L., Vrubleusky A. et al. Main fault systems of the Soviet Far East // Phil. Trans. R. Soc. London. — 1985. — N 317. — P. 267—275.*
70. *Otsuki K. Plate tectonics of eastern Eurasia, in the light of fault system // Science rept., Tohoku Univ. — 1985. — Ser. 2, N 55, Sendai. — P. 141—251.*
71. *Parfenov L.M., Natal'in B.A. Mesozoic tectonic evolution of Northeastern Asia // Tectonophysics. — 1986. — N 127. — P. 291—304.*
72. *Robbins G.A. Radiogenic argon diffusion in muscovite under hydrothermal conditions // M.S. thesis / Brown Univ. — Rhode Island, 1972.*
73. *Simpson C., Schmid S. An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks // Geol. Soc. Am. Bull. — 1983. — N 94. — P. 1281—1288.*

74. *Taira A., Tashiro M.* Late Paleozoic and Mesozoic accretion tectonic in Japan and Eastern Asia // Historical Bibliography and Plate Tectonic Evolution of Japan and Eastern Asia. — Tokyo: Terrapub., 1987. — P. 1—43.
75. *Watanabe T., Maekawa H.* Early Cretaceous dual subduction system in and around the Kamuikotan tectonic belt, Hokkaido, Japan // Accretion tectonics in the circum-Pacific regions. — Tokyo: Terrapub., 1985. — P. 69—88.

ИГиГ ДВО РАН, ВЦ ДВО РАН
Хабаровск

Поступила в редакцию
9 декабря 1993 г.

Отдел наук о Земле Центра научных исследований Франции при Орлеанском университете
Лаборатория геохронологии Центра научных исследований Франции при университете Монпелье
Франция

ИГиГ СО РАН, Новосибирск
Стамбульский технический университет
Турция

B.A. Natal'in, M. Faure, P. Monié, Ch. B. Borukayev,
V.S. Prikhodko, A.A. Vrublevsky

ANYUY METAMORPHIC DOME (SIKHOTE-ALINE), AND ITS PLACE IN THE MESOZOIC GEODYNAMIC FRAME OF EAST ASIA

The Anyuy River, in Sikhote-Alin, provides a representative cross-section of the Mesozoic structures of the area east of Central Sikhote-Alin Fault. The Mesozoic rocks are divided into following units: Anyuy metamorphic rocks, Jurassic-earliest Cretaceous Samarkinsk accretionary complex, Early Cretaceous Zhuravlevsk-Tumnin belt, and several generations of Cretaceous-Paleogene granites. The Anyuy metamorphic rocks have a NE—SW-trending postfolial antiformal structure. From bottom to top they consist of: 1) low-grade schist and metasandstone, 2) gneiss and micaschist, 3) migmatite, and 4) ophiolitic nappe. E—W-trending stretching lineation, isoclinal folds and top to the east shear criteria are found in the ophiolite and migmatite units. According to the 108 Ma $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ age of metamorphic minerals related to these earliest structures, the ophiolitic nappe emplacement occurred in the Early Cretaceous being very close to the age of high-Al Khungariisk granites. The following main deformation, coeval to high temperature metamorphism, is characterized by NE—SW stretching lineation with divergent sense of shearing. $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ dating of biotite and muscovite from several lithologies gives Late Cretaceous to Paleogene age (73 to 58 Ma). This tectono-thermal event is interpreted as a result from doming related to granite emplacements and subsequent unroofing of Anyuy metamorphic rocks. High-grade gneisses, micaschists, and migmatites may belong to the Anyuy microcontinent. Its collision led to ophiolitic nappe emplacement. Tectonic effects and age of the Anyuy microcontinent collision can be compared to those of the South Japan microcontinent collision.

УДК 551.243.4

А.Д. Чехов, С.А. Паланджян

К ТЕКТОНИКЕ ОФИОЛИТОВ ПОЛУОСТРОВА ТАЙГОНОС

В Прибрежном поясе Тайгоноса (северо-западное побережье Охотского моря) обнажены крайние на юго-западе выходы экзотических террейнов Корякского региона. Новые данные позволяют параллелизовать эти образования с комплексами Пенжинского кряжа. Офиолиты мыса Поворотный аналогичны офиолитам и меланжу Куольского террейна; в яшмах кремнисто-вулканогенной толщи обнаружены радиолариевые комплексы триасово-юрского возраста, установлена хромитоносность реститовых перидотитов. Магматические, метаморфические и осадочные породы района устья реки Кенгевсем сопоставимы с раннепалеозойским океаническим комплексом Ганычаланского террейна; в филлитизированных породах метаосадочной толщи, ранее объединявшихся с отложениями карбона, обнаружены конодонты среднего-позднего ордовика. Сходство Прибрежного пояса с Пенжинским кряжем подчеркивается покровно-чешуйчатым строением, развитием пояса серпентинитового меланжа, офиолитокластовых олисто-разнофациальных метаморфитов, включая глаукофановые сланцы.

© А.Д. Чехов, С.А. Паланджян, 1994

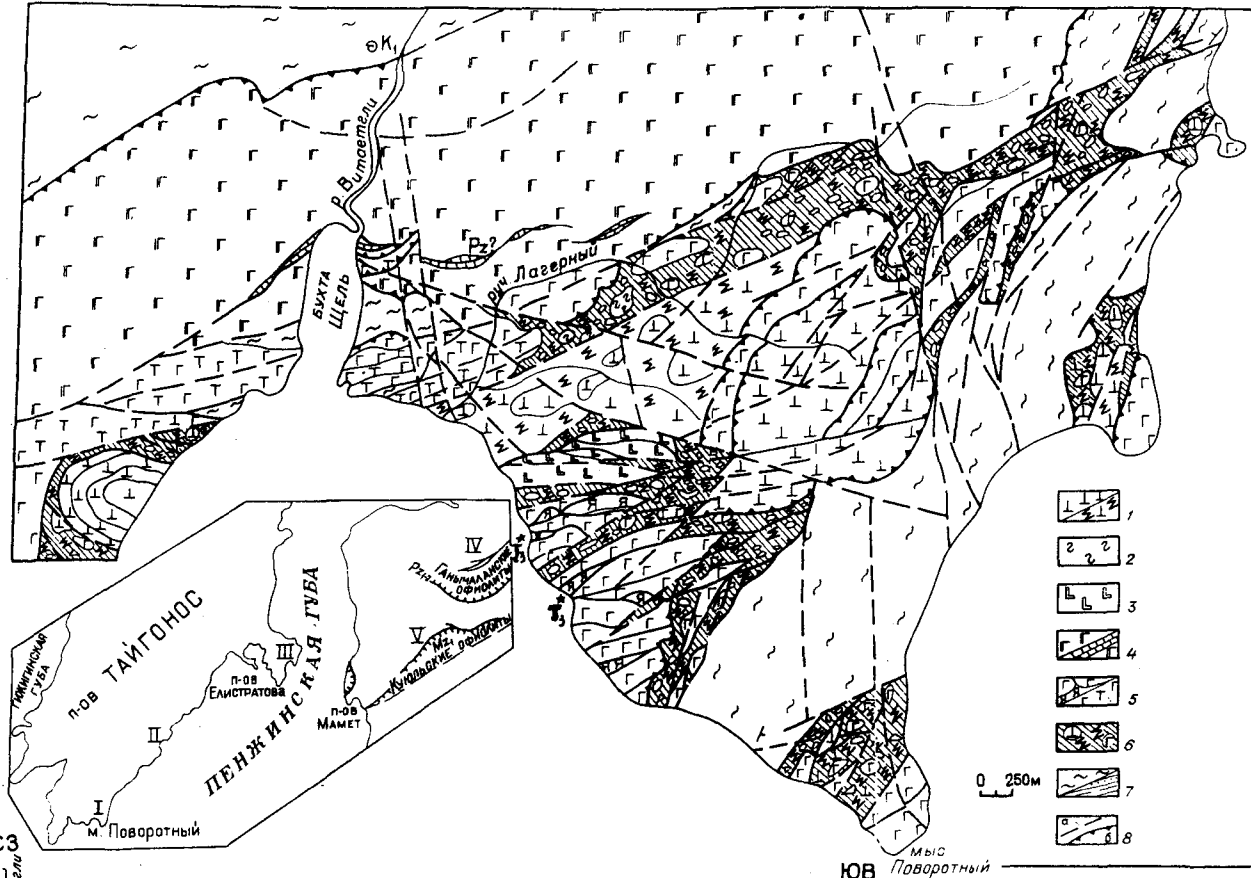
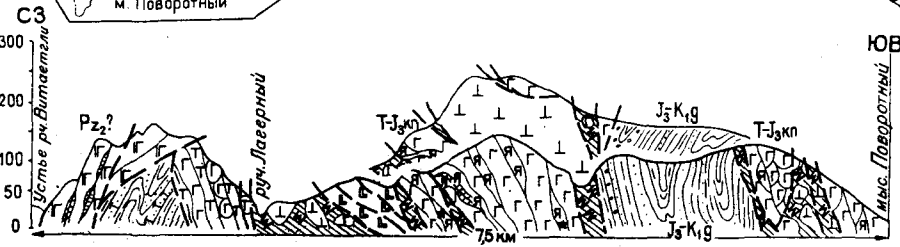


Рис. 1. Схема геологического строения района мыса Поворотный и структурный разрез вдоль морских обрывов юго-западного его побережья (в верхней части разреза несколько условно показано устройство водораздельной части района).

1 — ультрабазиты и сильно серпентинизированные их разности; 2 — габброиды; 3 — гранатовые амфиболиты и эклогиты; 4 — среднепалеозойские (?) базальты с телами мраморизованных органиогенных известняков; 5 — яшмово-кремнисто-базальтовая (кенгевская свита) и андезитобазальтовая туфоловая толща триасово-позднеюрского возраста; 6 — мелкоглибовые серпентинитовые меланжи; 7 — терригенная верхнеюрско-нижнемеловая толща на геологической схеме и на разрезе; 8 — разрывные нарушения круто- (а) и полого (б) падающие. На врезке римскими цифрами обозначены основные выходы офиолитов п-ова Тайгонос и Пенжинского кряжа. Офиолиты: I — м. Поворотный; II — усть-кенгевские, III — п-ова Елистратова, IV — ганьчаланские, V — кугольские.



Начиная с 1973 г. авторами настоящей статьи последовательно изучались основные выходы офиолитов Корякского нагорья. Существенное внимание при этом уделялось тектоническим аспектам офиолитовой проблематики (выяснению взаимоотношений между различными частями офиолитовой последовательности, расшифровке внутренней структуры и характера залегания этих специфических образований среди окружающих толщ и т.п.). В итоге многолетних исследований был сделан вывод о тектоническом совмещении в каждом из двух главных офиолитовых поясов Корякского нагорья — западном Таловско-Пекульнейском и восточном Хатырско-Майницком — вещественных ассоциаций, существенно различающихся по возрасту, типу, условиям образования и структурному положению, т.е. о полигенетичности офиолитовых комплексов [6—9].

Ниже приводятся подтверждающие такое заключение материалы ещё по одному району развития экзотических террейнов Корякского региона — Прибрежному поясу полуострова Тайгонос. Полевыми исследованиями, проведенными совместно с геологами Северо-Эвенской экспедиции, были охвачены два участка южного побережья этого полуострова — мыс Поворотный и приустьевая часть р. Кенгевеем (см. врезку на рис. 1).

МЫС ПОВОРОТНЫЙ

В ходе выполненного в этом районе пересечения (от устья р. Витаегля вдоль морских обрывов бухты Щель и далее до мыса Поворотный) выяснилось, что стержневой структурой здесь является полоса развития типичного серпентинитового меланжа (см. рис. 1). В плане она примерно совпадает с откартированными предшественниками [2, 5] ультрабазитовым массивом, включающим, согласно Г.Е. Некрасову, крупные блоки и глыбы кремнисто-вулканогенных образований кенгевеевской свиты (J_3-K_1), плейчатого полосчатого габбро, эклогитоподобных пород и гранатовых амфиболитов.

По характеру распределения различных по составу глыб, блоков и тектонических пластин в серпентинитовом цементе зоны меланжа выделяются три части: осевая (центральная), северная и южная (краевые).

В водораздельной части изученного района вскрываются относительно слабо серпентинизированные альпинотипные перидотиты (лерцолиты и гарцбургиты), иногда отчетливо полосчатые, чаще массивные, с жилами пироксенитов. Несколько условно (в перспективе) они показаны в верхней части структурного разреза на рис. 1.

В северной краевой части полосы меланжа, вблизи крутопадающего на юг (почти вертикального) контакта, хорошо вскрытого в морских обрывах вблизи устья руч. Лагерный и на первой его развилке, в серпентинитовом цементе заключены различного размера глыбы и пластины габбро, представленного лейко- и меланократовыми полосчатыми и массивными разновидностями. Помимо габбро, в этой части меланжа наблюдались отдельные блоки дунитов с вкрапленной и прожилковой хромитоносностью, а также диабазов, прорванных плагиогранитами, и спилитов с плохо сохранившейся шаровой и подушечной отдельностью. Здесь вскрыта, таким образом, дезинтегрированная верхняя часть офиолитового разреза.

В низовье руч. Лагерный граница меланжа достаточно резкая и прямолинейная; в серпентиниты параллельно контакту внедрена дайка кислого состава. Однако к востоку, за счет ответвляющихся от меланжа и вдающихся в окружающие вулканы отдельных узких серпентинитовых просечек, зона контакта становится все более извилистой и расплывчатой. В меланж оказываются вовлеченными все более крупные (до 300—500 м шириной и протяженностью до 2—3 км) пластины и блоки, образованные вулканиками смежной с севера толщи. Вблизи контакта с меланжем обнажены небольшие поля структурно подстилающих его терригенных пород.

Строение южного края меланжа также сложное. В целом и этот его контакт, как видно в морских обрывах, круто наклонен к югу. Однако вблизи

этой границы глыбы (до 100 м и более в поперечнике) среди серпентинитов сложены в основном метаморфическими породами: гранатовыми амфиболитами, эклогитами, интенсивно сплошными кристаллическими сланцами, детально изученными ранее [2]. Главным же, что тектонически расчленена также и окаймляющая ультрамафиты с юга яшмово-базальтовая толща, рассеченная маломощными полосами серпентинитов. По широкому развитию среди подушечных лав линз и включений ярко окрашенных красных и бордовых яшм-радиоляритов, более редких тонкослоистых известково-яшмовых горизонтов (до 15—20 м мощностью) эти кремнисто-вулканогенные образования действительно удивительно напоминают изученную нами ранее в Таловских горах кенгевеевскую свиту. Последняя, как нам удалось показать [7] и что впоследствии нашло дополнительное подтверждение [4], развита исключительно в глыбах серпентинитового меланжа Куюльской офиолитовой полосы и характеризуется типично океаническим кремнисто-яшмово-спилитовым разрезом. Свита практически не содержит терригенных пород и не обнаруживает стратиграфических взаимоотношений с развитыми в районе осадочными толщами. Возраст кенгевеевской свиты по микрофауне конодонт и радиолярий стал в последнее время определяться как среднетриасово-позднеюрский, как это, кстати говоря, и предполагалось ранее Р.Х. Липман [3]. Со всеми этими данными вполне согласуются сделанные нами находки в двух точках (обозначенных на геологической карте, см. рис. 1) побережья мыса Поворотный комплексов радиолярий, идентифицированных В.Т. Крымсаловой как келловей-титонские и поздне триасовые.

Таким образом, вскрывающийся в обрывах мыса Поворотный почти двухкилометровый разрез, образованный отчетливо повторяющимися яшмово-спилитовыми горизонтами с зажатой между ними терригенной толщей, нельзя считать единой стратиграфической последовательностью, как это представлялось ранее [5]. Собственно кенгевеевскими в нем являются лишь яшмово-базальтовые меланжированные образования. Разделяющие же их существенно терригенные отложения, судя по их составу, строению (флишевое чередование нередко флороносных песчаников, алевролитов и аргиллитов с отдельными пластинами офиолитокластовых конгломератов), скорее относятся к волжско-валанжинской мялекасынской и готеривской тылакрьельской свитам, что подтверждается единичной находкой в них бухий [3].

Ясно, что при такой трактовке существенно разнородных и разновозрастных образований мыса Поворотный структуру района следует считать не моноклиальной, как она представлялась ранее, а покровно-чешуйчатой с аллохтонным залеганием интенсивно меланжированных триасово-юрских(?) офиолитов на терригенных (с олистостромами) отложениях валанжина — готерива.

Также неправомерным представляется в свете полученных данных и выделение предшественниками в качестве кенгевеевской свиты всех терригенно-вулканогенных образований, развитых к северу от Поворотненского меланжа. Как видно в морских обрывах бухты Щель (см. левую часть разреза на рис. 1), здесь в разрезе практически полностью отсутствуют столь характерные для кенгевеевской свиты ярко-красные и сургучные яшмы-радиоляриты. Пестрый облик вулканитам, развитым в полосе, непосредственно примыкающей к меланжу, придают встречающиеся среди них пласты бордовых, красных, желтых и зеленых туфов, туфолов и туфобрекчий андезитобазальтового состава. Эта вулканогенная толща имеет, таким образом, скорее островодужную природу и может оказаться лишь возрастным, а не фациальным аналогом кенгевеевской свиты.

Наконец, вблизи устья р. Витаетгля обнажена существенно базальтовая интенсивно метаморфизованная (вплоть до появления глаукофана*) и рассланцованная толща, структурно подстилающаяся терригенными отложениями; на севере, в среднем течении р. Витаетгля, последние представлены фаунистически охарактеризованными офиолитокластовыми и олистостро-

* Глаукофан определен в шлифе из нашей коллекции И.Л. Жулановой.

выми образованиями мялекасынской и тылакрыльской свит. В разрезе вулканической толщи постоянно встречаются достаточно мощные разлинзованные тела мраморизованных известняков, иногда отчетливо битуминозных, предположительно палеозойского возраста.

Таким образом, и к северу от Поворотенского меланжа, как выясняется, развиты существенно разнородные и разновозрастные образования, распределение которых в плане и разрезе лучше увязывается с представлениями о покровно-чешуйчатом строении района.

РЕКА КЕНГЕВЕЕМ

В 60 км северо-восточнее мыса Поворотный, в приустьевой части р. Кенгевеем, расположен второй участок развития мафитов и ультрамафитов Прибрежного пояса Тайноса, обычно отождествляемых с таковыми мыса Поворотный. На основании среднemasштабных геолого-съемочных работ для рассматриваемого участка предполагалось относительно простое строение: крупный (3 × 20 км) габбровый интрузив внедрен между фаунистически охарактеризованными нижнекаменноугольными отложениями на севере и метаморфитами витаэтглинской свиты (предположительно нижнемелового возраста) на юге. Внедрение габброидов, дифференцированных от амфиболовых габбро до перидотитов и горнблендитов, датировалось нижним мелом, хотя не исключалась возможность и более древнего возраста интрузии [5].

Наши полевые исследования свидетельствуют о сложном, чешуйчатом тектоническом строении этого района, обусловленном сочетанием пластин разновозрастных и разнофациальных магматических, метаморфических и осадочных комплексов (рис. 2).

В центральной части разреза вскрывается широкая гамма метаморфизованных пород от амфиболовых перидотитов до наиболее широко распространенных амфиболовых габбро и габбро-диабазов. Наиболее характерными при этом являются разности габбро с неравномерной пятнистой текстурой, но постоянно встречаются также неясно полосчатые и равномерно-зернистые габброиды, прорванные многочисленными дайками диабазов. Все эти породы слагают тектоническую пластину, в современной структуре наклоненную к северу, но интенсивно деформированную — разбитую разломами и многократно ссещуенную (см. рис. 2). Вблизи разломов породы интенсивно расланцованы и сплоены. Непосредственно вдоль плоскостей сместителя развиваются характерные узкие зоны альбитизации. Вблизи северной и южной границ пластина вмещает относительно крупные, мощностью до 100—200 м и более, тела диоритов и гранодиоритов, постоянно несущих отчетливые признаки контаминации вмещающих мафитов. В морских обрывах южнее устья р. Кенгевеем, в непосредственной близости от диоритового тела, среди амфиболовых ультрабазитов и базитов нами обнаружена вкрапленная сульфидная минерализация (на площади 75 × 100 м), заслуживающая внимания в связи с золотоносностью рассматриваемой зоны приразломного метаморфизма.

К северу от массива амфиболовых габброидов располагается толща осадочных пород, ранее целиком датированная нижним карбоном. Как показывают наши наблюдения в обрывах р. Кенгевеем, осадочные накопления весьма неравномерно метаморфизованы и представлены несколькими тектоническими чешуями, разделенными дайками и пластовыми телами диабазов и кислых по составу гипабиссальных пород, иногда интенсивно сульфидизированных. В обнажениях правого борта, непосредственно севернее контакта с габброидами, на протяжении 500—700 м, вскрываются, по крайней мере, три различные пачки метаседиментов.

1. Филлитизированные стально-серые блестящие (кровельные) аспидные сланцы, чередующиеся с зеленовато-серыми расланцованными песчаниками. Породы внешне чрезвычайно напоминают граптолитовый ордовик — силур Понтонейских гор (Ганычаланский террейн), изученный нами ранее в истоках р. Харитоня. Видимая мощность более 100 м.

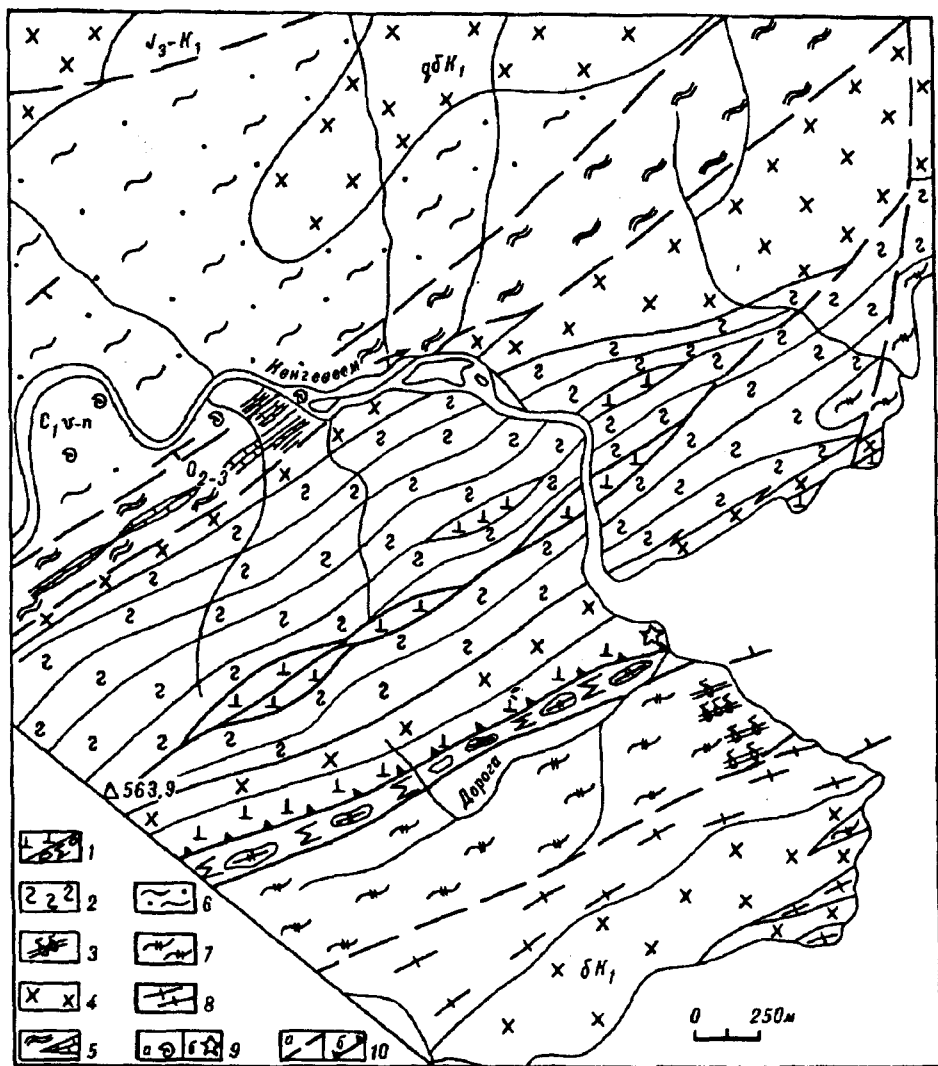


Рис. 2. Схема геологического строения Усть-Кенгвеемского района и структурный разрез примерно вдоль речных и морских обрывов.

1 — перидотиты и рассланцованные и меланжированные серпентиниты; 2 — габброиды; 3 — габбро-диабазовые и диабазовые дайки; 4 — гранодиориты, диориты и кварцевые диориты; 5 — филлитизированные аспидные сланцы и песчаники с линзами карбонатных пород среднего — верхнего ордовика; 6 — известково-терригенные метаморфизованные отложения визе — намюра; 7 — зеленосланцевый и, возможно, голубосланцевый метаморфический комплекс; 8 — биотит-кордиеритовые кристаллосланцы и амфиболиты; 9 — места находок фауны (а) и сульфидизация (б); 10 — разрывные нарушения круто-(а) и относительно полого (б) падающие.

2. Относительно свежие и слабо филлитизированные темно-серые и черные алевролиты и песчаники, иногда бурые, ожелезненные с поверхности. В нижней части пачки, в прослоях мощностью до 15—20 см темно-серых неясно слоистых известняков и углистых известковистых пород обнаружены

остатки конодонтов, по определению М.Х. Гагиева, средне-позднеордовикского возраста. Мощность 200 м.

3. Однообразные лиловато-серые и коричневые биотитовые и кордиерит-биотитовые кристаллические сланцы с единичными прослоями (до 20 см) темно-серых мраморизованных известняков. Видимая мощность более 100 м.

К северу от обнаруженных нами отложений ордовика, в обрывах левого борта р. Кенгевеем и ее притоков, развита толща метаморфитов пестрого состава. В ряде случаев хорошо распознается их апотерригенная природа — по углистым и известковистым (с обильной фауной брахиопод в виде — намюра) разностям терригенных пород или пачкам тонкого чередования песчаников и алевролитов. Однако здесь же, в непосредственной близости, развиты и значительно более высокотемпературные разности, вплоть до интенсивно сплошных тонкопосчатых сланцев, биотит-кордиеритовых кристаллических сланцев, и иногда гнейсов [5]. По отношению к интродуцированному метатерригенную толщу гранодиоритовому массиву метаморфизм в целом индифферентен, представляя собой, скорее всего, проявление амфиболитовой фации прогрессивного высокотемпературного типа.

Заметное сходство района устья р. Кенгевеем с Ганычаланским террейном Пенжинского хребта выражается также и развитием к югу от габброидного массива толщи метаморфических сланцев, сопоставимых по особенностям состава и строения с ильпенеиским метаморфическим комплексом Пенжинского хребта. Контакт между пластиной габброидов и метаморфическими сланцами представлен зоной рассланцованных серпентинитов, круто падающей на северо-запад, под габброиды. Метаморфические сланцы обнажены в морских обрывах на протяжении около 1 км; здесь наблюдается чередование пачек, мощностью 10—15 м, сложенных тремя разностями метаморфитов: 1) темно-зелеными и зелеными однообразными “фанерчатыми” эпидот-амфиболовыми сланцами; 2) контрастными черно-белыми тонкослоистыми биотит-альбит-скаполитовыми [2] сланцами, дисгармонично интенсивно сплошными; 3) темно-серыми до черных блестящих тонкослоистыми амфиболовыми сланцами. Степень деформации этой части разреза метаморфической толщи увеличивается в южном направлении.

С приближением к гранитоидному интрузиву зеленосланцевая толща, через маломощную (5—6 м) зону окварцованных катаклазитов, сменяется однородной толщей лиловато-серых биотитовых кристаллических сланцев, переходящих затем в темно-зеленые амфиболиты и амфибол-биотитовые сланцы, интродуцированные раннемеловыми диоритами, кварцевыми диоритами и гранодиоритами Хилвылчунского массива.

Породы обеих метаморфических толщ прорваны параллельными дайками диабазового состава. Мощность даек составляет от 3—4 м до 10—40 см, внедрены они через интервал до 10—15 м, заметно сгущаясь в зоне контакта разнотипных метаморфитов. В зеленосланцевой толще дайки прямолинейны и имеют более свежий облик (в них, в частности, отчетливо видны зоны закалки), тогда как в направлении к толще биотитовых кристаллосланцев и среди последних они заметно рассланцованы и нередко интенсивно деформированы (разлинзованы). О проявлении более поздних этапов деформаций в биотитовых метаморфитах свидетельствует и наблюдающаяся в них отчетливая сплошность секущих поперечных кварцевых жил и прожилков, в зеленосланцевой пестрой толще имеющих линейную конфигурацию.

Петрографические особенности и состав минералов метаморфических пород требуют специального изучения, результаты которого позволяют уточнить картину фациальной изменчивости метаморфизма. Полевые наблюдения свидетельствуют о возрастании степени метаморфизма и дислоцированности пород в зоне раннемелового гранитоидного плутонизма, метаморфическое воздействие которого проявлено как в зеленосланцевой толще, так и в дифференцированных габброидах. Эти наблюдения позволяют нам предполагать наложение проявлений более высокотемпературного (низкобарического) метаморфизма раннемеловой островодужной системы на зеле-

носланцевые толщи, возраст первичного субстрата которых, по аналогии с Понтонейскими горами, предполагается нижнепалеозойским.

Такое пространственное совмещение существенно разнотипных и разновозрастных метаморфических серий, причем, как правило, с наложением высокотемпературных зональных (коллизийных) комплексов на зелено- и голубосланцевые (субдукционные) образования, как выясняется [10, 11], достаточно широко распространено в фундаменте островодужных систем.

Проведенные исследования, таким образом, позволяют сделать следующие основные выводы.

Из двух изученных участков один (район мыса Поворотный) во многом напоминает своим строением Куюльскую офиолитовую зону и п-ов Елистратова [1, 4, 6, 7], тогда как другой — Усть-Кенгевеемский — практически идентичен с Ганычаланским террейном. В Пенжинском крае, как известно, упомянутые тектонические комплексы пространственно разобщены в современной структуре, разделяясь полосой развития меловых терригенных с олистостромами отложений, тогда как на юго-востоке Тайгоноса их гомологи тесно сближены между собой, спрессованы в единый пакет и подвергнуты прогрессивному метаморфизму и гранитизации, представляя собой фрагмент фундамента Кони-Мургальского островодужного сооружения.

Район южного морского побережья п-ова Тайгонос, следовательно, представляет для изучения процессов развития островных дуг.

Результаты проведенных нами исследований позволяют выдвинуть конкретные практические задачи, связанные с продолжающимся геологическим картированием изученного района. К ним относятся: необходимость пересмотра возраста, состава и тектонического строения океанических и островодужных комплексов, объединявшихся ранее в кенгевеемскую свиту; переоценка роли доверхнеюрских (скорее всего, ниже-среднепалеозойских) осадочно-вулканогенных, плутонических и метаморфических комплексов; дальнейшее изучение и расшифровка покровно-чешуйчатых структур, последовательности и динамики проявления горизонтальных перемещений. О значительной роли последних в истории геологического развития района свидетельствует пространственное совмещение в офиолитовом поясе Тайгоноса отложений с фауной как бореальной, так и переходной к тетической (триасовые и юрские яшмы кенгевеемской свиты). Великолепная обнаженность экзотических комплексов в морских обрывах является одной из важных предпосылок решения перечисленных задач.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белый В.Ф., Акинин В.В. Геологическое строение и офиолиты полуострова Елистратова. Ч. 1 / СВКНИИ ДВНЦ АН СССР. — Магадан, 1985.
2. Жуланова И.Л. Земная кора Северо-Востока Азии в докембрии и фанерозое. — М.: Наука, 1990.
3. Заборовская Н.Б. Внутренняя зона Охотско-Чукотского пояса на Тайгоносе. — М.: Наука, 1978.
4. Куюльский офиолитовый террейн / Под ред. С.Д. Соколова, А.И. Ханчука / ДВО АН СССР. — Владивосток, 1990.
5. Некрасов Г.Е. Тектоника и магматизм Тайгоноса и северо-западной Камчатки. — М.: Наука, 1976.
6. Паланджян С.А. Типизация мантийных перидотитов по геодинамическим обстановкам формирования / СВКНИИ ДВО РАН. — Магадан, 1992.
7. Чехов А.Д. Тектоника Таловско-Пекульнейской зоны // Очерки тектоники Корякского нагорья. — М.: Наука, 1982. — С. 70—106.
8. Чехов А.Д. Сравнительная характеристика офиолитов Корякского нагорья // Изверженные горные породы и вопросы их геологического картирования на Северо-Востоке СССР / СВКНИИ ДВО АН СССР. — Магадан, 1988. — С. 191—198.
9. Чехов А.Д. Строение и развитие кайнозойд Северо-Востока Азии / СВКНИИ ДВО РАН. — Магадан, 1992.
10. Miller E.L. et al. Strain-collapsed metamorphic isograds in a sillimanite gneiss dome, Seward Peninsula, Alaska // *Geology*. — 1992. — V. 20, N 6. — P. 481—576.
11. Patrick B.E., Liebermann J.E. Thermal overprint on blueschists of the Seward Peninsula: Lepontine in Alaska // *Ibid.* — 1988. — V. 16, N 12. — P. 1100—1103.

Outcrops of exotic terranes of Koryak region are exposed in the southwest of the Coastal belt of Taigonos Peninsula (north-western coast of the Okhotsk Sea). Obtained by the authors new data make it possible to parallel these formations with the Penzhina Ridge assemblages. Ophiolites of Povorotny cape are similar to ophiolites and melange of Kuyul terrane. In jaspers of siliceous-volcanogenic stratum radiolarian assemblages of Triassic-Jurassic age are found, chromium-bearing feature of restite peridotites is established. Tectonic assemblage of the region of the Kengeveem River mouth is comparable with the Early Paleozoic oceanic assemblage of Ganychalan terrane; in phylitized rocks of the metasedimentary stratum which earlier was combined with the Carboniferous sedimentation, conodonts of Middle-Late Ordovician were found. The similarity of the Coastal belt with the Penzhina Ridge is emphasized by imbricated thrust tectonics, development of serpentinite melange bands, ophioliticlastic olistostromes, metamorphites of different facies including glaucophane schists.

УДК 553.98.04:551.24(571.6)

Г.Л. Кириллова

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ РИФТОВЫХ БАССЕЙНОВ ВОСТОЧНОЙ АЗИИ: СУНЛЯО И АМУРО-ЗЕЙСКИЙ

Проведен сравнительный анализ стратиграфического разреза, особенностей седиментации и палеогеографии, роли вулканизма, тектонической природы и эволюции высокоперспективного нефтегазоносного бассейна Сунляо и Амуро-Зейского бассейна с неясными перспективами на обнаружение углеводородного сырья. На основе сравнения геолого-геофизических данных подтверждена однотипная тектоническая природа бассейнов, принадлежащих, по классификации Х. Клемме, к интракратонным бассейнам комбинированного типа, подобным бассейну Северного моря и Западно-Сибирскому. Проанализированы благоприятные и неблагоприятные предпосылки нефтегазоносности Амуро-Зейского бассейна, что позволяет на региональном уровне положительно оценить перспективы обнаружения месторождений углеводородного сырья, но не таких гигантских, как в бассейне Сунляо, где существовали уникальные условия для формирования и сохранения углеводородов.

ВВЕДЕНИЕ

Более 30 лет назад почти одновременно было начато интенсивное изучение двух крупных осадочных бассейнов Дальнего Востока — Сунляо и Амуро-Зейского с целью оценки их перспектив на поиски углеводородов.

Геолого-геофизические исследования в бассейне Сунляо увенчались открытием 18 нефтяных месторождений, наиболее крупными из которых являются Дацин и Фуюй, дающие, начиная с 1976 г., 50 млн т сырой нефти в год, т.е. половину ежегодной добычи нефти в Китае [31].

Поиски углеводородов в Амуро-Зейском бассейне не увенчались успехом по ряду причин, о которых уже неоднократно писали [1, 5, 12 и др.]. Тем не менее, опираясь на огромный объем геолого-геофизической информации, разнообразных данных, полученных при бурении нескольких тысяч скважин в бассейне Сунляо, данные сравнительного тектонического анализа с аналогичными осадочными бассейнами Мира, а также на некоторые новые данные по разным аспектам геологии Амуро-Зейского бассейна и его обрамления [2, 3, 6, 10, 11, 13—18, 22, 24], представилось целесообразным еще раз вернуться к оценке перспектив нефтегазоносности Амуро-Зейского бассейна по разным параметрам в сравнении с детально изученным и высокоперспективным бассейном Сунляо.

Бассейн Сунляо расположен в северо-восточном Китае. Он вытянут в северо-восточном направлении на 750 км при ширине 330—370 км, занимая площадь в 260 000 км². Фундамент бассейна сложен палеозойскими и докембрийскими метаморфическими породами, гранитоидами каледонской, герцинской и яньшанской эпох. Здесь пересекаются несколько складчатых систем различного направления: восточная часть Тяньшань-Хинганской складчатой системы, среднегерцинский складчатый пояс Большого Хингана, позднегерцинский складчатый пояс Внутренней Монголии. Это предопределило сложную блоковую структуру допозднеюрского фундамента с четырьмя главными простирающимися разломами: северо-восточным, северо-западным, близширотным и близмеридиональным.

Бассейн Сунляо локализуется в средней части огромного мантийного диапира Восточной Азии [32]. Локальные поднятия поверхности Мохо внутри бассейна соответствуют наиболее глубоким трогам (рис. 1). Минимальная мощность коры под бассейном составляет 23 км, что на 10—15 км меньше, чем за его пределами [27].

По геолого-геофизическим данным в бассейне выделяется три рифта северо-северо-восточного простираения: западный рифт Нэньцзян, центральный Сунь-У-Шуанляо и восточный Илань-Итун, а также несколько более мелких. Сложное взаимодействие структур фундамента и рифтов создало в поздней юре сложную мозаику тафrogenных структур (около 30) различных размеров: от нескольких десятков до десятков тысяч квадратных километров. Это грабены и полуграбены, ограниченные ковшеобразными разломами.

Стратиграфия. Стратиграфический разрез бассейна начинается верхнеюрскими осадками, отложившимися в наиболее глубоких грабенах (рис. 2) и представленных пирокластическими образованиями, кислыми, средними и основными вулканитами, переслаивающимися с угленосными кластическими породами: песчаниками, сланцами*, конгломератами. Мощность верхнеюрских осадков варьирует от нескольких десятков до тысячи метров.

Главным этапом развития бассейна был меловой период, когда накопилось более 7000 м осадков.

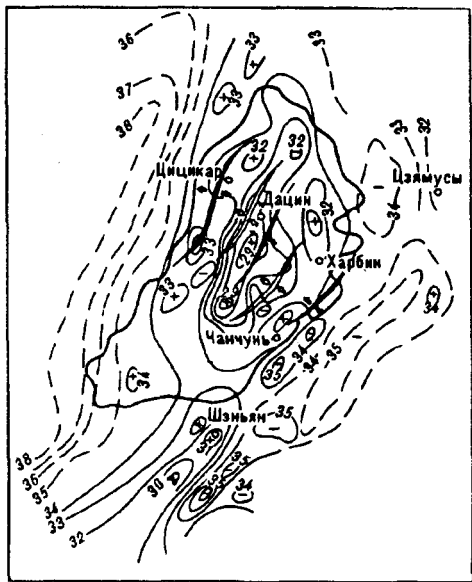
На геологической карте провинции Хэйлунцзян и в объяснительной записке к ней [26] меловые образования описаны в составе двух структурных подразделений: Большого Хингана и Ичунь-Юйцюань, в пределах последнего и расположен собственно бассейн Сунляо. В нижней части мелового разреза подразделения Ичунь-Юйцюань выделяется формация Баньцзыфан, сложенная андезитами и их туфами, мощностью 657 м. Для нее получены К—Аг датировки в 127 млн лет. Выше следует формация Нинюаньчунь — переслаивающиеся риолиты и их туфы мощностью 1210 м. Еще выше залегает формация Таоцихэ, сложенная конгломератами и песчаниками мощностью 1920 м, содержащая остатки растений. Все эти формации датируются ранним мелом без подразделения на ярусы.

Подобные же нижнемеловые формации описаны на Большом Хингане, отличие состоит лишь в присутствии большого количества угольных пластов. Выше согласно или с размывом и конгломератами в основании залегает формация Дэнлоуку, с которой в большинстве работ, посвященных геологии бассейна Сунляо [32, 36 и др.], начинается меловой разрез собственно бассейна. Обычно в меловой стратиграфической последовательности выделяется 7 формаций и 21 пачка (рис. 3), возраст их обосновывается многочисленными находками ископаемых органических остатков пресноводных рыб, раков, остракод, двустворок, гастропод, харовых и синезеленых водорослей. В ограниченном количестве отмечена солоновато-водная фауна. Довольно часты находки остатков растений, спор, пыльцы. Следует сказать, что по

* Термин "сланец" (shale) в англоязычной литературе применяется для обозначения общего класса тонкозернистых пород (глины, алевролита, ила), уплотненных как в результате сжатия, так и за счет цементации [20].

Рис. 1. Положение основных прогибов и поднятий в бассейне Сунляо на фоне изопакит поверхности Мохо [32].

1 — границы бассейна; 2 — контуры изопакит поверхности Мохо, км.



1 2

данным магнитостратиграфии и спорово-пыльцевого анализа (табл. 1), которые позволяют проводить широкие корреляции на больших площадях, получено несколько иное деление, причем получена полная меловая последовательность, включая берриас и валанжин [35], т.е. нижняя часть разреза надстроена еще двумя формациями.

Кроме того, в последние годы в западной части провинции Ляонин и в северо-восточной части провинции Хэйлуцзян найдены солоновато-водные двустворки валанжинского возраста, аналогичные японским. В связи с этим предполагается, что в то время существовали узкие проливы, соединявшие Японию и Восточный Китай, в частности, южную часть бассейна Сунляо [25]. Однако площадное распространение берриас-валанжинских свит пока не выявлено, в скважинах они не описаны, поэтому ниже приводится традиционно выделяемая в бассейне Сунляо стратиграфическая последовательность [32].

Формация Дэнлоуку (готерив — баррем, у некоторых исследователей берриас — баррем) мощностью 1500—2500 м несогласно залегает на верхнеюрских слоях и приурочена к рифтовым долинам. Она представляет собой единый седиментационный цикл и подразделяется на четыре пачки: первая сложена конгломератами, переслаивающимися с песчаниками и сланцами, вторая — преимущественно черными сланцами с мощными слоями песчаников, третья — мощными слоями песчаников, чередующихся со сланцами, четвертая представлена более тонким переслаиванием песчаников и сланцев. Цвет пород светло-серый, светло-зеленый, иногда коричневый.

Формация Цюаньтоу (апт — альб) мощностью около 1600 м характеризует переход от рифтогенной стадии к стадии общего погружения. Взаимоотношение с нижележащей формацией чаще несогласное, хотя имеют место случаи согласного залегания. Формация имеет симметричное циклическое строение и состоит из четырех пачек. Первая пачка сложена мощными слоями песчаников, конгломератов, чередующихся со сланцами, редкими тонкими слоями туфов и гипса. Во второй пачке доминируют сланцы с редкими прослоями песчаников. В третьей пачке отмечаются сланцы и песчаники в равном количественном соотношении. Четвертая пачка представлена более тонким переслаиванием песчаников и сланцев. Цвет песчаников преимущественно пурпурно-красный и коричневатосерый. Сланцы в основном пурпурно-коричневые разных оттенков, редко темно-серые и серо-зеленые.

Формация Циньшанькоу (сеноман) мощностью около 450 м характеризует стадию наибольшего прогибания, сопровождавшуюся быстрой трансгрессией и медленной регрессией. Формация подразделяется на три пачки: в первой преобладают черные сланцы, которые являются хорошей покровкой; во второй и третьей — переслаивание серых песчаников, серо-зеленых и темно-серых нефтяных сланцев. Это главная нефтематеринская формация в бассейне Сунляо.

Формация Яоцзя (турон) накапливалась в условиях мелководного озера после небольшого перерыва, поэтому представлена преимущественно крас-

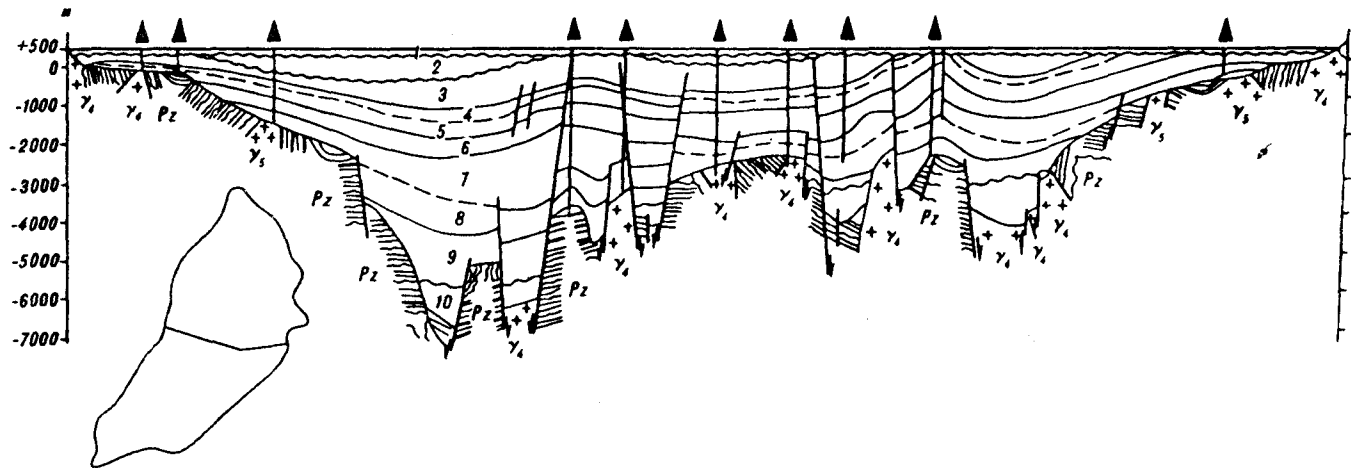


Рис. 2. Разрез бассейна Сунляо [32].

1 — четвертичные отложения; 2 — формации Миншуй и Сыфантай; 3 — формация Нэньцзян; 4 — формация Яоцзя; 5 — формация Циньшанью; 6, 7 — Цюаньтоу; 6 — пачки 3 и 4, 7 — пачки 1 и 2; 8, 9 — формация Дэнлоуку; 8 — пачки 3 и 4, 9 — пачки 1 и 2; 10 — юрские отложения.

Сравнительная таблица палино- и магнитостратиграфической шкал меловых отложений бассейна Сунляо

Формация	Шкалы	
	Магнитостратиграфическая	Палинотратиграфическая
Миншуй	Маастрихт	Маастрихт или даний
Сыфантай	Кампан	Маастрихт
Нэньцзян	Сантон	Кампан—сантон
Яоцзя	Коньяк	Коньяк—турон
Циньшанькоу	Турон—сеноман	Сеноман
Цюаньтоу	Альб	Альб
	Апт	
Дэнлоуку	Баррем	Апт—баррем
Инчжэн	Готерив	Готерив—берриас
Шахэцзы	Валанжин—берриас	

ноцветными породами мощностью до 200 м. Она представлена тремя пачками: в первой преобладают песчаники, во второй и третьей — переслаивание песчаников и мощных слоев сланцев.

Формация Нэньцзян (коньяк) характеризует второй этап интенсивного погружения бассейна, когда накопилось около 1000 м осадков. Формация подразделяется на пять пачек: первая — темно-серые сланцы, в нижней части переслаивающиеся с песчаниками, вторая — темно-серые сланцы, служащие отличной региональной покрывкой; третья — переслаивание темно-серых и черных сланцев с песчаниками, четвертая и пятая — серо-зеленые и коричневатые-красные сланцы, переслаивающиеся с песчаниками. Эта формация является второй нефтематеринской толщей в бассейне.

Формация Сыфантай (кампан) мощностью до 400 м, несогласно, с конгломератами в основании перекрывает формацию Нэньцзян и характеризует стадию сокращения бассейна. Она представляет собой нормальный цикл седиментации: от конгломератов к светлым коричневатые-красным песчаникам и пестроцветным сланцам.

Формация Миншуй (маастрихт) имеет как согласные, так и несогласные контакты с нижележащей и характеризует стадию продолжающегося сокращения бассейна. Она имеет мощность до 500 м и состоит из двух пачек: первая включает два нормальных цикла, сложенных песчаниками, конгломератами и темно-серыми сланцами; вторая — коричнево-красные и серо-зеленые сланцы с прослоями песчаников.

Кайнозойские осадки распространены в северо-западной и западной частях бассейна, представлены гравием, угленосными песчаниками, флювиальными и аллювиальными—делювиальными глинами, покрывающими весь бассейн. Мощность их варьирует от 100 до 500 м. Отмечены несогласия между мелом и палеогеном, а также палеогеном и неогеном.

Особенности седиментации, палеогеография. В истории развития бассейна выделяется несколько однотипно построенных седиментационных циклов и субциклов. В основании циклов преобладают флювиальные фации и фации маршей с обильной вулканокластикой и прослоями угля, которые сменяются фациями глубоких и мелких озер, дельтовыми фациями. Заканчиваются циклы красноцветными флювиальными фациями. Подвижки фундамента контролировали как скорость погружения, так и скорость седиментации в различных частях бассейна, а также количество кластического материала, выносимого реками с окружающих горных сооружений. Однако центр погружения, как и депоцентр, оставались в основном постоянными, и поэтому черные сланцы глубоких озер отложились в местах наибольшей общей мощности отложений.

СИСТЕМА ОТДЕЛ	ЯРУС	ФОРМАЦИЯ	ПАЧКА	ЛИТОЛОГИЯ	ОБСТАНОВКА ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ	МОЩНОСТЬ	РЕЗЕРВУАРЫ	НЕФТЬ И ГАЗ
0						0-143		
II		Тайкын			Дилювиальная	0-165		
		Давы			Флювиальная, озёр-старич	0-123		
E		Иань			Озёрно-Флювиальная	0-222		
K	Мавстрхт	Миншуй	2		Пойменная	0-333	Миншуй	
			1		Мелководных озёр	0-243		
	Кампан	Сыфантай			Пойменная	0-413		
					Мелководных озёр			
	Коньяк	Нэнъцзян	5		Пойменная	0-355	Хэйдинько	
			4		Мелководных озёр	155-334		
			3		Дельтовая, озёрная	47-131		
			2		Глубоководных озёр	50-252		
			1			27-222		
	Турон	Яэцзя	2+3		Пойменная, мелководных озёр, дельтовая	17-140	Шэртуту	
			1			0-78		
	Сеноман	Циньшанькоу	2+3		Пойменная, дельтовая, озёрная	263-503	Гаотайцзы	
			1		Глубоководных озёр	36-131		
			4		Пойменная, мелководных озёр	65-128		
	Альб	Цзяньтоу	3		Пойменная	451-672	Ян-Дачэньцзы	
2				212-417				
1				Дилювиальная	356-651	Нунгань		
Баррем	Дэнлоуку	4		Флювиально-озёрная	134-212			
		3			250-621			
		2			309-700			
		1			119-220			
Готерие				Флювиальная, дилювиальная	1000			



Рис. 3. Литолого-стратиграфическая колонка бассейна Сунляо [32, 36].

1, 3 — промышленные скопления: 1 — нефти, 3 — газа; 2, 4 — проявления: 2 — нефти, 4 — газа.

Большое количество скважин, интенсивное и всестороннее изучение каменного материала позволили получить довольно детальную картину распределения фаций в разные этапы развития бассейна, что можно увидеть на ряде схем (рис. 4—7), составленных для наиболее изученных формаций [36], характеризующих главную стадию погружения бассейна. По ним можно видеть, как пойменная равнина с небольшими аллювиальными фанам по краям и мелководным озером в центре (см. рис. 4) превратилась в глубокое большое озеро, в которое впадало множество рек со всех сторон (см. рис. 5—7), исключая запад, где речные системы были слабо развиты и поступал в небольшом количестве лишь тонкий материал.

Формация Нэнъцзян (коньяк) завершает стадию интенсивного погружения бассейна, после чего накопившиеся отложения были подняты и слегка смяты. В это время сформировалась большая часть локальных структур.

В позднем мелу области седиментации сохранились лишь в западной и северо-восточной части бассейна. Восточная часть бассейна была поднята, тем не менее снос обломочного материала по-прежнему осуществляется с

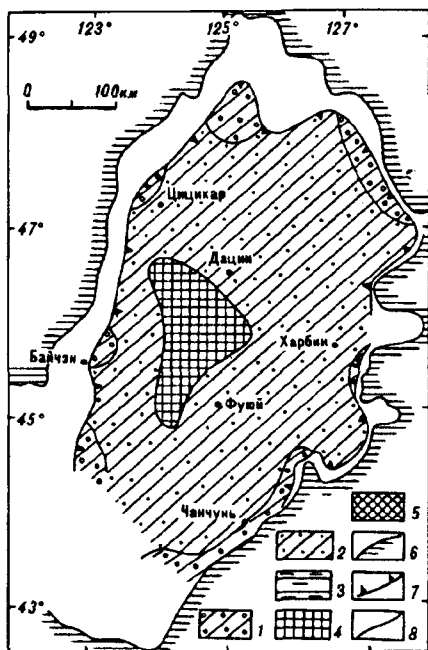


Рис. 4. Обстановки седиментации в альбе (3 и 4 пачки формации Цюаньтоу) бассейна Сунляо [36].

1 — аллювиальный фан; 2 — пойменная равнина; 3 — дельта; 4 — мелководное озеро; 5 — глубоководное озеро; 6—8 — границы: 6 — бассейна Сунляо, 7 — отложенной рассматриваемой формации, 8 — фаций.

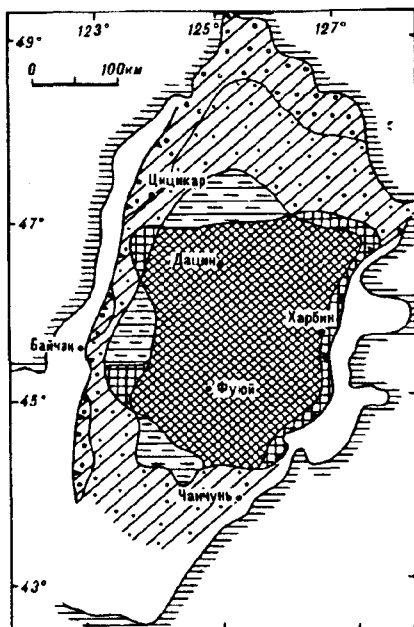


Рис. 5. Обстановки седиментации в раннем сеномане (1 и 2 пачки формации Циньшанькоу) бассейна Сунляо [36].

Условные обозначения см. на рис. 4.

запада. Депоцентр сместился слегка к западу. Для формации Сыфантай характерны флювиальные фации и фации мелководного озера. В период накопления формации Миншуй бассейн дважды испытывал погружение, вследствие которого накопились два выдержанных горизонта черных сланцев, характеризующих озерную обстановку. В целом же преобладали условия плоской поймы, с редкими проявлениями русловых фаций.

В конце мела весь бассейн испытал поднятие, сопровождавшееся слабой складчатостью и разломообразованием. Следствием этих процессов является несогласие в основании канозоя, а также формирование серии локальных структур.

В палеогене область седиментации была ограничена северо-западной частью бассейна Сунляо, где севернее г. Дацин накапливались угленосные песчаники и аргиллиты. В неогене область седиментации сместилась к западу; на южной и северной окраинах бассейна имели место извержения базальтовых лав.

В четвертичное время в западной части бассейна накапливались речные отложения, в восточной части преобладали лёссовидные глины. Рельеф был возвышенным на западе и низким на востоке.

Тектоническая природа и эволюция бассейна. Бассейн Сунляо, согласно классификации Х. Клемме [30], относится к интракратонным бассейнам комбинированного типа, подобным бассейнам Северного моря, Западно-Сибирскому [32, 34], для которых характерны: 1) высокое положение поверхности Мохо, 2) наличие рифтов в глубоких частях бассейна, 3) двухъярусное строение чехла (рифтовый комплекс и комплекс погружения бассейна), 4) высокие значения теплового потока как на стадии рифтообразования, так и на ранней стадии погружения, 5) симметричное или близкое к нему строение бассейнов в разрезе, 6) орогенические деформации незначительны, 7) значительные размеры бассейнов и длительная история их развития,

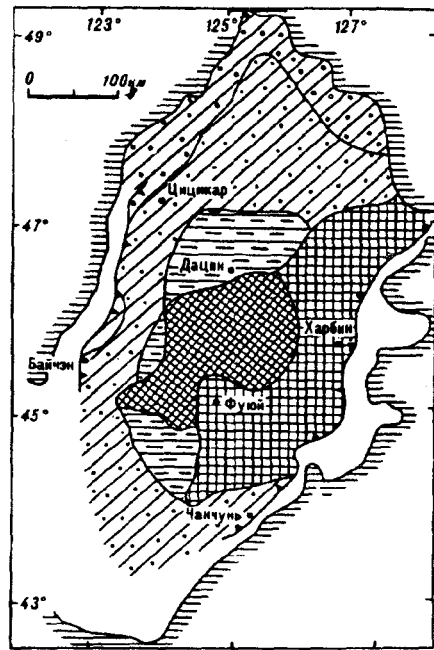


Рис. 6. Обстановки седиментации в позднем сеномане (3 и 4 пачки формации Циньшанькоу) бассейна Сунляо [36].
Условные обозначения см. на рис. 4.

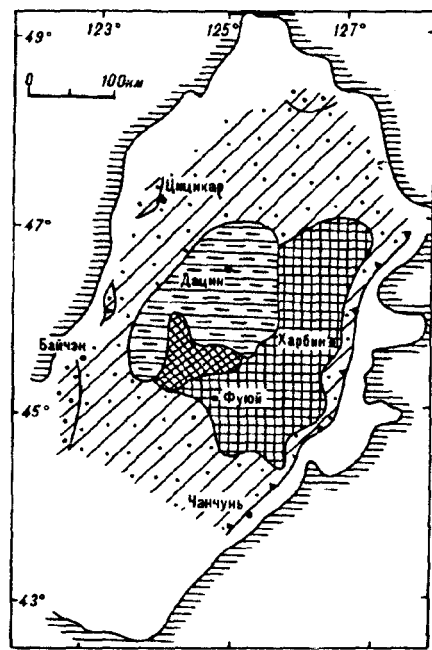


Рис. 7. Обстановки седиментации в туроне (формация Яоцзя) бассейна Сунляо [36].
Условные обозначения см. на рис. 4.

разбивающаяся на 4 стадии: термального воздымания и рифтообразования, тафрогенеза, депрессионную и стадию сжатия.

Конкретно для бассейна Сунляо предложена следующая модель развития [32].

На первой стадии (триас — средняя юра) вследствие движения океанической плиты на запад верхняя мантия под будущим бассейном поднялась, в результате тепловой конвекции возник мантийный диапир, начался процесс растяжения, приведший к возникновению рифтов.

На тафрогенной стадии, продолжавшейся 30 млн лет (поздняя юра — баррем), сформировалась система грабенов и горстов с интенсивным магматизмом вдоль разломов, о чем свидетельствуют слои позднеюрских вулканитов. Скорость седиментации в это время составляла 68—146 м/млн лет.

В барреме рифтогенез прекратился в связи с движением океанической плиты и угасанием тепловой конвекции в мантии, вызвавшей общее проседание.

Депрессионная стадия — главная стадия развития бассейна — продолжалась 36 млн лет (апт — коньяк). С ростом скорости погружения, отдельные рифтовые системы объединились в общий бассейн, скорость седиментации в котором варьировала от 90—156 м/млн лет в начале стадии погружения до 23—108 м/млн лет в конце. Средняя скорость седиментации в этот период составляла 84 м/млн лет.

Стадия сжатия и воздымания продолжалась 11 млн лет (кампан — маастрихт). Предполагается [32], что это связано с первой фазой расширения Японского моря. В это время бассейн испытал воздымание, депоцентр седиментации сместился к западу. Седиментация носила компенсированный характер, максимальная скорость седиментации составляла 90 м/млн лет. В начале, середине и конце этой стадии имели место тектонические движения, сформировавшие современный структурный план бассейна.

Обстановка генерации углеводородов. Депрессионная стадия была стадией расцвета бассейна. Площадь бассейна расширилась до 200 000 км²,

причем площадь озера в период накопления первой пачки формации Циньшанькоу достигала 87000 км², а в период накопления первой пачки формации Нэньцзян — 200 000 км². Огромное водное пространство с обильным планктоном, некомпенсированный характер седиментации в бескислородной обстановке, тропический и субтропический гумидный климат [35] способствовали генерации нефти.

Три главные меловые нефтематеринские толщи генерировали нефть: первая пачка формации Циньшанькоу, вторая и третья пачки объединенные формации Циньшанькоу и первая пачка формации Нэньцзян. Содержание органического углерода в основном более 2 %, общее количество углеводородов более чем 1500 ppm. Площадь, благоприятная для генерации нефти, составляет 50 000 км² и более. Она в целом совпадает с геотермальным полем, грубо очерчивающим мантийный диапир. Средний геотермальный градиент составляет 4,2 °C/100 м. Предполагается, что в мелу он достигал 5,6 °C/100 м [32].

Начальная глубина формирования нефти составляла 1100—1300 м при температуре 60—70 °C. Оптимальная глубина генерации нефти 1700—1900 м, на глубине более 2700—2900 м генерируется газ. В основном меловая нефть бассейна Сунляо имеет типичные для континентальной нефти характеристики с высоким содержанием воска, никеля, низким содержанием серы и ванадия.

Нефтеносные слои сконцентрированы в средней части мелового разреза (депресссионная стадия развития бассейна), но есть сведения о газоносности нижнего мела и юры. Основные резервуары показаны на рис. 3, они максимально приближены к нефтематеринским пачкам. Латеральная миграция в коротких телах песчаников континентальных фаций незначительна, хотя вопрос этот требует еще изучения.

Установлены следующие закономерности распределения типов ловушек [32]:

- 1) с поясами антиклиналей в центральной и восточной частях бассейна связаны структурные ловушки;
- 2) со склонами и переходными зонами от склонов к депрессии ассоциируют литолого-структурные и приразломные ловушки;
- 3) в центре и на западном склоне выделены зоны, где встречаются литологические, литолого-структурные и др. типы ловушек.

Сейчас эксплуатируются в основном залежи из антиклинальных ловушек меловых отложений, но в будущем предполагается вовлекать в разработку все типы ловушек, в том числе из более глубоких горизонтов, вплоть до позднеюрских.

АМУРО-ЗЕЙСКИЙ БАССЕЙН

Амуро-Зейский бассейн имеет довольно сложные очертания, но в целом слегка вытянут в северо-восточном направлении (рис. 8). Длина его составляет около 370 км, ширина 250 км, общая площадь оценивается в 93 000 км². Большая часть бассейна находится на территории России и лишь незначительная часть — на территории Китая. Узким “перешейком” Амуро-Зейский бассейн связан с бассейном Сунляо, как это показано на схемах тектонического районирования [8, 21].

Интенсивное изучение этого бассейна начато в 1959 г. с целью оценки его перспектив на углеводородное сырье. Здесь выполнен довольно большой объем нефтепоисковых работ, в том числе геофизических (региональные сейсморазведочные работы КМПВ, детальная сейсморазведка МОВ, магнитотеллурическое зондирование), вся площадь охвачена гравимагнитной съемкой, мелко- и среднемасштабной геологической съемкой; составлены карты потенциальных физических полей, пробурено около 1000 скважин, большей частью картировочных и лишь 70 — глубиной более 500 м.

Проблемы стратиграфии, магматизма, тектоники, нефтегазоносности, интерпретации геолого-геофизических материалов по территории Амуро-

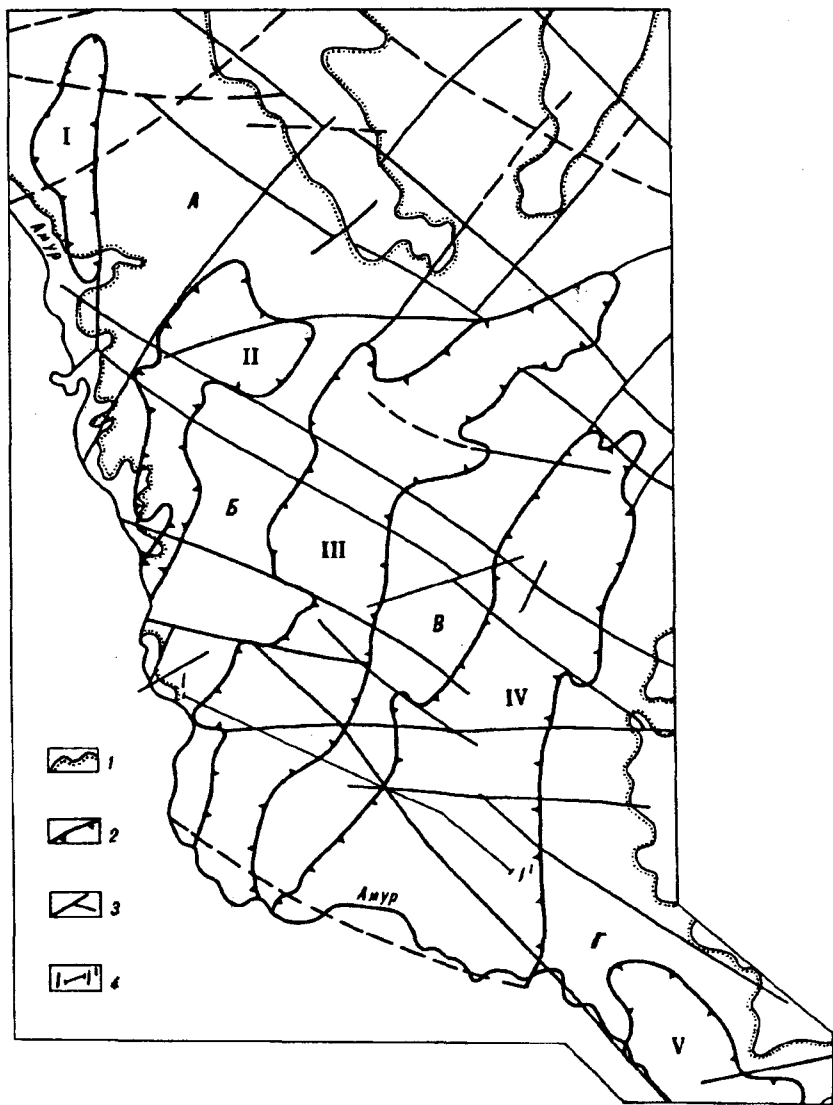


Рис. 8. Структурная схема Амуро-Зейского бассейна по [24] с упрощением.

1 — контуры Амуро-Зейского бассейна; 2 — контуры рифтогенных (тафрогенных впадин); 3 — основные разломы; 4 — линия разреза.

Зейского бассейна уже изложены во многих работах [1, 4, 5, 7, 9, 12, 14—16, 18, 19, 21, 23 и др.]. Тем не менее по многим аспектам геологии этого бассейна появляются новые данные [2, 3, 6, 10, 13, 17, 22, 24], требующие осмысления и синтеза, особенно в свете сравнения с гораздо лучше изученным бассейном Сунляо.

Фундамент бассейна. Состав фундамента Амуро-Зейского бассейна весьма разнороден, в нем выделяются дорифейский, рифейский, венд-раннепалеозойский, среднепалеозойский, позднепалеозойский и раннемезозойский комплексы, сложенные осадочными, метаморфическими, магматическими породами и разделенные региональными угловыми несогласиями и перерывами осадконакопления [1, 5, 8, 9, 21, 24].

Важную роль при формировании структур фундамента играли глубинные разломы, которые обусловили раскалывание дорифейского основания и образование крупных выступов и трогов. Выступы при внедрении интрузий

приобретали форму куполов и долгое время служили областями сноса. В прогибах шло формирование морских, а с ранней перми континентальных осадков, которые затем были дислоцированы, метаморфизованы и превратились в сложно построенные складчатые синклиновые системы. Существует мнение, что позднемезозойские структуры унаследовали простирающие древних складчатых систем [16].

В современном структурном плане преобладают две системы разломов: северо-восточная и северо-западная; подчиненное значение имеют субширотная и субмеридиональная системы (см. рис. 8).

Глубинное строение. Первые сведения о глубинном строении Амура-Зейского бассейна, полученные в результате интерпретации материалов гравиметрических, магнитометрических и сейсмических исследований, изложены в работах И.Н. Сулимова (1959, 1960 гг.), Г.Л. Бернштейна (1964 г.), А.П. Таркова (1963 г.), В.С. Волхонина, Э.Н. Лишневого, П.П. Степанова (1964 г.) и некоторых других исследователей. Появился целый ряд структурно-тектонических схем поверхности фундамента. Позже, по мере совершенствования методик интерпретации, вовлечения новых данных, были составлены новые структурно-тектонические схемы [1, 12, 15, 24 и др.].

Наиболее приемлемой для целей наших исследований представляется схема Г.А. Шаткова с соавторами [24], где показаны основные структурные элементы Амура-Зейского бассейна (см. рис. 8). Комплексное использование геолого-геофизической информации позволило выделить в пределах Амура-Зейского бассейна пять систем рифтогенных (тафроденных) впадин, ориентированных в северо-восточном направлении: Ту-Тараконскую (I), Сычевско-Климоуцевскую (II), Лермонтовско-Белогорскую (III), Поярково-Екатеринославскую (IV) и Архаринскую (V). Системы впадин разделены поднятиями фундамента: Петропавловским (А), Благовещенско-Свободненским (Б), Майкур-Завитинским (В), Бурейским (Туранским) (Г).

Системы впадин и поднятий северо-восточного простираения рассечены крупными разломами северо-западного направления. Среди них намечаются разломы со значительной сдвиговой составляющей [24].

В целом район Амура-Зейского бассейна характеризуется дифференцированным магнитным полем мозаичного типа с северо-восточными и субмеридиональными аномалиями. Региональный максимум силы тяжести связан, видимо, с поднятием поверхности Мохоровичича и уменьшением мощности земной коры до 30—34 км. Аналогичные особенности гравитационного и магнитного полей характерны для таких областей рифтогенеза, как бассейн Сунляо, Провинция Бассейнов и Хребтов, Западно-Сибирский бассейн и др. [11, 24 и др.].

Данные о тепловом потоке по бассейну немногочисленны. Средние значения теплового потока составляют 1,39 ЕТП, температурный градиент — 38 °С/км [10].

Для бассейна характерна слабая сейсмичность.

Стратиграфия. Данные по стратиграфии Амура-Зейского бассейна публиковались в ряде работ [1, 4, 15, 18, 19, 23]. Здесь будет приведена наиболее полно стратиграфическая схема меловых отложений (рис. 9), с учетом материалов IV Дальневосточного регионального межведомственного стратиграфического совещания, состоявшегося в 1990 г. в г. Хабаровске [2, 6, 13, 17, 22].

В основании разреза центральной части Амура-Зейской впадины залегают верхнеюрские образования екатеринославской свиты, вскрытые скважинами в наиболее глубоких грабенах (рис. 10). По данным И.Ф. Горбачева и А.А. Тимофеева [4, 19], низы разреза этой свиты (около 100 м) сложены седиментационными брекчиями, состоящими из блоков подстилающих их гранитоидов. Выше они сменяются пачками переслаивания алевролитов, песчаников, гравелитов с пластами пирокластических пород, общей мощностью около 500 м. Венчает разрез свиты пачка переслаивания разнозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов с прослоями туфов (мощность около 260 м). В бортах грабенов свита имеет более грубообломочный состав,

СИСТЕМА ОТДЕЛ	ЯРУС	СВИТА, СЕРИЯ	ЛИТОЛОГИЯ	МОЩНОСТЬ, М	ПРОЯВЛЕНИЯ ГАЗА		
К	P ₂ -Q	Зейская		350			
				60			
	P ₁	Цаганская	В		100-150		
			СР		110-230		
			Н		50-230		
			В		250-300		
	ВЕРХНИЙ	маститый глини	Завитинская	В		300-700	
				Н		200-400	
		коньяк - сентон - коньяк		В		300	
		копьяк - сентон		Н		1000	
НИЖНИЙ	баррен - нижн. альб	Поирковская	В		300		
	готерм - баррен		Н		1000		
НИЖНИЙ	бернас - валанки	Иткнутская	В		300		
			Н		1000		
J	ВЕРХНИЙ	Екатеринославская		более 1000			

Рис. 9. Схематизированная литолого-стратиграфическая колонка Амуро-Зейского бассейна.

чем в центральных частях. Спорово-пыльцевые комплексы из пород екатеринославской свиты позволяют датировать ее волжским ярусом поздней юры.

В северо-западной части Амуро-Зейской впадины верхнеюрские образования депской и молчанской свит залегают на морских среднеюрских образованиях с конгломератами и гравелитами в основании, характеризующими новый цикл седиментации [22]. Депская свита представлена песчаниками мелко- и среднезернистыми, содержащими многочисленные прослои алевролитов, аргиллитов, туфов и до 80 пластов каменного угля мощностью до 3 м. Общая мощность свиты достигает 1000 м. Позднеюрский возраст обоснован находками ископаемой флоры. Вышележащая нижнемолчанская под-

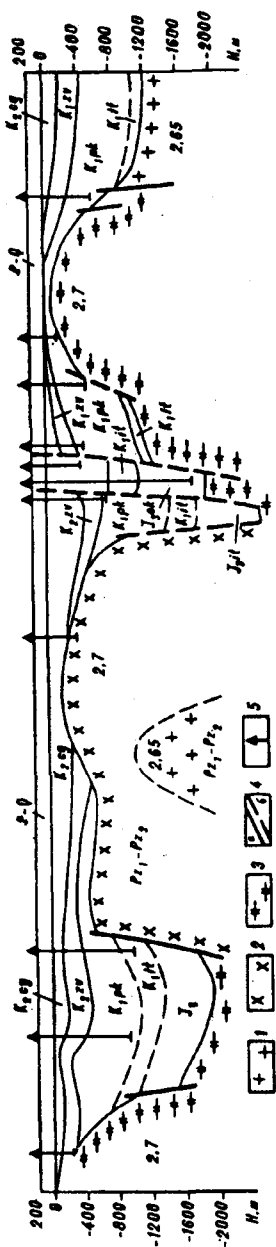


Рис. 10. Схематический разрез Амуро-Зейского бассейна [1, 24].

1 — граниты; 2 — гнейсы; 3 — сланцы; 4 — разломы; 5 — скажины; Цифрами обозначена плотность пород. Линию разреза см. на рис. 8.

свита молчанской свиты мощностью 1500 м сложена преимущественно песчаниками с прослоями алевролитов, туфов, конгломератов. Содержит ископаемые остатки позднеюрской флоры, а также около 40 пластов и прослоев угля мощностью от 0,04 до 4,25 м.

Нижнемеловые отложения в центральной части Амуро-Зейского бассейна И.Ф. Горбачевым разделены на две свиты: итикутскую и поярковскую.

В некоторых районах итикутскую свиту (берриас—валанжин) удается разделить на две подсвиты: нижнюю, мощностью до 1000 м, сложенную песчаниками, алевролитами, аргиллитами, конгломератами с остатками ископаемой флоры, и верхнюю, мощностью более 300 м, сложенную риолитами, андезитами и их туфами. В крупных прогибах, как, например, в Лермонтовско-Белогорском, наблюдается заметная литолого-фациальная изменчивость отложений свиты, выражающаяся в преобладании терригенных пород в центральных частях прогибов, а в прибрежных частях преобладают вулканиты, как и в узких прогибах.

В северо-западной части Амуро-Зейского бассейна в берриасе — валанжине накапливались терригенные породы верхнемолчанской и перемыкинской свит, представленные песчаниками, гравелитами, конгломератами, алевролитами, аргиллитами с пластами угля. Мощность варьирует от 500 до 2000 м. Возраст обоснован остатками ископаемых растений.

Поярковская свита (готерив — нижний альб) имеет более широкое распространение, чем нижележащие свиты. Наибольшие мощности отмечены в центральных частях прогибов, где наблюдается согласное залегание, в бортовых частях и на поднятиях отложения поярковской свиты залегают с размывом и конгломератами в основании на всех более древних образованиях.

По литологическим данным, составу флористических и спорово-пыльцевых комплексов поярковская свита разделена на две подсвиты: нижнюю,

существенно терригенную с незначительной примесью вулканогенных пород, и верхнюю, преимущественно вулканогенную, с подчиненным количеством терригенных пород. Это наиболее типичное подразделение свиты. Однако, следует отметить существенную фациальную изменчивость состава как свиты в целом, так и ее подсвит по простиранию.

В центральных частях прогибов нижнеполярковская подсвита, по данным И.Ф. Горбачева и А.А. Тимофеева [4, 19], сложена в нижней части ритмично переслаивающимися мелко- и среднезернистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами (700 м), а в верхней — аргиллитами с редкими прослоями алевролитов (220 м). По краям прогибов в составе подсвиты преобладают вулканиты: андезиты, их туфы, туфобрекчии мощностью 250 м. Встречается и смешанный тип разреза: песчаники, иногда туфогенные, алевролиты, аргиллиты, гравелиты, конгломераты, прослой угля, андезиты, туфы, туффиты. Мощность такого типа разреза составляет 200—450 м. В восточной части бассейна отмечены линзы и прослой пелитоморфных известняков, известковистых песчаников. Готерив-барремский возраст подсвиты обоснован находками ископаемых растений.

Верхнеполярковская свита отличается еще большей фациальной изменчивостью, чем нижнеполярковская, особенно в нижней части. Характер фациальных изменений тот же, что и в нижней подсвите. В центральных частях прогибов преобладают аргиллиты, туфопесчаники, алевролиты, гравелиты, конгломераты (мощность подсвиты до 600 м). Ближе к бортам прогибов увеличивается количество вулканитов, появляются прослой угля, на поднятиях вблизи разломов они преобладают при мощности до 300 м. Это андезиты, андезибазальты, туфы и лавобрекчии кислого и основного состава, риолиты.

Возраст (баррем — ранний альб) основывается на многочисленных находках остатков растений, спор, пыльцы, рыб. Заслуживают особого внимания находки остатков тригоний, характеризующих нередко морские условия седиментации.

Отложения завитинской свиты (турон — кампан) нигде в пределах Амуро-Зейского бассейна не обнажаются и были изучены лишь в ядрах глубоких скважин. Залегают они с размывом и перерывом на более древних комплексах, характеризуются отсутствием вулканогенных образований, углей, незначительной фациальной изменчивостью. По сравнению с нижележащими свитами отложения завитинской свиты по площади распространены более широко, но и в этом случае максимальные мощности свиты приурочены к центральным частям прогибов [1].

Перерыв между поярковской и завитинской свитами на большей части бассейна охватывает верхи альба, сеноман и низы турона. Лишь в восточной части бассейна все это время продолжалась интенсивная вулканическая деятельность с перерывом на границе альба и сеномана, когда формировались коры выветривания и ископаемые почвы. За это время сформировалась мощная серия (до 1500 м) чередующихся риолитов, трахириолитов, их туфов, игнимбритов, игниспумитов, реже андезитов и их туфов, туфопесчаников и туфоалевролитов.

По литологическому составу и возрасту завитинская свита разделена на две подсвиты. Нижнезавитинская подсвита начинается пачкой серых, зеленовато-серых кварц-полевошпатовых песчаников с обилием гальки кремнистого и кварцевого состава. Выше по разрезу появляются прослой зеленовато-серых алевролитов и аргиллитоподобных глин, слабо песчаных. Заканчивается разрез подсвиты пачкой черных аргиллитоподобных глин с тонкими прослойками сидерита, а в подошве — слойками бентонитовых глин. В глинах встречено много остатков фауны пелеципод, гастропод, остракод, рыб. Эта пачка, там, где она не размыва, может служить надежным маркирующим горизонтом, по которому вполне уверенно можно вести структурные построения и корреляцию разрезов скважин. Мощность подсвиты достигает 300 м.

Разрез верхнезавитинской свиты начинается 20—30-метровой пачкой переслаивающихся алевролитов и песчаников с редкими прослоями аргиллитоподобных глин. В основании подсвиты иногда наблюдается тонкий (0,5 м) слой зеленого и белого кварцевого гравелита. Выше следует пачка (25 м) аргиллитоподобных глин красно-коричневых с прослоями и пятнами зеленых и зеленовато-серых с включениями обломков известняка. Заверша-

ется разрез пачкой переслаивающихся алевролитов и аргиллитоподобных глин с подчиненными прослоями песчаника. В пестроцветных глинах встречаются ископаемые остатки гастропод, кости животных, а также отпечатки растений, споры и пыльца, позволившие датировать отложения верхней подсвиты в интервале верхнего сантона — кампана.

На размытой поверхности завитинской и поярковской свит, а иногда и на кристаллическом фундаменте залегают широко распространенные отложения цагайской свиты (маастрихт — даний), имеющие максимальную мощность в центральной части бассейна (до 580 м) и утоняющиеся к краям бассейна. Давно отмечено ее цикличное строение (В.Б. Оленин, 1962 г., И.Ф. Горбачев, 1965 г. и др.), по этому признаку она подразделяется на три подсвиты. Каждый цикл начинается грубозернистыми породами (гравелиты, галечники) и заканчивается тонкозернистыми и глинистыми.

В верхней части верхнецагайской подсвиты в юго-восточной части бассейна выделяются характерные кивдинские слои, ранее выделявшиеся в ранге свиты [1, 6], содержащие мощные пласты бурого угля.

Возраст цагайской свиты и ее подсвит хорошо обоснован находками ископаемых растений, спор, пыльцы [6], а также находками костей динозавров [2].

Палеоген-четвертичные образования Амуро-Зейского бассейна издавна объединяются под названием зейской серии [1], сложенной песчано-галечными и глинисто-алевритовыми образованиями общей мощностью до 400 м. Она включает (снизу вверх) райчихинскую свиту (ранний — средний эоцен), залегающую с размывом и конгломератами в основании на кивдинских слоях, мухинскую (олигоцен), бузулинскую (ранний — средний миоцен), сазанковскую (поздний миоцен) и белогорскую (плиоцен-нижнечетвертичные отложения) свиты [17].

Особенности седиментации, палеогеография. Условия седиментации, палеогеографические обстановки мезозоя и кайнозоя Амуро-Зейского бассейна рассматривались в ряде публикаций [4, 15, 18, 19, 23].

Согласно сложившимся представлениям, Амуро-Зейский свод в поздней юре раскололся с образованием серии рифтовых долин северо-восточного простирания (рис. 11), быстро заполнявшихся плохо сортированным и слабо окатанным пролювиально-аллювиальным материалом [2], реже отмечаются озерные фации. Присутствие прослоев туфов свидетельствует о вулканической активности на прилегающих поднятиях. В северо-западной части бассейна позднеюрская континентальная седиментация сменила среднеюрскую морскую. В центральной части Ушумунского прогиба формировались ритмично построенные озерно-болотные пойменные и озерные комплексы фаций, обычно угленосные. По периферии преобладали аллювиальные и лагунно-дельтовые фации (см. рис. 11). Подобная же обстановка сохранилась в начале раннего мела, следует лишь отметить активизацию вулканизма на поднятиях и по краям рифтов, обусловившую обильное поступление пирокластического материала.

Характер распределения фаций во время формирования поярковской свиты показан на рис. 12. Наиболее тонкообломочные песчано-глинистые озерно-аллювиальные фации накапливались в центральной и северо-западной частях бассейна. Несомненный интерес представляют находки альбских прибрежно-морских тригоний [1, 23] в верхнепоярковской подсвите, что свидетельствует о проникновении морских вод в Амуро-Зейский бассейн. Судя по тому, что тригонии найдены также в альбской кындальской свите Буреинского бассейна, широко распространены на Сихотэ-Алине вплоть до Партизанского бассейна, трансгрессия пришла с востока. По устному сообщению китайского палеонтолога Чень Пей Чжи, тригонии найдены и в нижнеальбских отложениях бассейна Сунляо. По-видимому, все это отголоски глобальной нижнеальбской трансгрессии, проникшей далеко в глубь континента. Остается неизученным вопрос распространения морских фаций с тригониями в это время, их границы, состав.

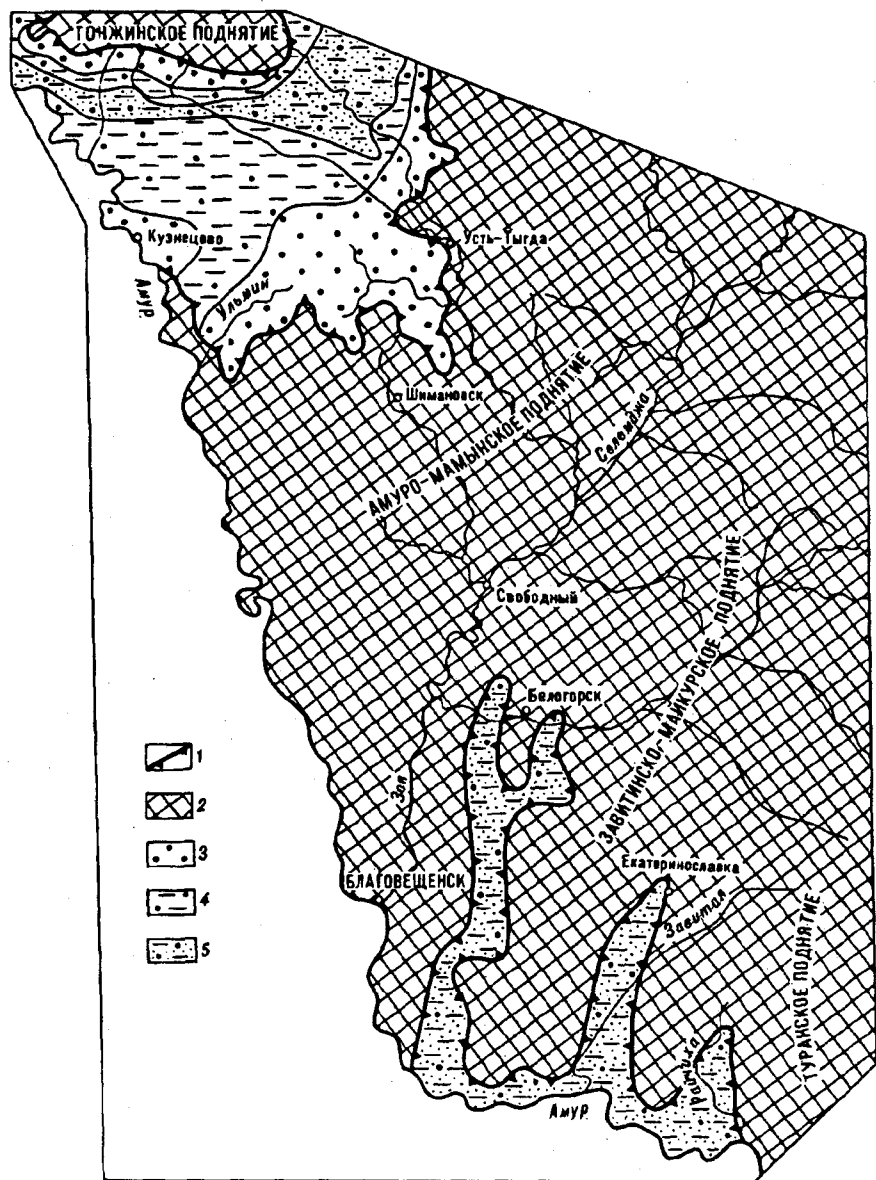


Рис. 11. Обстановки седиментации поздней юры — начала раннего мела в Амуро-Зейском бассейне [18].

1 — границы распространения свит соответствующего возраста; 2 — области денудации; 3–5 — обстановки: 3 — аллювиальная, 4 — лагунно-дельтовая, 5 — озерно-аллювиальная.

Фациальная обстановка в позднем мелу несколько изменилась. Темп прогибания снизился, сформировалась обширная озерно-аллювиальная равнина (рис. 13), в пределах которой накапливались ритмично построенные комплексы тонкообломочных осадков с хорошей степенью сортировки и окатанности. Области сноса к этому времени были, по-видимому, выровнены и пенепленизированы, о чем свидетельствует присутствие переотложенных продуктов выветривания в отложениях цагайанской свиты.

Конечная стадия развития Амуро-Зейского бассейна в кайнозое протекала в условиях дальнейшего ослабления интенсивности тектонических движений и превращения ее во внутриконтинентальную впадину-плиту с поверхностью денудационной равнины [18].

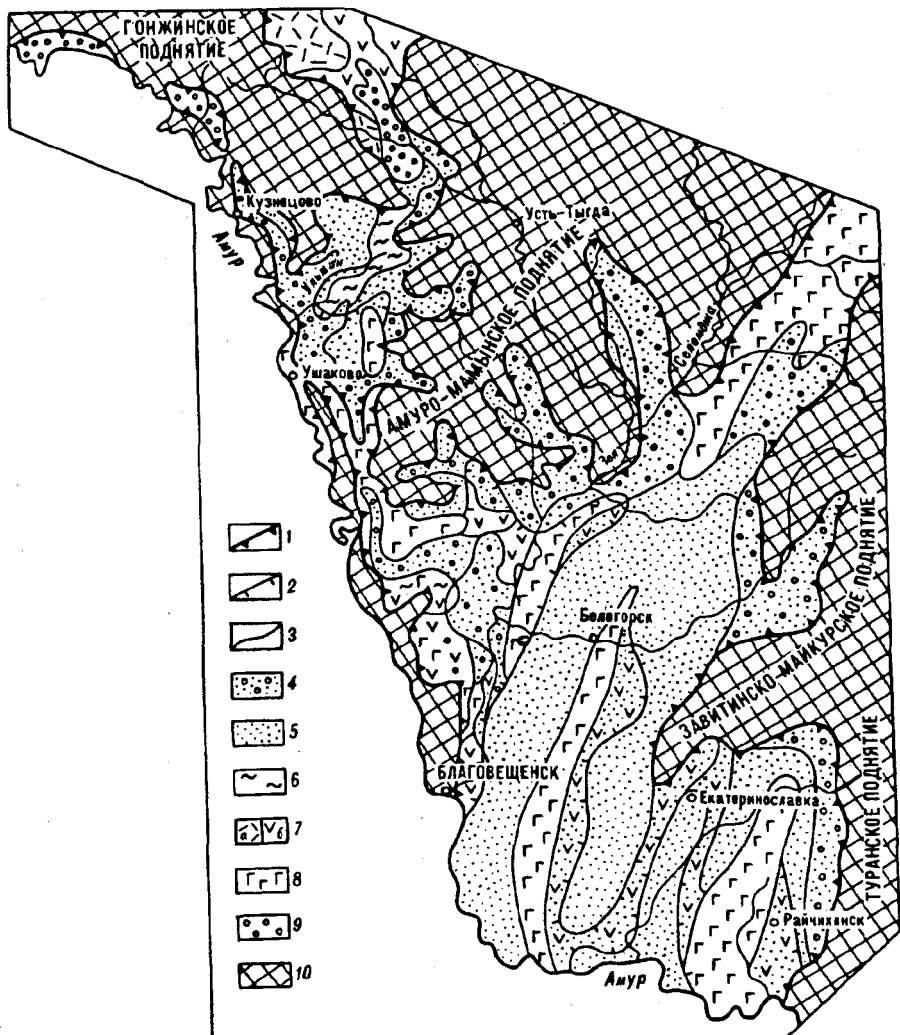


Рис. 12. Обстановки седиментации конца раннего мела в Амуро-Зейском бассейне [18 с изменениями].

1 — границы распространения поярковской и перемыкинской свит; 2 — то же, вулканитов поярковской свиты; 3 — то же, талданской свиты и толщи эффузивов кислого и среднего состава; 4 — грубообломочные образования пролювиально-аллювиальных фаций; 5 — песчаники руслово-пойменных, озерных фаций; 6 — озерные, озерно-болотные фации; 7 — ареалы распространения толщи эффузивов: а — кислого состава, б — среднего состава; 8 — ареалы распространения базальтов, андезибазальтов и андезитов поярковской свиты; 9 — ареалы распространения аллювиальных фаций перемыкинской свиты; 10 — области денудации.

Тектоническая природа и эволюция бассейна. Разными исследователями Амуро-Зейский бассейн относился к грабен-синеклизе эпипалеозойской платформы [5], межгорной впадине [1], структурам молодых платформ [24], впадинам на срединных массивах [12], просто континентальным впадинам или наложенным континентальным впадинам [3], внутриконтинентальным рифтогенным бассейнам [29]. Во всех этих названиях отражены и подчеркнуты те или иные особенности бассейна или одна из стадий развития бассейна.

По мнению большинства исследователей [1, 5, 12 и др.], в строении бассейна выделяются три стадии развития бассейна и соответствующие им три структурных этажа, иногда подразделяющихся на подэтажи [5]: первый этаж включает разнообразные породы фундамента и имеет блоковое строение; второй сложен слабо дислоцированными осадочными и вулканогенно-осадочными породами позднеюрско-раннемелового возраста; в строении

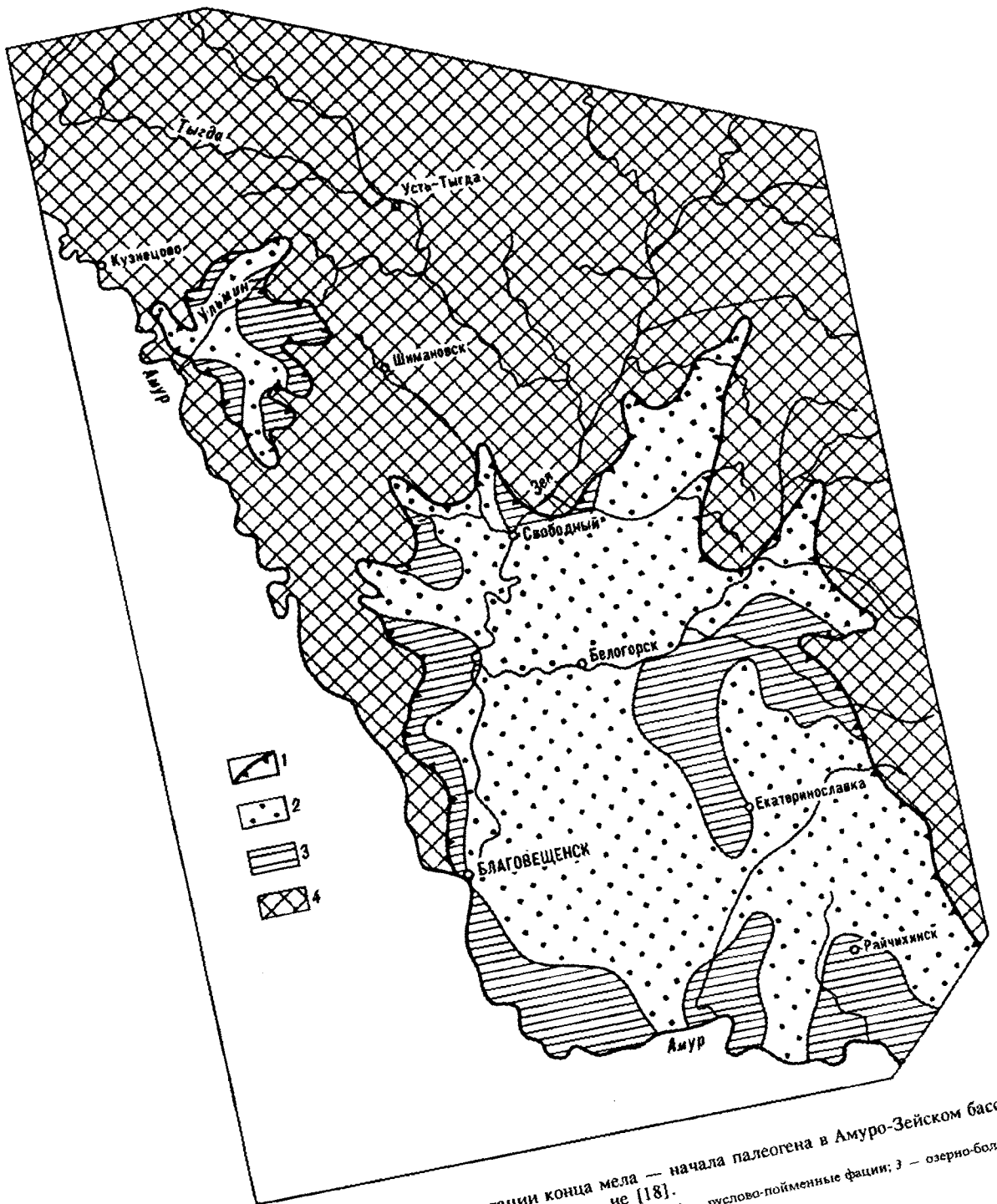


Рис. 13. Обстановки седиментации конца мела — начала палеогена в Амуро-Зейском бассейне [18].
 1 — границы распространения завитинской и цагаанской свит; 2 — русло-пойменные фации; 3 — озерно-болотные фации; 4 — области денудации.

третьего этажа принимают участие субгоризонтально залегающие верхнемеловые и кайнозойские отложения, которые с угловым несогласием перекрывают образование второго структурного этажа, а в пределах поднятий залегают на породах фундамента.

На продолжении всей истории формирования бассейна важную роль играл тектонический режим, в качестве основных параметров которого для Амура-Зейского бассейна анализировались амплитуда перемещения по вертикали отдельных блоков земной коры, скорость этого перемещения и контрастность, т.е. различие в характере движения соседних блоков относительно друг друга [14]. В.П. Паном [14] построены графики зависимости скорости, контрастности прогибания Амура-Зейского бассейна на разных этапах его развития. Достаточно полная компенсированность погружения впадины осадконакоплением позволяет амплитуду вертикальных перемещений принять равной мощности отложений. Анализ графиков позволяет выделить этапы осадконакопления с высокими и низкими значениями выше-названных величин. Высокие скорости седиментации (до 59 м/млн лет) и контрастности тектонических движений (20 м/тыс. км²) фиксируются в раннем мелу (полярковское время) и позднем мелу (цагаянское время), низкие их значения отмечаются в завитинское время (17 м/млн лет и 13 м/тыс. км²) позднего мела и в кайнозое (6 м/млн лет и 4 м/тыс. км²) — времени резкого расширения области седиментации. На фоне колебательного характера изменения во времени скорости и контрастности прогибания впадины наблюдается общая тенденция уменьшения этих величин при одновременном увеличении площади аккумуляции. Изменением параметров тектонического режима объясняется формирование многопорядковой ритмичности в строении озерно-аллювиальных образований [14]. Эти исследования весьма ценны для прогнозирования оптимальных геотектонических и гидродинамических режимов для накопления определенных фаций, например озерных, болотных.

Локальные предпосылки нефтегазоносности. В пределах показанных на рис. 8 систем рифтогенных впадин (преимущественно Лермонтовско-Белогорской и Полярково-Екатеринославской), состоящих из серии прогибов и поднятий, показанных на ряде тектонических схем [1, 18 и др.], площадными сейсморазведочными работами было намечено около 20 локальных поднятий, на шести из которых было проведено бурение. Анализ поисково-разведочных работ в Амура-Зейском бассейне [1, 5] показал, что перспективность поднятий определялась бурением одной — двух скважин. Небольшой объем глубокого бурения (10 скважин) оказался рассредоточенным по восьми площадям, расположенным в трех прогибах. Был отмечен и еще целый ряд технологических просчетов, не дающих возможности считать результаты проведенных работ достаточными для окончательной оценки перспектив бассейна в целом и его отдельных прогибов. Таким образом, вопрос о промышленной нефтегазоносности недр Амура-Зейского бассейна остался открытым [5], хотя ряд факторов все-таки позволяет в достаточной мере высоко оценивать его перспективы.

Литолого-геохимическими исследованиями [5] показано существование благоприятной геохимической обстановки накопления и преобразования верхнеюрско-меловых отложений, в результате чего органическое вещество, содержащееся в породах, могло производить углеводороды. Степень катагенеза пород благоприятна для эмиграции углеводородов. Имеются прямые признаки нефтегазопроявлений в скважинах. Полученные материалы позволяют предполагать наличие природных резервуаров, характеризующихся значительной мощностью и невысокими пластовыми давлениями.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Проведенное сравнение бассейнов Сунля и Амура-Зейского по комплексу геолого-геофизических параметров, основные из которых сведены в таблицу 2, позволило выявить черты сходства и различия этих бассейнов.

Сравнительная таблица основных параметров бассейнов Сунляо и Амуро-Зейского

Параметры	Сунляо	Амуру-Зейский
Площадь бассейна, км ²	260000	93000
Форма бассейна	Удлиненная в СВ направлении	Удлиненная в СВ направлении
Гравитационные аномалии, мГал	Положительные	Положительные
Магнитное поле	Дифференцированное, слабо положительное с СВ и субмеридиональными аномалиями	Дифференцированное мозаичного типа с малоинтенсивными полосовыми аномалиями ССВ простираения
Средние значения теплового потока, ЕТП	1,44	1,39
Средний геотермальный градиент, °С/км	42	38
Сейсмичность	Слабая	Слабая
Мощность земной коры, км	29—34	30—34
Синседиментационный магматизм	J ₃ —K ₁ умеренный	J ₃ —K ₁ сильный
Мощность осадочного выполнения, км	10	Около 5

Прежде всего следует подчеркнуть, что оба бассейна относятся к одному тектоническому типу интракратонных бассейнов комбинированного типа по Х. Клемме [30], характерные черты которого перечислены выше при описании бассейна Сунляо и подтверждаются данными таблицы 2.

Площадь Амуро-Зейского бассейна в два раза меньше бассейна Сунляо, однако согласно новейшим исследованиям осадочных бассейнов Мира, этот параметр не является решающим при оценке перспектив. Например, богатый нефтью бассейн Бохайвань на востоке Китая представляет собой множество (около 50) небольших впадин, группирующихся в более крупные прогибы, разделенные поднятиями [27, 28, 33]. И хотя стратиграфические разрезы и стадии развития бассейнов увязать при данном состоянии изученности трудно, общая тенденция существования областей длительного прогибания с набором благоприятных фаций и сохранением центров погружения в течение длительного времени при оптимальном климатическом режиме просматривается вполне отчетливо. В бассейне Сунляо это центральная часть бассейна, а в Амуро-Зейском бассейне — системы прогибов северо-восточного простираения: Лермонтовско-Белогорский, Поярково-Екатеринославский и, возможно, другие, менее изученные.

Бассейны отличаются интенсивностью седиментационного вулканизма. Ранее интенсивный вулканизм рассматривался как отрицательный фактор. Однако, на современном уровне наших знаний появились новые данные. Наиболее хорошо изучена роль вулканитов во впадине Цзиян бассейна Бохайвань [31, 33], самой богатой впадине бассейна по запасам и добыче нефти. Здесь бурением установлено, что мощность пластов вулканитов варьирует от первых метров до 200 м, а их количество изменяется от 53 до 188 в скважине при максимальной суммарной мощности вулканитов в 1138 м. Роль вулканитов многообразна: они способствуют созреванию органического вещества, играют роль резервуаров, покрывок, палеоподнятий. На Биньнанском нефтяном месторождении получены промышленные притоки нефти из базальтовых пород с высокой вторичной пористостью и трещиноватостью [31]. Пересмотрена в настоящее время роль вулканитов и в Западно-Сибирском бассейне.

И, наконец, о мощности осадочного выполнения, которая вдвое меньше в Амуро-Зейском бассейне. Здесь следует заметить, что осадочный чехол в наиболее глубоких частях впадин не пробурен и максимальная мощность его пока неизвестна. Несомненно, что мощность осадочного выполнения — важный фактор в оценке перспектив нефтегазоносности, но следует напомнить, что начальная глубина формирования нефти в бассейне Сунляо составляет 1100—1300 м [32].

При подведении итога проведенному сравнительному анализу двух бассейнов вывод о необходимости доизучения структуры Амуро-Зейского бассейна, и, особенно, наиболее глубоких его частей современными геолого-геофизическими методами при достаточном объеме бурения становится очевидным.

В заключение считаю своим приятным долгом выразить благодарность Международному научному фонду Сороса, предоставившему грант № RKG000 для проведения исследований по этой проблеме.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бернштейн Г.Л., Волохин В.С., Горбачев И.Ф. и др. Геологическая структура Зее-Буреинской впадины по результатам региональных геолого-геофизических работ // Геофизические исследования при решении геологических задач в Восточной Сибири. — М.: Недра, 1970. — С. 271—300.
2. Болотский Ю.Л. Новые данные о возрасте нижнецагаганской подсыты // Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и юга Дальнего Востока. — Хабаровск, 1990. — С. 250—251.
3. Геологическая карта Хабаровского края и Амурской области. Масштаб 1:500 000. Объяснительная записка / Мингео РСФСР; ПГО Дальгеология. — Хабаровск, 1983.
4. Горбачев И.Ф. Геологическое строение и сравнительная характеристика перспектив нефтегазоносности Зее-Буреинской и Суйфунской впадин: Автореф. канд. дис. — М., 1969.
5. Горбачев И.Ф., Петухов А.В., Тараненко Е.И., Трофимук А.А. Нефтегазоносные бассейны Монголо-Маньчжурской платформы (Зее-Буреинский нефтегазоносный бассейн) // Нефтегазоносные бассейны Дальнего Востока СССР (под ред. А.А. Трофимука). — М.: Недра, 1971. — С. 42—52.
6. Камаева А.М. Новые данные по стратиграфии позднемеловых и палеогеновых отложений Зейско-Буреинской впадины // Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и юга Дальнего Востока. — Хабаровск, 1990. — С. 254—255.
7. Кириллова Г.Л., Турбин М.Т. Типы мезозойских структур юга Дальнего Востока // Тектоника Сибири. Т. X. — Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1979. — С. 86—89.
8. Красный Л.И., Вольский А.С., Сидоров Ю.Ф. Геология Приамурья — ключ к познанию структуры центральной части Восточной Азии // Региональная геология и металлогения. — 1993. — № 1. — С. 4—52.
9. Лишевский Э.Н. О строении поверхности фундамента Нижне-Зейской впадины // Геотектоника. — 1968. — № 5. — С. 62—71.
10. Малышев Ю.Ф., Липина Е.Н. Геотермические характеристики структурных элементов земной коры Восточной Азии и их связь с глубинным строением // Тихоокеан. геология. — 1994. — № 1. — С. 13—28.
11. Милановский Е.Е. Рифтовые зоны континентов. — М.: Недра, 1976.
12. Осадочные бассейны Дальнего Востока СССР и перспективы их нефтегазоносности. — Л., Недра, 1987.
13. Павлов М.А., Кирьянова В.В. К вопросу о стратиграфии Хингано-Олонойской вулканической зоны // Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и юга Дальнего Востока. — Хабаровск, 1990. — С. 234—235.
14. Пан В.П., Сорокин А.П. Геотектонический режим формирования меловых — неогеновых угленосных отложений чехла Амуро-Зейской депрессии // Осадочные формации нефтегазоносных областей Дальнего Востока / ДВНЦ АН СССР. — Владивосток, 1975. — С. 129—137.
15. Сорокин А.П. История геолого-геоморфологического развития Зее-Буреинской впадины в мезозое и кайнозое: Автореф. канд. дис. — Владивосток, 1972.
16. Сорокин А.П., Пан В.П. Определяющая роль тектонических движений в формировании и развитии гидросети (на примере Амуро-Зейской депрессии) // Осадочные формации нефтегазоносных областей Дальнего Востока / ДВНЦ АН СССР. — Владивосток, 1975. — С. 108—119.
17. Сорокин А.П., Сидоров Ю.Ф. Особенности кайнозойского осадконакопления в пределах Амуро-Зейской плиты // Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и юга Дальнего Востока. — Хабаровск, 1990. — С. 271—272.
18. Сорокин А.П., Худяков Г.И. Особенности мезозойского и кайнозойского осадконакопления в Амуро-Зейской впадине // Геоморфоструктура Дальнего Востока. — Владивосток, 1978. — С. 12—34.

19. Тимофеев А.А. Стратиграфия, литология и условия формирования мезозойских отложений Зее-Буреинской впадины в связи с поисками нефти и газа: Автореф. канд. дис. — Томск, 1966.
20. Толковый словарь английских геологических терминов. Т. 3. — М.: Мир, 1979.
21. Ходак Ю.А., Сунь Шу. Главнейшие структуры Северо-Востока Китая и сопредельной территории Советского Дальнего Востока // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1961. — № 10. — С. 97—110.
22. Хоменко Р.Т., Жилич Я.Н. Новые данные об объеме, возрасте Ушумунского прогиба // Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и юга Дальнего Востока. — Хабаровск, 1990. — С. 171—172.
23. Шарудо И.И., Москвин В.М. Литолого-фациальный состав и условия накопления верхнемезозойских континентальных отложений Амуро-Зейской площади. — Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1968.
24. Шатков Г.А., Бабаев А.О., Максимовский В.А., Пуринг В.В. Тафрогенный комплекс Амуро-Зейской депрессии и перспективы его рудоносности // Тихоокеан. геология. — 1984. — № 3. — С. 54—67.
25. Chen Peiji. Timing of displacement along the Tancheng-Lujiang fault zone and the migration of Late Mesozoic volcanism in Eastern China // The Tancheng-Lujiang Wrench Fault System. Ed. by Xu Jiawei. — Beijing: Science Press, China and Pergamon Press plc., 1989. — P. 106—111.
26. Geological map of Heilongjiang province. Sc. 1:1 000 000. Explanat. note / Compiled by Bureau of Geology and Mineral Resources of Heilongjiang province. — China Geol. Map Printing House, 1990.
27. Hsü K.J. Origin of sedimentary basins of China // Chinese Sedimentary Basins. — Elsevier Science Publ. B.V., 1989. — P. 207—227.
28. Hu J., Xu S., Tong X., Wu Y. The Bohai bay Basin // Ibid. — P. 89—105.
29. Kirillova G.L. Mesozoic-Cenozoic intracratonic rift basins of Eastern China: structure and evolution // Abstract of L.P. Zonenshain memorial conference on plate tectonics. Moscow, November 17—20, 1993. — Geomar, Kiel, Germany, 1993. — P. 79.
30. Klemme H.D. Giant oil fields related to their geological setting // Bull. Can. Pet. Geol. — 1975. — V. 23, N 1. — P. 30—36.
31. Liu Zerong, Xin Quanlin, Wang Yongjie et al. Formation condition and distribution regularities of oil-gas pools in Tertiary volcanic rocks in the western part of the Huimin depression // Acta Geologica sinica. — 1988. — V. 62, N 3. — P. 210—222.
32. Ma Li, Yang Jiliang, Ding Zhengyan. Songliao Basin — an Intracratonic continental sedimentary basin of combination type // Chinese Sedimentary Basins. — Elsevier Science Publ. B.V., 1989. — P. 77—87.
33. Qan Kai, Chen Yunlin. Ассоциации залежей нефти и газа и условия формирования крупных и средних месторождений нефти во впадине Цзянь // Шию юй гтяньжяньци дичжи, Oil and Gas Geol. — 1987. — V. 8, N 4. — P. 339—351.
34. Tian Zai-Yi, Han Ping, Xu Ke-Ding. The Mesozoic-Cenozoic East China rift system // Tectonophysics. — 1992. — V. 208. — P. 341—363.
35. Zhao Chuanben, Gao Ruiqi. The study of sporopollen stratigraphy and the paleoclimate in Cretaceous formation in Songliao basin, China // Origin, sedimentation and tectonics of Late Mesozoic to Early Cenozoic sedimentary basins of the Eastern margin of the Asian continent. — Fukuoka, Japan, 1991. — P. 64—65.
36. Zhou Zhennan, Qiu Songyu, Huang Changnian. Songliao Basin // Stratigraphic correlation between sedimentary basins of the ESCAP region. V.X. — People's Republic of China; United Nations. — New York, 1985. — P. 13—23.

ИТиг ДВО РАН
Хабаровск

Поступила в редакцию
14 июня 1994 г.

G.L. Kirillova

COMPARATIVE CHARACTERISTICS
OF EAST ASIAs INTRACONTINENTAL RIFT BASINS:
SONGLIAO AND AMUR-ZEYSKY

Comparative analysis of the stratigraphic cross-section, peculiar traits of sedimentation and paleogeography, the role of the volcanism, tectonic nature and evolution of the Songliao oil- and gas-bearing basin with high potential and the Amur-Zeysky basin with vague prospects for hydrocarbon discovery has been carried out. Based on the comparison of the geological-geophysical data, the monotypic tectonic nature of the basins belonging to the intracratonic basins of the combination type has been confirmed. They are quite similar to the North Sea basin and the West Siberian basin (Klemme's classification). Favourable and unfavourable premises of the presence of oil and gas of the Amur-Zeysky basin have been analyzed. This gives an opportunity to estimate favourably at a regional level prospects for the discovery of the hydrocarbon deposits but not such giant as in the Songliao basin where there existed unique conditions for the generation of hydrocarbons and their preservation.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И СТРАТИГРАФИЯ НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОГО ПРИМОРЬЯ

Предпринята попытка рассмотреть некоторые спорные вопросы стратиграфии нижнего мела юга Приморья с седиментологических позиций, акцентируя внимание на событиях, вызывающих изменения условий осадконакопления и изменения биоты в разрезах никанской и коркинской серий.

Из многочисленных изменений среды обитания меловой биоты, изучаемых в рамках проекта 350, наибольшего внимания заслуживают те, которые сопровождались существенными преобразованиями структурно-текстурных и вещественных свойств отложений, вмещающих ориктоценозы. С такими явлениями связаны некоторые спорные вопросы стратиграфии нижнемеловых отложений юга Приморья. Последние издавна привлекали внимание из-за промышленной угленосности и оказались лучше других изученными, что позволяет во многих случаях рассматривать их разрезы как стратотипы.

Настоящее сообщение являет собою попытку взглянуть на некоторые из таких вопросов "унифицированных схем" с седиментологических позиций, опираясь на реальные геологические разрезы.

Никанская серия. В наложенных прогибах юга Приморья выделяются две литологически разнотипные толщи мела: нижняя — преимущественно аркозового состава, местами с участием вулканогенного материала, сероцветная, иногда существенно угленосная; верхняя — полимиктового состава с постоянным присутствием пирокластики, красноцветная (пестроцветная).

В нижней известны многочисленные остатки ископаемых растений — папоротников, цикадофитов, хвойных, наиболее древних покрытосеменных и др. Помимо растений обнаружены остатки ископаемой фауны, обитавшей в морских и в разной степени опресненных водах, — пелеципод, гастропод, радиолярий, фораминифер, остракод, филлопод, рыб. В верхней органические остатки практически отсутствуют за исключением редких находок, стратиграфическая привязка которых иногда вызывает сомнение.

Обоснование возраста этих толщ дадим ниже, а сейчас отметим, что нижняя, выделенная вначале А.Н. Криштофовичем как никанский ярус, содержащий одноименный комплекс флоры, впоследствии стала именоваться никанской серией. Верхняя имела различные названия (непродуктивная, туфогенная толща), но затем получила известность как коркинская серия (свита).

Из-за того, что никанская серия изучалась больше всего на угольных месторождениях, где ее обычно представляют угленосные разрезы, в некоторых случаях стали отождествляться сами понятия "угленосные" и "никанские" отложения. Это не соответствует первоначальному понятию никанского яруса в качестве типичной флороносной толщи, представленной как угленосными, так и не содержащими угля разрезами. Данное положение было учтено В.А. Красиловым [12] при разработке стратиграфической схемы меловых отложений, которая не утратила своего значения и сегодня.

Наиболее широко распространены и полно представлены никанская и коркинская серии в крупном прогибе на юге Приморья (рис. 1, А), протягивающемся от восточного побережья изголовья Уссурийского залива до р. Партизанская (бывшее название р. Сучан). В бассейне последней находится одноименное каменноугольное месторождение. Никанский комплекс отложений с признаками угленосности издавна известен на обширной площади к западу от этого месторождения, которая оценивалась в качестве перспективной на уголь [4, 6]. Результаты бурения на ней двух опорных скважин

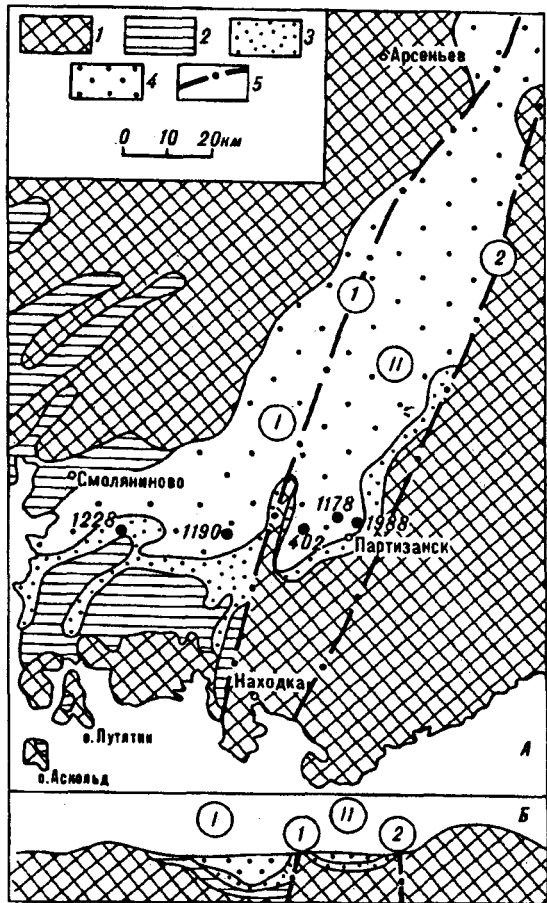


Рис. 1. Формационно-тектоническая схема Южно-Приморского прогиба (А) и разрез через структуру прогиба (Б). 1 — фундамент и палеозойский осадочный чехол; 2 — триасовые и юрские эпигерсинские морские отложения; 3 — никанская серия — континентальная и прибрежно-морская моласса; 4 — коринская серия — красноцветная моласса наложенных прогибов; 5 — основные долгоживущие разломы (цифры в кружках): 1 — Западно-Сучанский, 2 — Арсеньевско-Партизанский. Римские цифры в кружках: I — Суходольская (Западно-Сучанская), II — Партизанская (Сучанская) структурно-фациальные зоны.

(1228 и 1190 — см. рис. 1, А) показали, что промышленная угленосность здесь отсутствует.

Автором [17] было показано, что различие в характере угленосности никанских отложений восточной и западной частей прогиба обусловлено различными палеотектоническими, а следовательно, фациально-седиментационными условиями, которые в восточной части способствовали интенсивному угленасыщению никанского разреза, а в западной были для углеобразования неблагоприятными.

Долгоживущий субмеридиональный Западно-Партизанский разлом разделял еще с конца палеозоя обширный прогиб на два тектонических

блока, две структурно-фациальные зоны — восточную, Партизанскую, и западную, Суходольскую, история развития которых, отражавшаяся на характере осадконакопления, была различной. В Партизанской осадкообразование осуществлялось на фоне дифференцированных движений отдельных тектонических блоков, создававших отличия и частую смену фациальных обстановок, отражавшихся в ритмике угленосных толщ. Суходольская зона в целом отличалась устойчивым погружением, компенсируемым осадконакоплением. Образованию никанских отложений предшествовали триасовые и юрские (см. рис. 1, Б), последние в осевой зоне прогиба практически не отличаются от никанских.

Все вместе взятое предопределило различие в палеофациальных обстановках формирования никанской серии в Суходольской и Партизанской зонах. В последней оно происходило в условиях достаточно расчлененного палеорельефа (на раннем этапе формирования толщ) и приморской выположенной равнины (паралитическое углеобразование) на завершающем этапе. В Суходольской обстановке осадкообразования была значительно более устойчивой и определялась условиями опресненных водоемов. Последние пришли на смену приморской заболоченной равнине и в Партизанской зоне.

На Партизанском месторождении издавна выделялись две толщ — нижняя, продуктивная (угленосная), иногда также называвшаяся сучанской толщей, свитой, и верхняя, непродуктивная. Продуктивная угольщиками условно подразделялась также на свиты, выделяемые по наличию или отсутствию пластов угля, причем появление или выклинивание угольных пластов при их прослеживании по простиранию вынуждало соответственно трансформировать эти «угольно-стратиграфические» построения. В таком

виде они были включены в "унифицированные" схемы [23, 24], лишь вместо сучанской толщи появилось название сучанская серия, по объему и месту в разрезе заменившая никанскую серию.

Против такого бездумного искоренения никанской серии выступали Б.А. Иванов [10] и В.А. Красилов [12]. Последний писал: «... это название (никанская серия — Ф.Л.) получило широкое распространение в работах советских и зарубежных геологов и палеонтологов. Нам представляется совершенно необоснованной предпринятая в последнее время попытка заменить это привычное название термином "сучанская серия"» (с. 11).

Данное мнение разделялось многими геологами (в том числе автором настоящей статьи), проводившими в этих районах геологическую пятидесяти тысячную съемку, в результате чего сучанская серия вновь была названа сучанской свитой, что более соответствовало отличительным признакам и объему этого стратиграфического подразделения, а прежние свиты, выделенные по "угольному" признаку, естественно, перешли в ранг подсвит.

Помимо сучанской, была также выделена согласно залегающая на ней френцевская свита [10, 15]. Основным смысл ее выделения в том, что в разрезе континентальных угленосных отложений появляются слои с морской фауной, постепенно сменяющиеся фауной опресненных водоемов. Естественно, что горизонт, содержащий слои с морской фауной (иногда называемый "надвеликановским" по прежнему названию верхнего пласта угля, над которым она была найдена) и являющийся маркирующим при геологическом картировании, распространен не повсеместно, однако фациально-литологические характеристики отложений нижележащей и вышележащей частей разреза различны. Первая представлена преимущественно пролювиально-аллювиальными, реже — озерно-болотными комплексами, тогда как вторая — прибрежно-морскими и озерно-лагунными. В них же происходят и некоторые видоизменения состава флоры [27, 28], к чему мы еще вернемся.

В районе г. Партизанска в основании френцевской свиты преобладают разнозернистые песчаники с остатками тригониид и другой морской фауны ("тригониевые слои"), на которых залегают песчаники с прослоями алевролитов, иногда — пластами угля. Здесь же наблюдаются прослои устричного ракушняка, по простиранию и вверх по разрезу сменяющиеся фауной опресненных водоемов. Последняя типична для вышележащей толщи чередования песчаников и алевролитов, сменяющейся специфической толщей алевролитов и аргиллитов черного цвета с многочисленными остатками филлопод ("эстериевые слои"). Венчается разрез переслаиванием мелкозернистых песчаников и алевролитов зеленых тонов окраски, причем вверх по разрезу роль песчаников увеличивается.

В Суходольской зоне явно морская макрофауна во френцевской свите не обнаружена (отмечены лишь фораминиферы [6]), ее место в разрезе занимает менее характерный горизонт с представителями фауны опресненных водоемов. В разрезе сохраняются литологические особенности отложений, отмеченные в разрезе френцевской свиты Партизанской зоны (толща разнозернистых песчаников, черных алевролитов, толща зеленых песчаников и алевролитов, "эстериевые слои" и пр.).

Эта специфика френцевской свиты не принимается во внимание В.П. Коноваловым [11], поскольку он считает френцевскую свиту подсвитой северосучанской свиты (последняя, напомним, выделялась по "угольному" признаку). По его мнению, френцевская свита "... не отвечает требованиям, предъявляемым к свите, так как нижняя граница четко отбивается только в бассейне р. Сучан, а на остальной территории ее провести невозможно" (с. 24).

Всем известно, что "угольный" принцип выделения свит реализуется только на Партизанском месторождении и лишь при *полном вскрытии* разреза, в других районах они выделялись условно. Точно также условно выделяется северосучанская свита. Там же, где она устанавливается четко, не менее четко отмечается и появление френцевской свиты. И наоборот, во всех остальных районах распространения никанских отложений, где можно

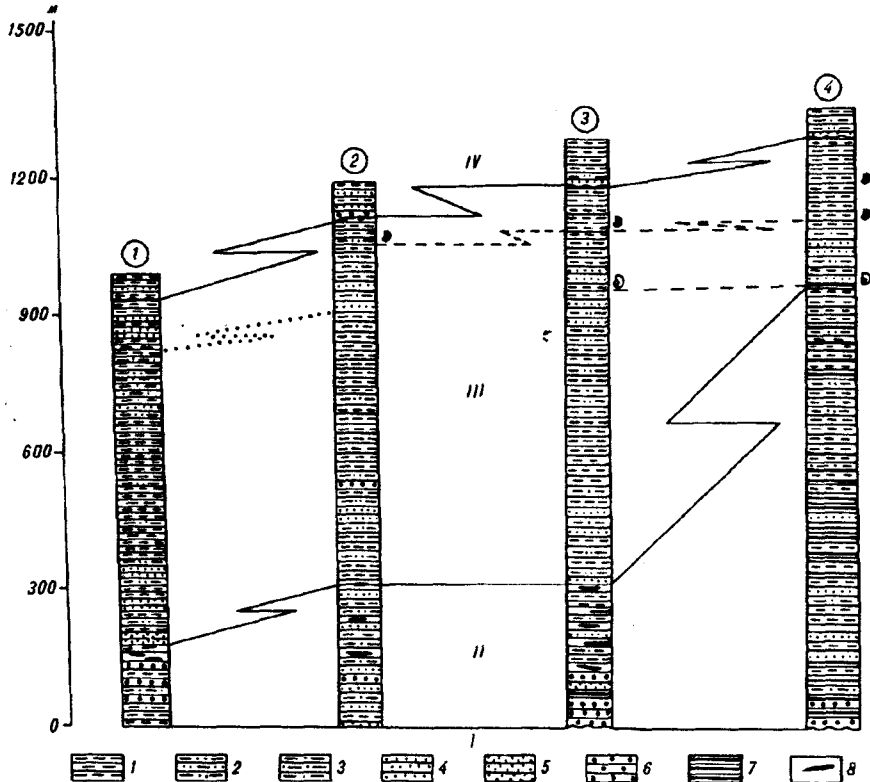


Рис. 2. Сопоставление опорных разрезов Суходольской и Партизанской структурно-фациальных зон.

1 — алевролиты и аргиллиты; 2-5 — песчаники: 2 — алевроитовые и тонкозернистые, 3 — мелкозернистые, 4 — среднезернистые, 5 — крупно- и грубозернистые; 6 — гравелиты и конгломераты; 7 — уголь; 8 — углепроявления (включения угля, углистые аргиллиты). Цифры в кружках — опорные разрезы: 1 — по скв. 1228, бассейнам рек Суходол и Лабога; 2 — по скв. 1190, району "Фанз" и верховьям кл. Тигровый; 3 — скв. 402, бассейнам ключей Френцевский, Большой и Малый Липовые; 4 — скв. 1178, 1988 и бассейнам ключей 1-, 2- и 3-я Каменка. Римские цифры: I — дониканские отложения; II, III — никанская серия: II — сучанская свита, III — френцевская свита; IV — коржинская серия. Сплошные линии — границы свит, крупный значок ископаемой фауны — комплекс "надвеликановского" горизонта, мелкий значок — солоновато-водная фауна, штриховые линии — корреляция фаунистических горизонтов, пунктир — корреляция обобщенных горизонтов солоновато-водной фауны в Суходольской зоне.

лишь ориентировочно наметить "угольные" границы (даже с помощью канав и шурфов), френцевская свита распознается достаточно хорошо по отличительным признакам ее литологических разностей.

Не будь этого, френцевскую свиту нельзя было бы опознать при картировании, однако она выделяется почти на всех геологических картах тех районов юга Приморья, где имеет распространение. В.П. Коновалов и сам отличал в поле и "тригоניים" слои, и толщу "черных алевролитов", и другие характерные толщи френцевской свиты. Эти же толщи ("разнозернистых песчаников", "черных алевролитов") отчетливо прослеживаются вплоть до восточного побережья Уссурийского залива. Что же касается того, что "... френцевскую подсвиту можно выделить только в бассейне р. Сучан, а на остальной территории, где северосучанская свита не угленосна и не содержит морской фауны, ее выделить невозможно" [Там же], то на самом деле все обстоит наоборот: не френцевскую, а северосучанскую свиту невозможно выделить нигде, кроме Партизанского месторождения, поскольку в разрезе исчезают формальные критерии выделения последней — маркированные пласты угля. В качестве примера можно сослаться хотя бы на опорный разрез (рис. 2), составленный по скв. 1228, горным выработкам и обнажениям прилегающего района. Хотя здесь и отмечены отложения со следами угленосности, определить, с какой частью разреза угленосных отложений Партизанского месторождения их следует сопоставлять, невозможно, поэтому они и

относились угольщиками просто к сучанской свите, более подробно не расчленяясь.

И, наконец, основное обстоятельство, не позволяющее рассматривать френцевскую свиту в качестве подбиты северосучанской, — френцевская свита фациально замещает не только “северосучанскую” часть угленосного разреза, но и какие-то его нижележащие слои (часть получается больше целого). В этом нетрудно убедиться, если обратиться к профилю, составленному по подобным опорным разрезам (см. рис. 2).

Возраст никанской серии сначала был определен по комплексу флоры как позднеюрский, а затем — вельдский, характеризующий слои, поднимающиеся по разрезу до апта — альба, а своими низами еще принадлежащие поздней юре [27]. Такое “омоложение” никанской флоры произошло после того, как в 1928 г. М.А. Павлов в долине р. Малая Сица обнаружил в кровле пласта “Великан”, венчавшего в то время разрез угленосных отложений, горизонт с фауной морских и солоновато-водных моллюсков (“надвеликановский”), а в почве пласта — отпечатки первых примитивных двудольных, определенных А.Н. Криштофовичем как *Agalia lucifera* sp. nov. (позднее — *A. lucifera* Krysh.) [14]. Именно эти слои и были приняты за основание френцевской свиты.

Слои с *Agalia* А.Н. Криштофович отнес к апту, хотя в то время несомненных отпечатков листьев из аптских слоев не было известно, в неокоме и барреме были описаны лишь весьма сомнительные двудольные. Сочетание *Agalia* с другой никанской флорой, в том числе не отличающейся от юрских форм, побудило А.Н. Криштофовича считать *Agalia* древнейшим представителем двудольных не только в Приморье, на Дальнем Востоке или в Азии, но и во всем мире, считая современными этой находке лишь аптские древесины зеленых песков Англии.

Десятилетием позже в долине р. Каменка, притоке р. Малая Сица, В.Н. Верещагин обнаружил остатки двудольного растения, определенного А.Н. Криштофовичем как *Cissites prodromus* Krysh. [12]. В 1958 г. автор настоящей статьи собрал в долине р. Третья Каменка отпечатки растений, среди которых С.И. Неволина и М.П. Борсук определили *Agalia lucifera* Krysh. и *Onychiopsis elongata* (Geyl.) Yok. [15]. Помимо указанных, были найдены отпечатки других двудольных, по крайней мере, еще двух видов, к сожалению, оставшиеся не определенными. Первый напоминал М.А. Борсук *Cissites*, второй мог быть новым видом. В этом же местонахождении В.П. Коновалов затем нашел, а В.Н. Красилов определил и *Aralia lucifera* Krysh., и *Cissites prodromus* [11, 12].

По своему положению в разрезе двудольные с р. Каменка находятся значительно выше первой *Agalia*, собранной в основании френцевской свиты, по нашему расчету, примерно, в 600—700 м, т.е. в верхах свиты, и уж заведомо выше “надвеликановского” и иных горизонтов с фауной, возраст которой определялся различно. По филлоподам из горизонта черных алевролитов (сборы В.А. Вахромеева и В.П. Коновалова) Н.И. Новожилов определил просто верхи нижнего мела, фауну опресненных водоемов А.А. Якушина относил к апту — альбу, тригонииды из горизонта с морской фауной В.П. Коновалов рассматривает как альбские [11]. По мнению М.А. Борсук, найденная нами *Agalia* в сочетании с *Onychiopsis elongata* (Geyl.) Yok., который появляется во флорах позднеюрского времени, не противоречат представлениям А.Н. Криштофовича об аптском возрасте вмещающих отложений, т.е. верхней части никанской толщи.

В свете изложенного не совсем понятно, почему “на Дальнем Востоке первые достоверные покрытосеменные были установлены в раннем альбе” [21. С. 120], так же, как и допущение о том, что “возможно, покрытосеменные появились в Северном Сучане значительно раньше, в апте, как это установлено для отложений Атлантического океана и его побережий” [Там же. С. 121]. Неужели в поисках одновременных биоценозов покрытосеменных необходимо обращаться так далеко, да еще в совершенно иную палеобиогеографическую область, когда буквально рядом находится свой, пусть

эндемичный, но все же устойчивый (судя по выдержанности во времени) аптский биотип с *Agalia*?

Итак, вряд ли верхняя возрастная граница никанской серии может быть моложе альба, более приемлема мысль о том, что развитие серии было завершено в альбе, причем, вероятно, далеко не позднем.

Перейдя к определению нижней границы никанской серии, мы неожиданно для себя обнаруживаем, что этот вопрос, считавшийся уже длительное время достаточно ясным, сегодня таковым не является. Напомним, что представления А.Н. Криштофовича о возможных "позднеюрских корнях" никанского яруса, казалось бы, окончательно были отвергнуты после открытия В.Н. Верещагиным [5] в верховьях бассейна р. Партизанская размыта и углового несогласия, с которым угленосные отложения никана залегают на подстилающих морских (с бухиями) отложениях валанжина.

Существовало, правда, и иное мнение [6] о том, что угловое несогласие на границе валанжина и никана отсутствует, а следовательно, отсутствуют и послеваланжинская складчатость [3, 10], глубокий размыв образовавшихся складчатых структур, т.е. значительный перерыв в осадконакоплении между этими образованиями. Основанием для таких соображений помимо сомнений в угловом несогласии между валанжинскими и никанскими отложениями были также черты сходства их разрезов, так как помимо морских в валанжине известны и континентальные, в том числе и с углепроявлениями. Валанжинские и никанские отложения содержат, по [28], сходные комплексы растительных остатков.

В этой связи отметим, что В.А. Красилов [12], отмечая появление покрытосеменных в верхах никанских отложений, тем не менее не видел основания для выделения в никанской флоре разновременных комплексов. Б.М. Штемпель и З.И. Вербицкая [28] еще до окончания обработки огромного материала по никанской флоре, представленного отпечатками растений и палинологическими пробами, заявляли о существовании в южном Приморье трех флористических горизонтов. Видовые составы верхнего и нижнего горизонтов отличаются настолько, что позволяют распознавать их как два различных флористических комплекса. Для нижнего, приуроченного к нижней части угленосного разреза, они сохранили название никанского; для верхнего, отвечающего верхней части разреза, предложили название бохайского. Мимоходом отметив, что эти представления лишней раз подчеркивают специфику биоты френцевской свиты, остановимся на другом. Никанская флора, по [28], ничем не отличается от сборов из валанжинских отложений, в которых этими авторами отмечается смена фаций открытого моря (с бухиями) солоновато-водными, а затем континентальными, содержащими растительные остатки и углистые прослойки.

Таким образом, если не принимать во внимание наблюдение углового несогласия на границе валанжина и никана, к которому мы еще вернемся, создается впечатление, что в районах северного Сучана (верховья бассейна р. Партизанская) разрез никанских угленосных отложений может начинаться с валанжина или (учитывая, что во времена Б.М. Штемпеля берриас не выделялся) с берриаса, поскольку берриасом стали впоследствии датироваться слои, описанные им как валанжин-готеривские, с так называемой сибайгинской флорой. Последняя сопоставляется с флорой из морских отложений берриаса и считается отличной от других ископаемых флор, известных в Приморье [12].

Это впечатление как будто бы находит подтверждение в новых находках берриасской флоры в основании угленосного разреза все в тех же верховьях р. Партизанская [21], хотя не все здесь достаточно ясно. Так, например, смущает то, что, выделяя древний алексеевский (берриасский) комплекс флоры, авторы [21] забыли упомянуть о том, что всего лишь два вида (*Dictiozamites cf. falcatus* (Morris) и *Nilssonia shaumburgensis* (Dunk.) Nath.) являются в нем общими с сибайгинским (берриасским) комплексом, с которым он обнаруживает, по [21], "наибольшее сходство". Еще большие сомнения вызывает позднеберриас-раннеготеривский возраст так называемо-

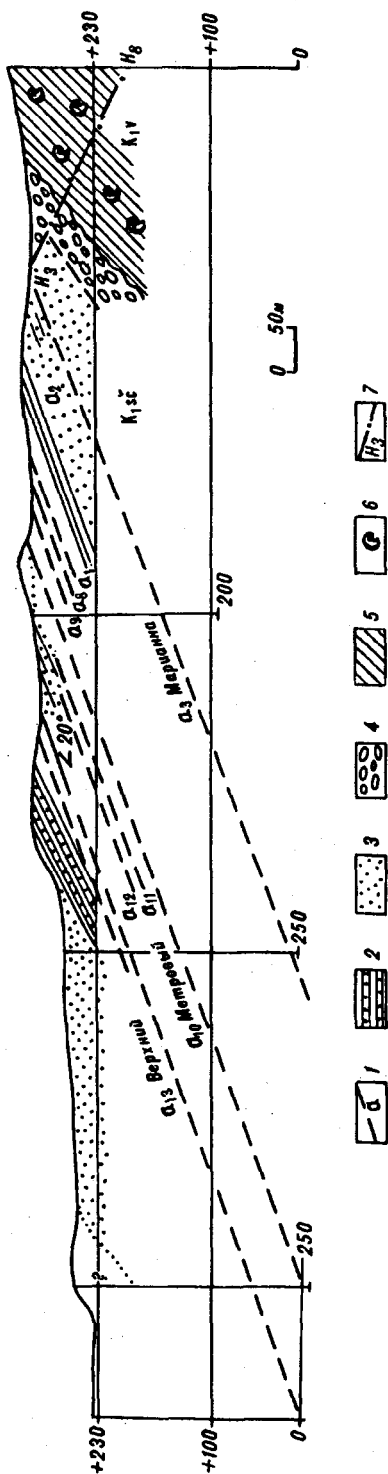


Рис. 3. Геологический разрез по Ключевскому угольному поисково-разведочному участку (составил М.К. Фесенко, 1940 г.). Контакт валанжинских слоев (K₁V) и сучанской свиты (K₁C).
 1 — пласты угля и их обозначение, 2 — алевролиты, 3 — аргиллиты, 4 — разнозернистые песчаники, 5 — конгломераты и гравелиты, 6 — наклон поверхности напластования валанжинских отложений, 7 — ископаемая фауна, 7 — срез плоскости нарушения.

го капреевского комплекса флоры, который, по мысли авторов, сходен с таковым ключевской свиты, при этом делается ссылка на работу [12]. Если сопоставить список растений капреевского комплекса с перечнем растений из валанжинских отложений, приведенным в [12, табл. 4], то, как и в предыдущем случае, обнаруживается всего лишь два общих вида — *Alsophilites nipponensis* (Oishi) Krassil и *Coniopteris burejensis* (Zal.) Sew, причем оба достаточно широко представлены в разных ярусах нижнего мела Южного Приморья.

Таким образом, вывод о сходстве "общих таксономических составов" капреевского и валанжинского флористических комплексов не совсем понятен и не убеждает в правомерности выделения новых свит. Столь же неубедительно представление о одновременности сергеевского (цикадофитового) и молчановского (папоротниково-хвойного) флористических комплексов. Даже непрофессиональное сопоставление списков форм сергеевского комплекса с упомянутым перечнем ископаемых растений Южного Приморья показывает, что "общий таксономический состав" сергеевского комплекса, как и молчановского, отвечает апту, а не баррему (позднему готериву — баррему), как это утверждают авторы [21]. Отчетливые же отличия палеобиоценозов могут быть связаны с палеоэкологическими причинами.

Итак, вновь возвращаемся к кардинальному вопросу: существует ли принципиальное угловое несогласие, отсекающее историю морского (берриасского, валанжинского) осадкообразования от континентального, угленосного (никанского, сучанского, баррем-альбского)?

Контакт валанжина и сучана (так будем именовать эти образования) вскрыт многими горными выработками в бассейнах ключей Александровский и Контактный. Достаточно полное представление о его характере дает разрез

по линии канав, сделанный Ф.К. Фесенко (1940 г.) при проведении здесь поисково-разведочных работ на уголь (рис. 3).

Рисуемое на разрезе расхождение в углах наклона сучанских и валанжинских отложений в натуре выглядит не совсем так. То есть ориентация сучанских отложений совпадает с показанной на разрезе, тогда как отсутствие выдержанных прослоев среди толщи разнотернистых валанжинских песчаников не позволяет однозначно определить наклон и направление их напластования. Ориентировка по "струям" ископаемой фауны, сосредоточению мелкого детрита как будто бы не противоречит представленной на рисунке.

Таким образом, в этом "эталонном" разрезе четко и несомненно фиксируется лишь размыв, по своему характеру принципиально не отличимый от иных, во множестве установленных как в низах никанских отложений, так и выше по разрезу. Подобные размывы (с перестройкой ориентации напластования одновозрастных, но разделенных слоем перемытого материала отложений) наблюдаются в приурезовых (литоральных и супралиторальных) обстановках у берегов современных приливных морей с высокой амплитудой приливно-отливных явлений, особенно в фазу сизигия. В прошлом существовали резонансные приливы, амплитуды которых превышали современные в десятки раз [9]. Поскольку с последними связывается ритмичное строение угленосных толщ, не исключено, что и данный размыв был обусловлен высокоамплитудным древним приливом.

Следовательно, даже этот детально изученный контакт не позволяет однозначно утверждать, что здесь установлено угловое несогласие, как и перестройка палеоморфоструктур, между валанжинским и никанским осадкообразованием. Наоборот, соображения, высказанные в [21, 28], не позволяют исключать возможность начала формирования никанской серии, по крайней мере, с самых низов мела (берриаса).

Интересно отметить, что нижнемеловое углеобразование имело много сходных черт в наложенных прогибах Дальнего Востока — Амуро-Зейском, Буреинском и Южно-Приморском. Особенно близки условия двух последних, при этом в Буреинском формировании угленосной формации началось с самых низов мела, наследуя обстановки поздней юры [22]. Напомним, что подобное же унаследование осадкообразования от поздней юры к раннему мелу можно предполагать и в приосевой части Суходольской зоны, где в скважине 1288 (см. рис. 1, А) вскрыты литологически однотипные и согласно залегающие морские (с аммонитами) юрские и перекрывающие их никанские отложения.

Устойчиво сохранялись морские условия осадкообразования от поздней юры и почти до конца раннего мела и в западном Сихотэ-Алине (Бикинская зона).

Коркинская серия. Изучена несравненно хуже, чем никанская. В литологическом отношении в верхней толще отмечается повышенная туфогенность, в нижней части разреза (в Суходольской зоне) появляются своеобразные туфогенные песчаники, при выветривании приобретающие пятнистую окраску ("узор"). Здесь же значительно меньше пестроокрашенных тонкозернистых разностей, преобладают серые и зеленовато-серые тона.

"Узорчатые" песчаники ограничены в своем распространении, к востоку сменяясь "неузорчатыми" разностями. С исчезновением "узорчатости" исчезает и надежный критерий выделения так называемой кангаузской свиты — в Партизанской зоне кангаузская свита выделяется только условно, в тех случаях, когда в основании коркинской серии резко уменьшается количество пестроцветных разностей, преобладающих выше.

Пестроцветностью отличаются тонкозернистые песчаники, алевролиты и аргиллиты, значительно реже — более грубозернистые разности. Характерна вишневая, шоколадная, сургучно-красная и фиолетово-красная окраска пород. Наряду с красными и бурыми встречаются зеленые, зеленовато- и голубовато-серые цвета. Песчаникам больше свойственны охристо-желтые, белесо-желтые, палево-желтые и бурые, реже зеленовато-серые цвета. Изредка встречаются грубообломочные (конгломераты и гравелиты) разности

тех же тонов окраски, что и алевролиты. Последние известны главным образом в бассейне р. Мельники (правый верхний приток р. Партизанская) и выделялись как дадяншаньская свита, залегающая на коркинской серии.

Изучение состава и текстурных особенностей этих грубообломочных разностей, их соотношения с вмещающими отложениями позволяет однозначно рассматривать их в качестве комплекса русловых фаций коркинской серии, а не как иную по возрасту свиту [18]. Представление о ее залегании с размывом на коркинской серии появилось в результате наблюдения вреза грубообломочных разностей русловых фаций в более тонкозернистые отложения коркинской серии. Последние иногда отражают условия неглубоких и часто пересыхающих водоемов, при этом тонкое чередование разноцветных пестроокрашенных алевролитов и тонкозернистых песчаников свидетельствует о частой смене окислительных и восстановительных сред.

Несмотря на все сказанное, в “унифицированных схемах” [24] осталась дадяншаньская свита с более чем вдвое увеличенной (по сравнению с реальным) суммарной мощностью разреза, в котором коркинская серия сверху надстраивается дадяншаньской свитой.

Воссоздание условий образования коркинской серии в Партизанской зоне показывает, что на месте приморской низменности, существовавшей на заключительных этапах формирования никанской серии, возникла предгорная аллювиальная равнина, разгружавшаяся палеоводотоком 5—7 порядка. Были устроены области его питания и разгрузки, показавшие кардинальную перестройку палеоморфоструктур юга Приморья на рубеже позднего никана — коркинской свиты. Удалось выделить также изголовье древнего морского залива, который со стороны современного залива Петра Великого глубоко врезался в гористую сушу, являвшуюся водоразделом между указанным заливом и обширной долиной упомянутого крупного палеоводотока [18]. Свидетельством глубокого проникновения с юга морских вод в район современного бассейна р. Партизанская являются и так называемые “иноцерамовые слои”, описанные в Романчуковой пади [8]. Удалось определить [18], что в данном случае мы имеем дело с реликтом древнего пляжа, индикатором которого является типичная текстура “раковинной мостовой”. В окончательном заключении иноцерам описан В.Н. Верещагиным и В.П. Коноваловым как *Inoceramus concentricus* Park., что датирует вмещающие отложения альбом. Следовательно, он может быть возрастным аналогом “надвеликановского” горизонта, однако ни в одних сборах ни этот, ни другие виды иноцерамид в Партизанской зоне не отмечались (если не считать упоминания в списке представителей фауны Сучанского бассейна *Inoceramus* sp. [29]). Географически местонахождения “иноцерамовых слоев” и “надвеликановского горизонта” разделяют около 30 км, и те и другой отмечают приурезовые палеообстановки, тем не менее и по биоценозам, и по литофациям они совершенно различны, что определенно говорит об их принадлежности разным палеобассейнам. Вблизи современного побережья Японского моря следы “иноцерамового” палеобассейна отмечаются, помимо приустьевой части р. Партизанская, в Прибрежной зоне Сихотэ-Алиня (конгломераты, песчаники, алевролиты с *Inoceramus concentricus* Park.) [24].

Подтверждение существования этого палеобассейна получено также при сопоставлении палинокомплексов на рубеже раннего и позднего мела Приморья, подводной возвышенности Ямато и о. Хонсю [19], выявляющем водную преграду между первым и остальными местонахождениями. Палеоакватория на месте Японского моря препятствовала обмену раннемеловых материковых и островных флор, по фитоценологическим различиям доказано их длительное и независимое развитие *in situ* [1].

Помимо принадлежности к разным бассейнам, фауна “надвеликановского горизонта” и “иноцерамовых слоев”, по всей видимости, и разновозрастна. Хотя и та, и другая датируются альбом, их разделяет уже упоминавшаяся перестройка палеоморфоструктур не только на юге Приморья, но и, как увидим дальше, в западном Сихотэ-Алине.

Положение *Inoceramus concentricus* Park. в корреляционных схемах Дальнего Востока [24] соответствует примерно позднему альбу. Этот же возраст имеет залесская флора [21], собранная в коркинской серии.

Из всего этого следует, что поворотный этап в истории геологического развития Сихотэ-Алиня, приурочиваемый к рубежу раннего и позднего мела [1], начался в позднем альбе и был, по всей видимости, скоротечным. Перестройка условий осадкообразования и существования биоты носила характер геологической катастрофы, которая отразилась в разрезах не только литологическими изменениями, появлением отложений, свидетельствующих о тектономагматической активизации и резком усилении денудационных процессов, но и почти полным видоизменением растительных сообществ. На смену изобилию никанских флор приходят редкие и обедненные биоценозы в основании коркинской серии, почти полностью исчезающие к ее верхам. С этого момента начинается новый, позднемеловой этап геологической истории Сихотэ-Алиня, сопряженный с многократным усилением тектономагматической деятельности.



Итак, приведенные рассуждения позволяют представить следующую последовательность смены стратиграфических подразделений в сводном разрезе юга Приморья в сопоставлении с другими районами Сихотэ-Алиня (см. таблицу).

Для угленосных отложений никанской серии в Партизанской зоне, как было показано выше, в качестве объединяющего их термина более приемлема свита, чем серия, разделенная по формальному ("угольному") признаку на свиты. Последние в предлагаемом варианте схемы выступают в качестве подсвит, что соответствует не только их реалиям (мощностям, возможности выделения), но и соответствующим требованиям Стратиграфического кодекса [25].

В не меньшей, а в большей мере такое же изменение рангов никанской серии оправдано в Раздольненском (Суйфунском) бассейне, с разрезом которого достаточно корректно сопоставлен никанский разрез Сучанского бассейна [12]. Объединяющая бывшие свиты (предлагается — в ранге подсвит, уссурийской и липовецкой) подгородненская свита сопоставлялась А.М. Мудровым [20] со всей "сучанской угленосной серией осадков" (здесь термин "серия" употреблен в смысле единства слоев, толщи, а не таксономической единицы — Ф.Л.).

В последние годы произошло уточнение флоростратиграфии алчанской свиты [13]. Напомним, что ее взаимоотношение в районе пос. Верхний Перевал с подстилающей уктурской свитой, содержащей апт-альбские ауцеллы и альбский аммонит, не дает возможности датировать собранную в нижней части алчанской свиты флору (однотипную никанской на юге Приморья) ничем иным, как альбом. Тот факт, что уктурские отложения резко отличаются от алчанских как по облику (типичный складчато-геосинклинальный комплекс морских отложений уктура и слабосцементированные вулканогенно-осадочные континентальные отложения наложенных прогибов алчанской свиты), так и по залеганию (достаточно крутонаклонное и выдержанное залегание уктура и пологое, почти горизонтальное алчана), свидетельствует об угловом несогласии и принципиальной перестройке структур на рубеже уктура и алчана.

Такое же несогласие следует предполагать в Вяземском районе на контакте уктурских отложений, содержащих ауцеллины, ничем не отличающиеся от наблюдавшихся у пос. Верхний Перевал, с вышележащей рыхлой грубообломочной толщей мела, представляющей фациальный аналог алчанской свиты и содержащей фауну морских и опресненных водоемов [16].

Таким образом, так же как на контакте коркинской свиты ("иноцерамочных слоев") с подстилающими отложениями никана на юге Приморья, в

СИСТЕМА	ОТДЕЛ	СЕРИЯ	Раздельнинский (Суйфунский) бассейн	Южно-Приморский прогиб			Прибрежная и Кемская зоны (по [24])	Западный Сихотэ-Алинь (Бикинская зона)	
				Суходольская (Западно-Сучанская) зона	Партизанская (Сучанская) зона	Романчукова падь			
				свита, подсвита	свита, подсвита	слон			свита, слон
МЕЛО	ВЕРХНИЙ	СЕНОМАН	не расчленена	романовская	дадяньшанская (свита русловых фаций)	?	арзамовская, петрозувская		
				кангаузская			слон с concentric Park	слон с concentric Park	грубо-обломочная свита
			галенковская		френцевская	?	лужкинская		
			под городищенская	верхняя, липовецкая	сучанская	верхняя, северо-сучанская	кемская, меандровская, устьколумбинская (по [24])		
				нижняя, уссурйская		нижняя, старосучанская			
					сучанская	ключевская		ключевская	
						сивайгоусская		таукинская	
					чигановская	молчановская			куятухинская

Примечание. Крупная волна — общерегиональное угловое несогласие; мелкая волна — разрыв, местное несогласие; горизонтальная линия (граница) — согласное залегание; пунктир — условная граница; ломаная линия — фациальный переход; ? — отсутствие отложений; Г. — готерив, В. — валанжин, Б. — берриас.

западном Сихотэ-Алине четко фиксируется перестройка структурного плана, что свидетельствует об общей тенденции перестройки морфоструктур всего Сихотэ-Алиня. Несмотря на это, во многих частных разрезах не только угловое несогласие, но даже какой-либо существенный разрыв на контакте никанской и коркинской серий отсутствует. Как правило, эти разрезы принадлежат погружавшимся приосевым частям нижнемеловых прогибов.

Сходную картину можно видеть в длительно развивавшемся наложенном прогибе Нактон на юге Кореи [7]. Здесь нижнюю часть осадочного комплекса, относимую по флоре к поздней юре — раннему мелу, представляет серия Нактон, литологически очень сходная с никанской. Как и в последней, в ней встречаются растительные остатки и фауна опресненных водоемов. И хотя серию Нактон и вышележащую — Силла разделяют складкообразовательные движения, во многих случаях отмечены и согласные взаимоотношения [2]. Подобно коркинской серии, серия Силла представлена существенно вулканомиктовыми разностями.

В наложенных прогибах северо-восточного Китая также известны отложения, разрезы которых можно пока условно сопоставлять с южноприморскими. Так, например, над угленосными отложениями формации Фусин в Западном Ляонине залегают красноцветы формации Суньцзявань, грубообломочные по периферии (русловые фации, подобные дадяньшанской? — Ф.Л.) и более тонкозернистые к центру бассейна, где содержат фауну опресненных водоемов [26]. Кроме того, некоторые нижнемеловые угленос-

ные формации в восточных районах провинции Хэйлуцзян залегают согласно на верхнеюрских, представленных морскими отложениями с фауной.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Аблаев А.Г.* Геология и история флор побережий Японского моря (в поздне меловое и третичное время). — М.: Наука, 1978.
2. *Васильковский Н.П.* Палеогеология северо-востока Азии (Монголо-Охотская и Сихотэ-Алинская складчатые области и Сино-Корейский щит). — М.: Наука, 1984.
3. *Верещанин В.Н.* О проявлениях нижнемеловой складчатости в Приморье // Информ. сборник ВСЕГЕИ. — 1956. — № 3. — С. 61—64.
4. *Верещанин В.Н.* Контурсы Приморского нижнемелового каменноугольного бассейна // Бюлл. ВСЕГЕИ. — 1959. — № 1. — С. 111—118.
5. *Верещанин В.Н.* Меловая система Дальнего Востока. — Л.: Недра, 1977.
6. *Геологическое строение и условия осадконакопления на территории Сучанского каменноугольного бассейна.* — Новосибирск, 1964.
7. *Геология Кореи.* — М.: Недра, 1964.
8. *Захаров Ю.Д.* Сеноман-туронские (?) отложения левобережья низовьев р. Сучан // Информ. сборник Приморгеологуправления. — 1963. — № 4. — С. 27—28.
9. *Зимов С.А.* Резонансный прилив в Мировом океане и проблемы геодинамики. — М.: Наука, 1989.
10. *Иванов Б.А.* Схема стратиграфии, фациального районирования и тектоники Южного Сихотэ-Алиня. — Иркутск: Книжное изд-во, 1961.
11. *Коновалов В.П.* К вопросу о пограничных слоях между сучанской и коркинской сериями в Сучанском каменноугольном бассейне // Информ. сборник Приморгеологуправления. — 1964. — № 5. — С. 23—29.
12. *Красилов В.А.* Раннемеловая флора Южного Приморья и ее значение для стратиграфии. — М.: Наука, 1967.
13. *Красилов В.А., Шорохова С.А.* Фитостратиграфия алчанской свиты Северного Приморья // Вулканогенный мел Дальнего Востока. — Владивосток, 1989. — С. 43—49.
14. *Криштофович А.Н., Павлов М.И.* Открытие антских слоев, охарактеризованных флорой двудольных в Сучанском районе // Вестник Геологического комитета. — 1928. — № 8.
15. *Лихт Ф.Ф.* Новая находка флоры двудольных в нижнемеловых отложениях Сучана // Информ. сборник Приморгеологуправления. — 1961. — № 2. — С. 47—49.
16. *Лихт Ф.Ф.* К палеогеографическим условиям поздне мелового осадконакопления в Западном Сихотэ-Алине // Вопросы геологии и океанологии Советского сектора Тихоокеанского подвижного пояса. — Владивосток, 1968. — С. 49—52.
17. *Лихт Ф.Ф.* Западно-Сучанский разлом в структуре Южного Приморья // Геотектоника. — 1973. — № 6. — С. 106—113.
18. *Лихт Ф.Ф.* Палеогеоморфологические реконструкции в складчатых областях (на примере Сихотэ-Алиня). — М.: Наука, 1975.
19. *Лихт Ф.Ф., Маркевич В.С.* О существовании Японского морского бассейна в мелу // Тр. 29-й Сессии ВПО. — М., 1987. — С. 143—148.
20. *Мудров А.М.* Фации и условия образования угленосных отложений Подгородненского месторождения Южного Приморья // Тр. Лаборатории геологии угля. — 1960. — Вып. 10. — С. 201—219.
21. *Олейников А.В., Коноваленко С.В., Неволлина С.И. и др.* Новые данные по стратиграфии верхнемезозойских отложений северной части Партизанского каменноугольного бассейна // Континентальный мел СССР. — Владивосток, 1990. — С. 114—126.
22. *Подолья В.И.* Основные этапы угленакопления и целесообразное направление поисковых работ на каменные угли на территории Амурской области, Приморского и Хабаровского краев // Материалы по палеоботанике и стратиграфии континентальных отложений Советского Дальнего Востока. — Владивосток, 1975. — С. 73—79.
23. *Решения* Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Дальнего Востока. — М.: Госгеолтехиздат, 1958.
24. *Решения* 3-го межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Дальнего Востока СССР. — Владивосток, 1978. — Магадан, 1982.
25. *Стратиграфический кодекс.* — Санкт-Петербург, 1992.
26. *Чен-Пей-цзи.* Меловые вулканогенно-осадочные отложения Тихоокеанского побережья Восточного Китая // Вулканогенный мел Дальнего Востока. — Владивосток, 1989. — С. 121—131.
27. *Штемпель Б.М.* Фитостратиграфия меловой системы Южного Приморья // Тр. Лаборатории геологии угля. — 1960. — Вып. 10. — С. 167—193.
28. *Штемпель Б.М., Вербицкая З.И.* Распределение остатков флоры в разрезе угленосных отложений Сучанского каменноугольного бассейна // Там же. — 1958. — Вып. 8. — С. 262—273.
29. *Яковлев В.Н.* Меловая система Сихотэ-Алиня // Тр. Дальневост. филиала АН СССР. — 1957. — Т. 3. — С. 3—66.

В данной статье один из старейших исследователей меловой истории Сихотэ-Алиня, проводивший в 60-х гг. геологические съемки в Сучанском каменноугольном бассейне и продолжающий плодотворные исследования до настоящего времени, высказывается по некоторым ключевым вопросам геологии и стратиграфии нижнемеловых отложений Южного и Западного Приморья. В рамках проекта 350 такая ретроспектива очень полезна и имеет несомненную научную ценность.

Весь критический настрой статьи Ф.Р. Лихта зачастую аргументирован вескими фактами, а выводы выглядят весьма убедительно, например, обоснование необходимости выделения френцевской свиты. В то же время некоторые факты чрезмерно абсолютизируются и автор сам становится уязвимым для критики.

Замечу, что выводы о возрасте алексеевской (теперь юрской), сергеевской, молчановской флор делались С.И. Неволиной, Е.Б. Волынец на основании сравнения с хорошо датированными флорами мира корректно, как это принято среди профессионалов-палеоботаников (по фото-таблицам, просмотрам коллекций, с учетом числа отпечатков, распространения видов и т.п.), так что доверять их заключениям можно с большим основанием, нежели "непрофессиональному сопоставлению" со списками из единичных отпечатков.

Сведения автора о возрасте коркинской серии в Партизанской зоне (по автору) в основном устарели. Съёмочными работами установлено, что дадяншаньская свита с глубоким размывом действительно наращивает романовскую. Возраст дадяншаньской свиты по флоре (перевал Серебряный), состоящей исключительно из платановых, — сеноманский, а возраст романовской, также по двум флорам с примитивными покрытосеменными, еще позднеальбский.

Вряд ли целесообразна "реанимация" старого названия "никанская" сучанской серии, и уж совсем непонятен в схеме автора баррем-аптский возраст северосучанской свиты (подсвиты), что противоречит всему палеонтологическому материалу.

Несомненно, своей статьей Ф.Р. Лихт вызовет полемику по вопросам геологии меловых отложений Сихотэ-Алиня, что пойдет на пользу дела.

*Приморгеолком
Владивосток*

А.В. Олейников

F.R. Likht

THE CONDITIONS OF FORMATION AND THE STRATIGRAPHY OF LOWER CRETACEOUS DEPOSITS OF SOUTH PRIMORIE

An attempt to consider some debatable issues of stratigraphy of the South Primorie Cretaceous was made in terms of sedimentology, focusing on the events involving the change in sedimentation conditions and in biota in the cross-sections of the Nikansk and Korkinsk series.

УДК 551.763(571)

В.А. Михайлов, А.В. Олейников

СТРАТИГРАФИЯ ПЕТРОЗУЕВСКОГО ГОРИЗОНТА ВОСТОЧНОГО ПРИМОРЬЯ

В Дальнегорском рудном районе Приморья петрозувский горизонт (альб — сеноман) с резким угловым несогласием перекрывает разновозрастные нижнемеловые образования, что указывает на наложенный характер Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса, в основании которого выделяется этот горизонт. Описан наиболее полный разрез черемуховой серии, состоящей из двух свит (петрозувской и синанчинской), который и предлагается в качестве стратотипического.

Отложения, относящиеся к петрозувскому горизонту, как пограничные между нижним и верхним отделами мела, представляют особый интерес для расшифровки геологической природы Восточно-Сихотэ-Алинского вулка-

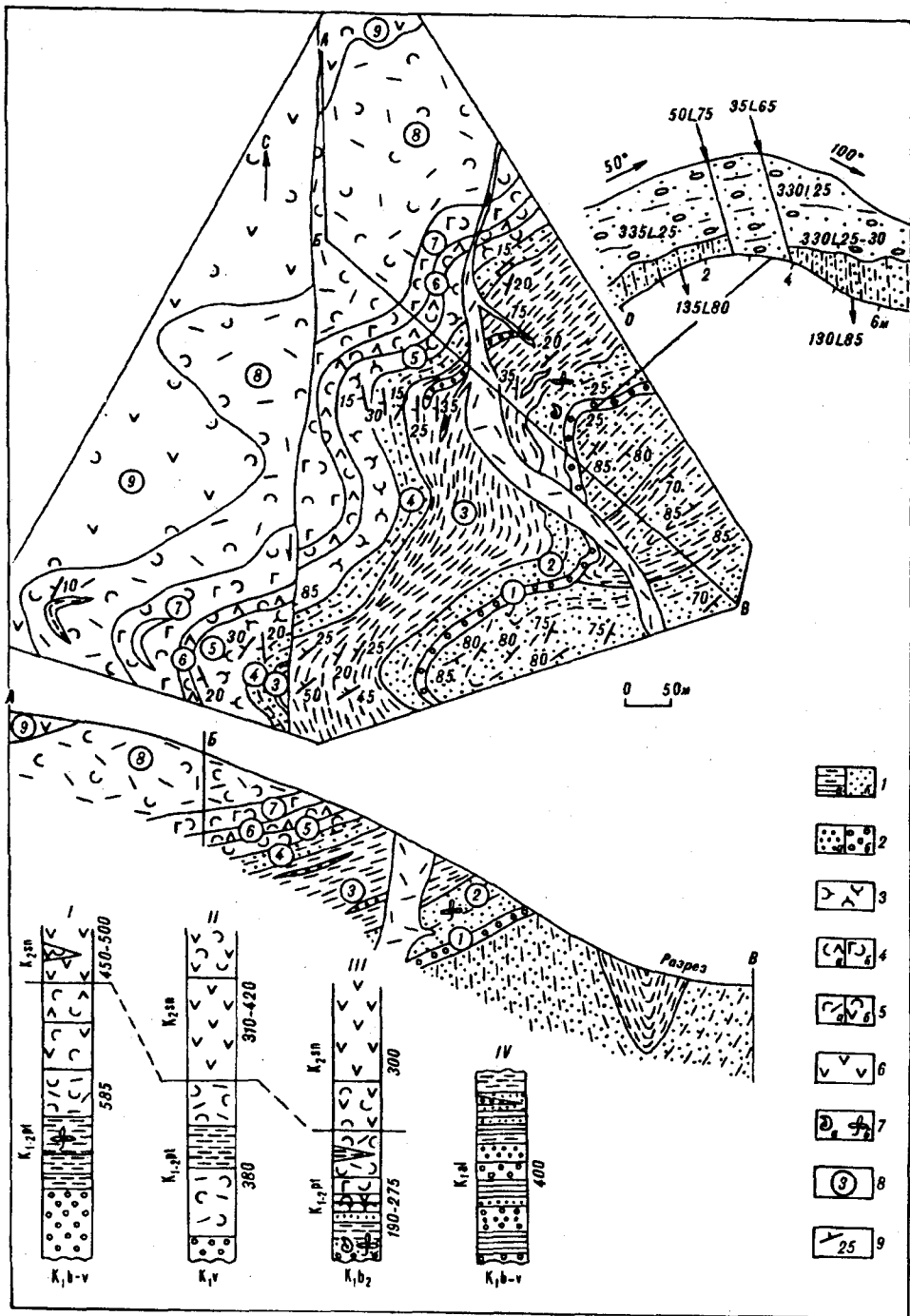


Схема строения черемуховой серии в бассейне руч. Каменный.

1 — алевролиты (а), песчаники (б); 2 — гравелиты (а), конгломераты (б); 3 — туффиты; 4 — туфы дацитов (а), риодацитов (б); 5 — туфы риолитов (а), андезитов (б); 6 — андезиты; 7 — места находок ископаемой фауны (а), флоры (б); 8 — номера слоев; 9 — элементы залегания слоистости. Разрезы: I — руч. Аликв Ключ; II — правобережье р. Черемуховая; III — руч. Каменный; IV — р. Монастырка.

нического пояса. Фитостратиграфический петрозувский горизонт, отвечающий самой верхней части позднего альба, сеноманскому и нижней части туронского ярусов, назван по одноименной свите, выделенной Н.С. Подгорной по р. Петрозувка в 1956 г. Свита представлена типично молассоидными

отложениями, переслаиванием вулканомиктовых конгломератов, туфоконгломератов, конгломератобрекчий, песчаников, туфоалевролитов, туфов и лав риодацитов, дацитов, андезитов [3]. В состав петрозувевского горизонта входит также синанчинская свита, выделенная в конце 50-х годов С.А. Салунюм. Эти отложения изучались Е.В. Быковской, В.В. Ветренниковым, С.И. Невониной, А.В. Олейниковым, Ф.И. Ростовским, В.И. Рыбалко, Р.И. Соколовым, уточнившими объем, состав, строение и стратиграфическое положение свит в различных районах Восточного Приморья. Однако, до сегодняшнего дня отсутствует описание стратотипического разреза горизонта и входящих в его состав свит, а в стратотипической местности горизонт не имеет палеонтологической характеристики.

Между тем в Дальнегорском рудном районе, расположенном в Прибрежной зоне Сихотэ-Алинской складчатой области [6], на левобережье р. Черемуховая извостен разрез горизонта, по своей полноте и палеонтологической охарактеризованности отвечающий требованиям Стратиграфического кодекса. В этой связи было предложено образования петрозувевской и синанчинской свит (петрозувевский фитостратиграфический горизонт) выделять в составе черемуховой серии, а разрез по руч. Каменный (левый приток р. Черемуховая) рассматривать в качестве гипостратотипического для петрозувевской свиты [5]. Упомянутый разрез описывается как стратотипический для черемуховой серии.

В Дальнегорском рудном районе фундаментом вулканического пояса являются интенсивно дислоцированные терригенные, органогенные и вулканогенные отложения триасового, юрского и раннемелового возраста. Важную роль в строении района играют чешуйчато-надвиговые структуры и аллохтонные конседиментационные образования. Наиболее молодые отложения — ранневаланжинские конгломераты, гравелиты, песчаники ключевской свиты. В обрамлении района широко развиты готерив-альбские флишевые формации Восточной зоны. Верхний структурный этаж сложен относительно слабо дислоцированными вулканогенными и интрузивными формациями позднемелового — палеогенового возраста, развитыми в пределах вулканотектонических структур различного морфогенетического типа. В его основании залегает своеобразный переходный комплекс альб-сеноманских терригенных и вулканогенных отложений слабоконтрастного состава (петрозувевская и синанчинская свиты).

Наиболее полный разрез черемуховой серии изучен в верховьях руч. Каменный, в пределах одноименного горста, выполненного флишевыми отложениями баррема (390 м), охарактеризованными фауной *Solemya sp. ind.* (сборы Н.К. Цесарского, определение В.П. Коновалова). Альб-сеноманские отложения, выполняющие Верхне-Базовскую грабен-синклиналь, залегают на них с резким угловым несогласием. Контакт изучен в скальных выходах руч. Каменный (см. рисунок). Здесь на крутопадающем (Аз. 130—135° ∠80—85°) переслаивании алевролитов и песчаников по пологой неровной поверхности (Аз. 330—335° ∠25—30°) без следов смещения с резким угловым несогласием залегают базальные слои петрозувевской свиты следующего состава (см. рисунок — колонка III):

1. Туфоконгломераты, состоящие из несортированных окатанных обломков и глыб (от 2—3 см до 1 м), сцементированных мелкозернистыми туфогенными песчаниками 10 м
2. Песчаники темно-серые, массивные мелкозернистые с маломощными прослоями алевролитов, с пресноводной фауной *Palaeolynceus poveljovi* Kapelka, *Prolepidurus sp.* (альб) и остатками ископаемой флоры: *Brachyphyllum cf. crassicaule* Font., *Agathis (Dammara) sp.*, *Ciparissidium sp.* (альб — сеноман) 15 м
3. Тонкое (1—3 см) переслаивание слоистых темно-серых алевролитов (преобладают) и мелко-тонкозернистых неслоистых туфопесчаников с единичными маломощными (1—5 см) прослоями голубоватых туффитов, прослоями (1—2 м) серых массивных мелкозернистых песчаников с растительным детритом 60 м
4. Туфопесчаники серые грубослоистые тонко-мелкозернистые (до среднезернистых) с прослоями (2—10 см) туфоалевролитов, песчанистых алевролитов, туффитов 15 м
5. Туффиты светло-серые массивные алевросаммитовые, с раковистым изломом, иногда карбонатизированные, с единичными прослоями алевролитов 15—30 м

6. Туфы дацитов темно-серые с кристаллокластами (25 %) бурого полевого шпата, стекловатым цементом	5—10 м
7. Светло-серые фельзитоподобные пеплово-алевритовые туфы риодацитов с прослоями (2—3 м) кристаллотуфов дацитов	20—35 м
8. Зеленовато-серые алевросаммитовые кристаллотуфы риолитов с мелкими (1 мм) кристаллокластами (10—15 %) кварца и полевого шпата (1:1), прослоями алевритовых туфов риолитов, кристаллотуфов дацитов (1—2 м), единичными прослоями фиолетово-серых туфоаргиллитов	50—100 м

Ранее вулканогенная часть вышеприведенного разреза (слои 6—8) сопоставлялась с богопольской свитой [2]. Однако согласный контакт с флоронскими слоями, близость к петрозуевской свите в ее стратотипическом районе позволяют рассматривать вышеописанный разрез в качестве гипостратотипического для петрозуевской свиты с терригенной нижней и вулканогенной верхней частью. Ее общая мощность здесь составляет от 190 до 275 м. На ней с перерывом (кора выветривания мощностью 3—4 м) залегают:

9. Туфы андезитов (внизу — до туфов дацитов) псефитовые литокристаллоластические (до агломератовых) с округлыми обломками (1—20 см) фельзитов, дацитов, андезитов (1:3:1), сцементированных темно-зеленовато-серой мелкообломочной хлоритизированной основной массой	100 м
10. Серые плитчатые андезиты с вкрапленниками (15 %) бурого плагиоклаза, роговой обманки (4:1), редко пироксена, сцементированных стекловатой хлоритизированной основной массой	более 200 м

Эта часть разреза (слои 9—10) ранее параллелизовалась с кузнецовской свитой [2], однако, в 1979 г. Н.И. Шлёпкин доказал, что на правом берегу р. Исаков Ключ толща андезитов перекрыта фаунистически охарактеризованной приморской серией. Таким образом, ее можно рассматривать как аналог синанчинской свиты, а приведенный разрез — как стратотипический для черемуховой серии.

Сходные состав и строение серия имеет и в других разрезах бассейна р. Черемуховая. Так, в ее низовьях на правом берегу реки на размытой поверхности ранневаланджинских песчаников ключевской свиты с резким угловым несогласием залегают (см. рисунок — II колонка):

1. Туфоконгломераты	5 м
2. Туфы риолитов массивные зеленовато-голубовато-серые кристаллоластические псаммитовые	200 м
3. Туфы и ксенотуфы риолитов зеленовато-голубовато-серые литокристаллоластические псефитовые с маломощными (5—10 см) прослоями туфоалевролитов	50 м
4. Переслаивающиеся туффиты, туфопесчаники, туфоалевролиты	15 м
5. Пепловые туфы риолитов зеленовато-серые с линзовидными прослоями туффитов, туфоалевролитов	110 м

Эта часть разреза относится к петрозуевской свите, на ней с маломощной (5—10 см) корой выветривания без признаков углового несогласия залегают:

6. Андезиты зеленовато-серые массивные и плитчатые	200—300 м
7. Псефитовые туфы андезитов (андезитодацитов) с прослоями андезитов	110—120 м

Верхняя часть разреза (слои 6, 7) принадлежит синанчинской свите. Общая мощность черемуховой серии здесь составляет 690—800 м. Она со стратиграфическим несогласием (кора выветривания мощностью 1,5 м) перекрыта палеонтологически охарактеризованной приморской серией.

На правом берегу р. Черемуховая, в ее верхнем течении, черемуховой серией выполнена Аlikовская грабен-синклиналь, наложенная на северный сектор Лидовского горста. В горсте преобладают флишеидные отложения берриас-валанджинского возраста (таухинская свита), которые с резким угловым несогласием перекрыты петрозуевской свитой (585 м). Последняя представлена чередованием туфоконгломератов, алевролитов, песчаников, туффитов, туфов кислого, умеренно кислого и среднего состава в различных соотношениях (см. рисунок — колонка I), с флорой *Cladophlebis cf. oerstedtii* (Heer) Sew., *C. cf. acuta* Font сеноманского возраста [2]. Выше залегают андезиты синанчинской свиты мощностью 450—500 м. Общая мощность серии здесь 1035—1085 м.

Южнее, в бассейне р. Рудная, петрозуевский горизонт представлен фрагментами грубослоистых (1—1,5 м) толщ с конгломератами, состоящими из угловатых и округлых обломков (4—8 см) кремней и песчаников в кремнекlastическом цементе. Они наблюдаются в основании ритмов, верхние части которых сложены слоистыми алевролитами.

На левобережье р. Монастырка (правый приток р. Рудная) известна толща конгломератов, песчаников, алевролитов мощностью 400 м (см. рисунок — колонка IV), с резким структурным несогласием перекрывающая берриас-валанжинские отложения и также несогласно перекрытая приморской серией. В 1950 г. Г.Т. Ваганов в поле распространения толщи обнаружил *Inosegatus concentricus* Park альба [3], что позволяет относить ее к лужкинскому горизонту. Однако, сходные структурное положение, состав и строение позволяют сопоставлять ее и с нижней частью петрозуевской свиты, тем более, что в Прибрежной зоне выходы лужкинской свиты неизвестны.

Севернее, на правобережье р. Красная Речка (правый приток р. Бол. Уссурка) в склоновом оползне в 1962 г. Л.Ф. Назаренко обнаружил отпечатки *Sagenopteris* sp., *Asplenium* sp., *Cephalotaxopsis* sp., *Ginkgo* sp., *Cissus* sp., *Sassafras* sp., *Platanus* sp., *Protophyllum* sp., *Menispermites* sp., *Polypodites* sp., *Zizyphus* sp. С.И. Неволлина предполагает их сеноманский возраст. Положение в разрезе флороносных слоев неясно.

Итак, в Дальнегорском рудном районе петрозуевский горизонт с резким угловым несогласием перекрывает разновозрастные (берриас-валанжинские, ранневаланжинские, барремские) образования нижнего структурного этажа, что указывает на наложенный характер ВСАВП. Он характеризуется двучленным строением с туфогенно-осадочной нижней частью (петрозуевская свита мощностью 275—585 м) и вулканогенной верхней (синанчинская свита мощностью 300—500 м). Часто петрозуевская свита содержит растительные остатки, в единичных случаях — отпечатки пресноводной фауны, датируемые альбом — сеноманом. Как правило, они перекрыты приморской серией. В составе черемуховой серии эти отложения выполняют вытянутые в северо-восточном направлении грабен-синклинали, приуроченные к краевым (Джигитовская, Верхне-Базовская), реже к осевым (Аликовская) частям горстообразных выступов фундамента.

Сходные состав и строение имеют аналоги петрозуевского горизонта и в других районах Восточного Приморья, что обуславливает возможность выделения черемуховой серии практически на всем протяжении ВСАВП [5]. Севернее Дальнегорского района разрез серии также характеризуется двучленным строением. Так, в районе горы Лысая в низах разреза залегает толща переслаивания туфоаргиллитов, туфоалевролитов, туфопесчаников, тефроидов, туфов андезитов и дацитов с *Asplenium* sp., *Ginkgo* ex. gr. *adiantoides* Heer, G. ex. gr. *lepidata* Heer, *Sphenobaiera* (?) sp., *Phoenicopsis* sp., *Podozamites* ex. gr. *lanceolatus* (Lidey ex Hutton) Braun, P. sp., *Agathis* (*Dammara*) sp., *Sequoia* cf. *fastigiata* (Stern b.) Heer, *S. reichenbachii* (Gein.) Heer. С.И. Неволлина определила возраст флоры как альб-сеноманский.

В южном секторе пояса черемуховая серия занимает широкую полосу северо-восточного простираения, прослеживающуюся в периферических частях более молодых вулканоструктур и эрозионных окнах от р. Черная до р. Аввакумовка. Серия повсеместно характеризуется двучленным строением: переслаивание вулканогенно-осадочных пород, слоистых туфов кислого, умеренно кислого и среднего состава, с прослоями андезитов в нижней части и андезиты — в верхней. Общая мощность отложений увеличивается с юга на север от 300 до 1200 м. Роль туфов резко изменяется по простираению, до их преобладания не только в нижних, но и в верхних частях разрезов (например, падь Солнечная).

Новые данные получены по стратиграфии петрозуевского горизонта бассейна р. Черная (Таухе), где к петрозуевской свите традиционно относили вулканогенно-осадочную красноцветную толщу, не охарактеризованную, однако, органическими остатками. Она сложена пестроцветными (красные,

шоколадные, зеленые и др.) песчаниками, алевролитами, туффитами, сидеритовыми известняками, тефрами, туфобрекчиями с горизонтами кислых туфов и андезитов, общей мощностью 800—1000 м. Залегание толщи пологое, ею выполнена впадина размером 5 × 10 км. В 1965 г. вблизи перевала Сокольчи — Данильченково И.О. Соколовским в канаве в известковистых песчаниках были собраны отпечатки двустворок и гастропод плохой сохранности: *Limnocyrena* cf. *isfaraensis* sp. nov., *Campeloma* sp. ind. По мнению определявшей их А.А. Якушиной (ВСЕГЕИ), их возраст, с большой долей условности, можно было считать поздне меловым.

В 1993 г. А.В. Олейников в тех же слоях собрал, а В.П. Коновалов определил *Bythynia* ex. gr. *leachoides* Mart., *Limnocyrena* ex. gr. *tani* Grab., известные в альбских, реже в сеноманских отложениях юга Сибири и Монголии. Несколько выше по разрезу, в прослоях ракушняка среди алевритистых песчаников определены: *Sphaeridium* cf. *dowlingii* McLearn, *Limnocyrena anderssonii* (Grab.), *L.* cf. *lacustris* (Mart.), *L. cyclica* Jakusch., *Leptesthes* ex. gr. *coreanica* (Kob. et Suz.), встречающиеся в альбских и сеноманских отложениях Северной Америки и Юго-Восточной Азии. Найдены также обрывки растений плохой сохранности, возможно, фрагменты хвойных и *Dictyozamites* (?).

Из этих же слоев В.С. Маркевич изучен палинологический спектр, характеризующийся незначительным таксономическим разнообразием спор и пыльцы, но с остатками растительных тканей сосновых и таксодиевых, обрывками хитина и члеников насекомых и ракообразных, спорами грибов, спикулами губок и микрофитопланктона. Среди спор встречены гладкие трилетные группы *Leiotriletes* sp. и близкие к глейхениевым (*Gleicheniidites laetus*, *G. senonicus*, *Plicifera delicata*) и схизеевым (*Cicatricosisporites dorogensis*, *C. sp.*), а также споры зеленых и печеночных мхов. Голосеменные представлены двумешковой пыльцой, близкой к сосновым (*Pinus pollenites minimum*, *Rugubivesiculites rugosus*, *Alisporites bilaferalis*, *A. similis*, *A. sp.*, *Cedripites parvisaccatus*, *C. obscura*, *Abiespollenites editus*), ногоплодниковым (*Podocarpidites* sp.), таксодиевым (*Taxodium pollenites hiatus*, *T. sp.*, *Inaperfura pollenites dubius*) и *Ginkgocycadophytus* sp. Среди покрытосеменных, кроме доминирующей трехбороздной и трехбороздно-поровой пыльцы платаноидного и кверкоидного типов, встречена пыльца, близкая к санталовым (*Kuprianipollis santaboides*, *K. elegans*, *K. sp.*) и лорантовым (*Cranwellia striata*, *C. sp.*). По мнению В.С. Маркевич, спорово-пыльцевой комплекс характерен для конца сеномана — начала турона.

В верховьях Пади Величкиной описанные отложения перекрыты без видимого несогласия толщей кислых вулканитов (350 м), в верхней части которой собраны растительные отпечатки, определенные С.И. Невוליной: *Podozamites* sp., *Ginkgo* ex. gr. *lipida*, *Pityophyllus* sp., *Cephalotaxopsis* sp., *Glyptostrobus* aff. *groenlandicus*, *Trochodendroides* cf. *sachalinensis*, *Platanus* sp., *Protophyllum* cf. *Stern. Lesq.*, *Araliaephyllum* sp., *A. cf. samargense*, *Dicotylrophyllum* sp. Возраст комплекса, как полагает С.И. Неволина, сеноман-туронский, но предпочтение следует отдать сеноману. Описываемая толща по составу и положению в разрезе аналогична приморской серии (арзамазовской свите). Вероятное понижение ее нижней возрастной границы до сеномана подтверждает представления о возрастном скольжении литологических границ основных стратиграфических подразделений ВСАВП [5].

На севере Приморья, в бассейне р. Самарга петрозеевский горизонт представлен сабуинской и иссиминской толщами [8]. Первая (170 м) представлена песчаниками, алевролитами и характеризуется мезоритмичным строением (1—10 м). В левом борту р. Самарга в различные годы В.Г. Плехотником, А.С. Тишиной, А.Г. Аблаевым, А.В. Олейниковым, С.И. Невוליной в песчаниках сабуинской толщи собраны: *Equisetum arctica* Heer, *Gleichenia* sp., *G. sachalinensis* Krysht., *Asplenium dicksonianum* Heer, *Onychiopsis psilotoides* (Stokes et Webb.) Ward., *Cephalotaxopsis* cf. *heterophylla* Hollick, *Laurophyllum* sp., *Platanus cuneifolia* (Bronn) Vachr.,

P. cuneiformis Krass., *P. embicola* Vachr., *P. cf. newberryana* Heer, *P. cf. kuldenensis* Vachr., *P. cf. golonkinii* Vachr., *P. latior* Knowlt., *P. oleinicovii* Nevol., *Protophyllum ignatianum* Krysht. et Baik., *P. cf. praestans* Lesq., *Dicotylophyllum cf. agrilla ceum* Velen., *Araliaephyllum saportana* (Lesq) Fritel., *A. samargense* Nevol., *Araliopsoides cf. cretaceae* (Newb.) Berry и др. По мнению С.И. Неволіной, возраст комплекса — ранний сеноман, возможно, самый поздний альб и начало среднего сеномана. А.Г. Аблаев, на основании своих сборов в том же местонахождении, считает “сабуинскую” флору сенонской и сопоставляет ее с флорой Пади Николаевская (бассейн р. Рудная), правобережья р. Васильковка (бассейн р. Аввакумовка), а также с флорой больбинской свиты Северного Сихотэ-Алиня [1].

Выше рассмотренных отложений с плохо выраженным угловым несогласием залегает иссиминская свита [8]. Ее нижняя подсвита (700 м) представлена ритмичным переслаиванием (10—20 м) пестроцветных конгломератов, несортированных тефроидных песчаников, пятнистых алевролитовых туффитов, туфов кислого состава. В разрезах руч. Неблизкий в 1972 г. и 1982 г. А.В. Олейниковым и С.И. Неволіной собраны остатки остракод, филлопод, отпечатки фрагментов растений: *Thuja* sp., *Biota* sp., *Cephalotaxopsis* sp., *Brachyphyllum* sp., *B. (Athrotaxis) douglas* Bell., *Laurophyllum* sp., *L. flexuosum* (Newb.) Bell., *Protophyllum* sp., *Viburnum* sp., *Cissites* sp., *Rhamnites?* sp., *Widdringtonites cf. reichii* (Ett.) Heer. По заключению С.И. Неволіной, отпечатки растений датируются сеномом. По определению М.Н. Грамма, остракоды принадлежат семейству *Cypridaceae*, широко распространенному в континентальных отложениях начиная с юрского периода. Филлоподы отнесены Е.И. Трусовой к *Bairdisteria amurensis* Tshern., их возраст — в пределах нижнего мела — сеномана. Определенный отсюда же споропыльцевой комплекс включает двумешковую пыльцу хвойных *Coniferae*, безапертурную пыльцу *Taxodium* и споры *Osmundacidites*, *Laevigatosporites ovatus*, *Syathidites minor*, *Klukisporites*, вероятно, верхнего мела [4]. Верхняя подсвита (500—700 м) представлена лавами и туфами среднего и кислого состава, с прослоями конгломератов.

Таким образом, черемуховая серия характеризуется резкой фациальной изменчивостью, непостоянством мощностей, ритмичностью, двучленным строением. Нижняя часть (петрозуйевская свита) — это типично моласкоидные груборитмичные отложения, для которых характерна перемежаемость конгломератобрекчий, туфоконгломератов, туфоалевролитов и лав среднего состава. Мощность свиты колеблется от 170 до 1050 м, в южной части ВСАВП она залегает на раннемеловых и более древних отложениях с резким угловым и стратиграфическим несогласием. Палеофлористический комплекс петрозуйевской свиты указывает на сеноманский возраст, возможны и самые верхи альба. Верхняя часть серии (синанчинская свита) сложена андезитами с прослоями андезитодацитов, дацитов и их туфов (от 300 до 1300 м). Она, как правило, согласно (часто с корой выветривания) перекрывает петрозуйевскую свиту, образуя с ней единый структурно-формационный комплекс. Его формирование приурочено к грабен-синклиналям северо-восточного простирания орогенной стадии развития Восточного Приморья, сопровождающейся перестройкой структурного плана региона, складчатостью и горообразованием. Накопление пород происходило в условиях межгорных прогибов, частично выполненных озерами, где процессы эрозии сопровождались деятельностью разобщенных вулканических центров со слабо дифференцированным по составу вулканизмом. Таким образом, черемуховая серия является переходной от нижнего структурно-фациального комплекса доверхнемелового складчатого фундамента к структурно-фациальным комплексам вулканического пояса.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аблаев А.Г. Позднемеловая флора Восточного Сихотэ-Алиня и ее значение для стратиграфии. — Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1974.

2. *Ветренников В.В.* Особенности вулканизма, тектоники и оруденения окраинно-материковых вулканических поясов. — М.: Недра, 1976.
3. *Геология СССР*. Т. 32. Приморский край. Геологическое описание. — М.: Недра, 1969.
4. *Маркевич В.С.* Меловая палинофлора Востока СССР: Автореф. докт. дис. — Новосибирск, 1990.
5. *Михайлов В.А.* Стратиграфия Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса // Вулканогенный мел Дальнего Востока / ДВО АН СССР. — Владивосток, 1989. — С. 14—35.
6. *Назаренко Л.Ф., Бажанов В.А.* Геология Приморского края. Часть I. Стратиграфия / ДВНЦ АН СССР. — Владивосток, 1987.
7. *Олейников А.В.* Некоторые черты геологического строения Среднего Сихотэ-Алиня // Вулканические зоны Востока Азии / ДВНЦ АН СССР. — Владивосток, 1978. — С. 43—53.
8. *Олейников А.В., Неволлина С.И.* Стратиграфия сеноманских отложений бассейна реки Самарга (Северное Приморье) // Новые данные по биостратиграфии палеозоя юга Дальнего Востока / ДВО АН СССР. — Владивосток, 1990. — С. 174—180.

*Приморгеолком, ДВГИ ДВО РАН
Владивосток*

*Поступила в редакцию
27 апреля 1994 г.*

V.A. Mikhailov, A.V. Oleinikov

STRATIGRAPHY OF THE PETROZUEVSK HORIZON, EAST PRIMORIE

In the Dalnegorsk ore region of Primorie, the Petrozuevsk horizon (Albian — Cenomanian) overlies with a sharp angular unconformity different-age Lower Cretaceous assemblages; this is indicative of the superimposed character of the East Sikhote-Alin volcanic belt whose basement reveals this horizon. The most complete cross-section of the Cheryomukhovsk series, comprising two suites (Petrozuevsk and Sinanchinsk) is described and suggested as stratotypical.

УДК [551.763.1+563.14] (571.6)

С.В. Зябрев

РАННЕМЕЛОВЫЕ КРЕМНИ КИСЕЛЕВСКО-МАНОМИНСКОГО ТЕРРЕЙНА — НАИБОЛЕЕ МОЛОДЫЕ ОКЕАНИЧЕСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ В СТРУКТУРЕ ЮГА КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЧАСТИ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ

Приводятся новые данные о строении и возрасте вулканогенно-кремнистого комплекса Киселевско-Маноминского террейна в окрестности с. Киселевка, полученные при детальном изучении его структуры и использовании радиолярий для датировки кремней и гемипелагических кремнистых алевропелитов. Структура комплекса интерпретируется как крутозалегающая чешуйчато-надвиговая, осложненная складчатостью и сдвигами. Выделявшаяся киселевская свита (в прежнем понимании ее строения) не является стратиграфическим подразделением, а представляет собой пакет тектонических пластин. В дополнение к имевшимся определениям возраста кремней по радиоляриям, охватывавшим интервал ранней — поздней юры, получены раннемеловые датировки. Наиболее молодые кремни датируются поздним готеривом — ранним барремом, кремнистые алевропелиты — альбом. Для раннемелового кремненакопления характерны скорости седиментации, в 2—7 раз превышающие известные. Аккреционная структура террейна формировалась в альбское — постальбское время, возможно, отчасти синхронно с формированием аккреционного клина восточного Сахалина, что требует пересмотра палеотектонической зональности.

Представления о структуре, стратиграфии, возрасте и эволюции аккреционных комплексов Дальнего Востока значительно изменились в последние годы, благодаря детальным структурным исследованиям и использованию микрофауны (радиолярий и конодонтов) для датировки отложений.

Рис. 1. Расположение Киселевско-Маноминского террейна и района исследований.

1 — Киселевско-Маноминский терреин; 2 — Центрально-Сихотэ-Алинский левый сдвиг; 3 — район проведенного исследования.

Проведенное изучение структуры и радиолариевых комплексов привело к пересмотру представлений о стратиграфии и Киселевско-Маноминского тектоностратиграфического террейна, который интерпретировался [15] как аккреционный клин Хингано-Охотской аккреционной системы. Терреин, сложенный кремнистыми (с вулканитами), кремнисто-глинистыми и обломочными породами, представляет собой узкую полосу северо-восточного простирания, две части которой смещены друг относительно друга левым сдвигом вдоль Центрально-Сихотэ-Алинского разлома (рис. 1).

Вулканогенно-кремнистые отложения выделялись в киселевскую свиту [3] верхнего триаса — юры. В стратотипическом разрезе свита сложена преимущественно кремнями, содержащими на различных стратиграфических уровнях базальты, в ассоциации с которыми находятся крупные пластообразные тела известняков. Из известняков известна фауна раннего лейаса, которая и использовалась для датировки вмещающих пород [3, 6]. Недавнее изучение радиоларий показало, что возраст кремней определяется интервалом ранняя — поздняя юра [6].

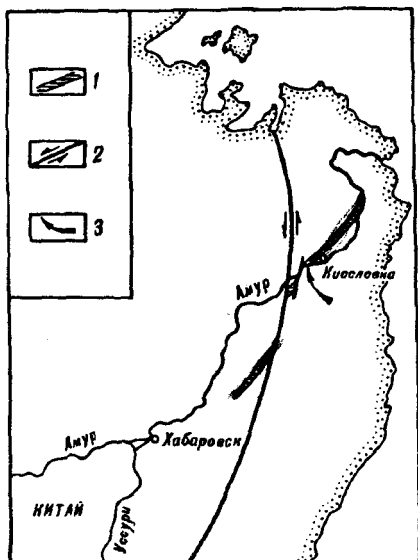
В предлагаемой статье приводятся новые данные о структуре и возрасте вулканогенно-кремнистой толщи Киселевско-Маноминского террейна, полученные в результате изучения ее в стратотипическом разрезе киселевской свиты по р. Амур выше с. Киселевка в ближайших окрестностях (рис. 2). Возраст и петрогеохимические особенности базальтов этой толщи служат предметом специального рассмотрения [2].

Структура вулканогенно-кремнистого комплекса. Детали строения вулканогенно-кремнистого комплекса выявлены как в основном разрезе, так и по бортам зал. Известковый, ряде придорожных карьеров и полувывемок в округе с. Киселевка и в хребте, воздымающемся над ним (см. рис. 2).

Установлено, что общая структура комплекса представляет собой пакет тектонических пластин, сложенных преимущественно ленточными и массивными кремнями, заключающими тела базальтов в различной позиции относительно ограничений пластин (см. рис. 2, 3). Кремнисто-глинистые, обломочные и кремнеобломочные породы слагают узкие клинья, разделяющие в нескольких местах более крупные выходы кремней. Пластины отделяются друг от друга зонами послыно ориентированных срывов, выраженных в интенсивном разлинзовании и рассланцевании кремней, отчасти к этим зонам приурочены и складчатые дислокации. Эти тектонические контакты рассматриваются как надвиги. Маломощные зоны срывов фиксируются и внутри пластин. Для структуры комплекса в целом характерно умеренное до крутого падение к северо-западу.

В разрезе по р. Амур пластины вулканогенно-кремнистых пород тесно примыкают друг к другу и лишь в одном месте разделены узким клином милонитизированных обломочных пород (см. рис. 3). По бортам зал. Известковый кремни с вулканитами разделяются более широкими полосами оливково-серых кремнистых алевропелитов, здесь по их чередованию чешуйчато-надвиговая структура устанавливается наиболее отчетливо (см. рис. 3).

Степень дислоцированности пластин различна, структурно более низкие из них (обнаженные в хребте над селом) дислоцированы интенсивнее и смяты, отчасти и совместно, в складки нескольких (не менее четырех)



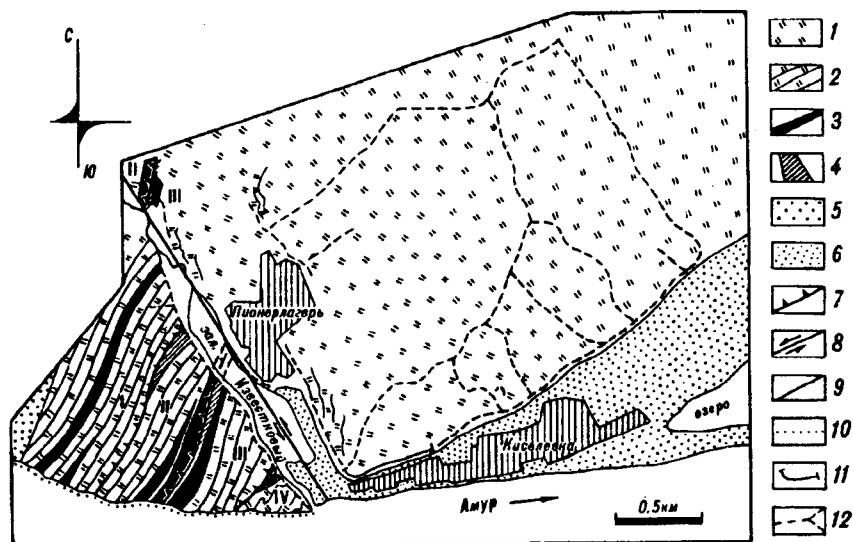


Рис. 2. Общая структура вулканогенно-кремнистого комплекса Киселевско-Маноминского террейна в районе с. Киселевка.

Римскими цифрами обозначены верхние четыре пластины (нумерация — сверху вниз). 1—4 — породы вулканогенно-кремнистого комплекса: 1 — кремни нижних четырех пластин, 2 — кремни верхних четырех пластин, 3 — базальты, 4 — кремнистые алевропелиты; 5 — верхнемеловые терригенные отложения; 6 — четвертичные осадки; 7—9 — тектонические контакты: 7 — крутые надвиги, 8 — левый сдвиг, 9 — прочие; 10—12 — маршруты изучения: 10 — детального с отбором проб на радиоларии через 2—5 м, 11 — в непрерывных обнажениях, 12 — структурного с отбором отдельных проб на радиоларии.

генераций с различной ориентировкой осевых поверхностей и шарниров. Четыре верхние пластины, обнаженные по р. Амур и зал. Известковый, представляют собой моноклинали, осложненные незначительными изгибами, хотя нижняя из них (IV) затронута дислокациями в большей степени и содержит мелкие асимметричные складчатые формы.

Кроме того, по простиранию зал. Известковый устанавливаются левый сдвиг значительной (более 800 м) амплитуды и связанный с ним крупный локальный левосдвиговый разворот простирания структуры до меридионального (см. рис. 2).

Таким образом, структура комплекса в целом рассматривается как умеренно круто падающая чешуйчато-надвиговая, в различной степени осложненная складчатостью и сдвигами.

Очевидно, что киселевская свита (в прежнем понимании ее строения) не может рассматриваться как стратиграфическое подразделение.

Общая характеристика отложений. Среди кремней наиболее распространены типичные для Дальнего Востока [5, 7], Сахалина [1] и Японии [13] ленточные разности, в меньшей степени — слоистые и массивные. Ленточные кремни представляют собой относительно регулярно чередующиеся тонкие (1—10 см) слои кремней и более тонкие (0,5—2 см) слои кремнистых алевропелитов. Слоистые (10—40 см) кремни отличаются отсутствием кремнисто-глинистых прослоев. Описываемые кремни характеризуются повышенным содержанием пелитовой компоненты по сравнению с аналогичными широко распространенными породами. В верхах разреза самой верхней (I) пластины залегают глинистые кремни небольшой мощности. Все разности содержат скелеты радиоларий в различном, иногда значительном (более 50 % объема), количестве, хотя в отдельных слоях они визуальнo не обнаружены.

Кремни окрашены в различные оттенки красного цвета, среди которых преобладают красно-бурые, сургучные и вишнево-красные, реже встречаются фиолетовые и яркие кирпично-красные. Некоторые маломощные пачки ленточных кремней содержат слои зеленой окраски, которая встречается и среди массивных разностей.

Базальты детально описаны в работе [2].

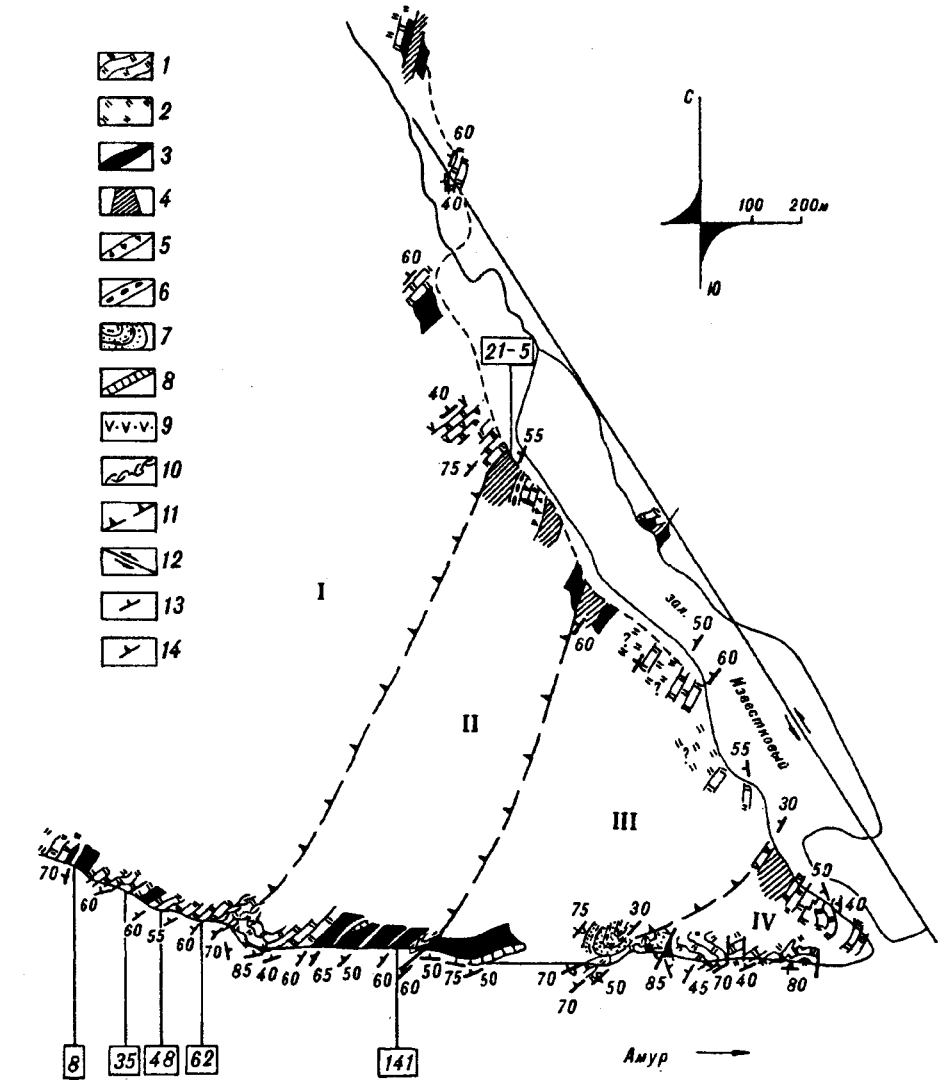


Рис. 3. Строение вулканогенно-кремнистого комплекса в обнажениях по р. Амур и западному борту зал. Известковый.

Римскими цифрами обозначены верхние четыре пластины (нумерация — сверху вниз). Арабскими цифрами в прямоугольниках указаны номера проб с комплексами радиоларий, использованными в данной работе. 1-9 — породы вулканогенно-кремнистого комплекса: 1 — кремни, 2 — кремни в разрозненных обнажениях и свалах, 3 — базальты и их туфы, 4 — кремнистые алевропелиты, 5 — кремнистые брекчи, 6 — кремнистые алевропелиты с включениями кремней, 7 — кремне-обломочные турбидиты, 8 — крупные тела известняков, 9 — туфы среднего — кислого состава; 10-12 — тектонические нарушения: 10 — зоны интенсивного разлинзования и рассланцевания пород, 11 — крутые надвиги, 12 — левый сдвиг; 13, 14 — ориентировка структурных элементов: 13 — слоистости, 14 — сланцеватости и разлинзованности.

Кремнистые алевропелиты оливково-серой окраски в наибольшем объеме встречены в разрозненных обнажениях по бортам зал. Известковый. Их мощность не превышает первых десятков метров. С ними связаны переходными разностями алевропелиты темно-серые со слабым зеленоватым оттенком. Среди алевропелитов встречены уровни с редкими кремнистыми овальными включениями (2—10 см) со сглаженными очертаниями (олистоstromа или горизонт с "окатышами").

Известняки слагают крупные пластообразные тела мощностью до 15 м и отдельные включения мощностью до 1 м, которые находятся в тесной ассоциации с базальтами: мелкие тела включены в кровлю базальтовых потоков, крупные — как подстилаются базальтами, так и перекрываются ими и также представляют собой крупные уплощенные включения. Характер

залегания всех тел позволяет считать их транспортированными в область захоронения лавовыми потоками.

Кремнеобломочные породы залегают в крупной опрокинутой синформе на контакте пластин III и IV, где ими образованы песчано-алевропелитовые, гравийно-алевропелитовые и галечно-алевропелитовые ритмы (20—200 см) с совершенной градационной отсортированностью и эрозионной подошвой. Первичные осадочные текстуры не проявлены. Эти ритмы слагаются главным образом кремнеобломочным материалом с небольшим количеством базальтовых обломков. Предполагается их формирование высокоплотными турбидитовыми потоками в ограниченном пространстве (“незрелые“ [18] турбидиты).

Брекчиевидные кремнеобломочные породы с обломками размером 0,3—3 см, заключенными в кремнистом матриксе, слагают слои до 1 м мощности, залегающие среди кремней.

Комплексы ископаемых радиолярий и возраст отложений. Как уже упоминалось, из кремней известны ранне-позднеюрские радиоляриевые комплексы [6]. Здесь рассматриваются только раннемеловые комплексы радиолярий, установленные в двух верхних (I и II) пластинах (см. рис. 2, 3; нумерация пластин и проб в них — вниз по разрезу). Аналогичные комплексы, по предварительным данным, содержатся и в кремнях пластин III и IV.

Нижнемеловая часть разреза характеризуется богатыми радиоляриевыми комплексами и хорошей — идеальной сохранностью ископаемых форм. Неполный состав комплексов, включающий виды, стратиграфическое распространение которых хорошо установлено [8—11, 14, 16, 17, 19—24], приведен в таблице.

Возраст радиоляриевых комплексов кремней определен в перечисленных пробах следующими интервалами:

В пластине I:

C3-87-KC-8 — конец готерива — середина баррема, по совместному присутствию *Holocryptocanium barbui* Dumitrica, *Pseudodictyomitra* aff., *P. lodogaensis* Pessagno, *Mirifusus chenodes* (Renz), *Thanarla elegantissima* (Cita);

C3-87-KC-35 — конец готерива — середина баррема, по сонахождению *Mirifusus chenodes* (Renz) и *Zhamoidellum ornatum* (Zhamoida);

C3-87-KC-48 — середина валанжина, по сонахождению *Archaeodictyomitra vulgaris* Pessagno, *Ristola cretacea* (Baumgartner) и *Stichomitra doliolum* Aita;

C3-87-KC-62 — ранний — средний валанжин, по совместному присутствию *Eucyrtidiellum ptyctum* Riedel et Sanfilippo, *Siphocampium*(?) *davidi* Schaaf, *Emiluvia pessagno* Foreman, *Cinguloturris carpatica* Dumitrica, *Pseudodictyomitra carpatica* (Lozyniak); *Praeconocaryomma prisca* Pessagno, *Podobursa tricola* Foreman, *Podocapsa amphitreptera* Foreman.

В пластине II:

C3-87-KC-141 — поздний готерив, по сонахождению *Mirifusus chenodes* (Renz), *Thanarla elegantissima* (Cita); *Sethocahsa trachyostraca* Foreman, *Siphocampium*(?) *davidi* Schaaf.

Возраст комплекса радиолярий из оливково-серых кремнистых алевропелитов пластины II в борту зал. Известковый (в пробе C3-87-21-5) определяется, как альбский, по присутствию *Amphipyndax awaensis* Nakaseko et Nishimura, *Amphipyndax mediocris* (Tan Sin Hok), *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark), *Archaeodictyomitra squinaboli* Pessagno, *Diacanthocapsa ovoidea* Dumitrica, *Thanarla praeveneta* Pessagno, *Thanarla veneta* (Squinabol), *Xitus plenus* Pessagno.

Возрастной интервал от наиболее молодой датировки кремней до датировки кремнистых алевропелитов остается незаполненным. Вероятно, часть этого времени приходится на кремнистую седиментацию, часть — на формирование красно-бурых кремнистых алевропелитов (красных пелагических

Радиолярии кремнисто-вулканогенного комплекса Киселевско-Маноминского террейна

Виды радиолярий	Пробы					
	СЗ-87-КС-					СЗ-87
	8	35	48	62	141	-25-1
1	2	3	4	5	6	7
<i>Acaeniotyle umbilicata</i> (Rust)	*	*		*	*	
<i>Acaeniotyle diaphorogona</i> Foreman				*	*	
<i>Acanthocircus dicranocanthos</i> (Squinabol)				*		
<i>Alievium helenae</i> Schaaf			*	*	*	
<i>Amphipyndax awaensis</i> Nakaseko et Nishimura						*
<i>Amphipyndax mediocris</i> (Tan Sin Hok)	cf.					*
<i>Amphipyndax stocki</i> (Campbell et Clark)						*
<i>Angulobracchia</i> (?) <i>portmani</i> (Baumgartner)					*	
<i>Archaeodictyomitra apiara</i> (Rust)	*	*	*	*	*	
<i>Archaeodictyomitra lacrimula</i> (Foreman)		*				
<i>Archaeodictyomitra minoensis</i> (Mizutani)				*		
<i>Archaeodictyomitra pseudoscalaris</i> (Tan Sin Hok)	*	*	*		*	
<i>Archaeodictyomitra puga</i> Schaaf	aff.	*			*	
<i>Archaeodictyomitra rigida</i> Pessagno		*				
<i>Archaeodictyomitra simplex</i> Pessagno						*
<i>Archaeodictyomitra squinaboli</i> Pessagno						*
<i>Archaeodictyomitra vulgaris</i> Pessagno	*	*	*			
<i>Conosphaera tuberosa</i> Tan Sin Hok	aff.	*			*	
<i>Cinguloturris carpatica</i> Dumitrica				*		
<i>Cyrtocapsa asseni</i> Tan Sin Hok					*	
<i>Cyrtocapsa grutterinki</i> Tan Sin Hok	*	*	aff.	*	*	
<i>Diacanthocapsa ancus</i> (Foreman)			aff.	aff.		
<i>Diacanthocapsa brevitborax</i> Dumitrica						aff.
<i>Diacanthocapsa ovoidea</i> Dumitrica						*
<i>Dictyomitra urakawensis</i> Taketani						aff.
<i>Dibolochras chandrica</i> Kocher				*		
<i>Dibolochras tythtopora</i> Foreman				*		
<i>Emiluvia pessagnoii</i> Foreman				*		
<i>Emiluvia salensis</i> Pessagno				*		
<i>Eucyrtidiellum ptyctum</i> Riedel et Sanfilippo				*		
<i>Eucyrtis columbaria</i> Renz	*				*	
<i>Eucyrtis tenuis</i> (Rust)	cf.					
<i>Eucyrtis micropora</i> (Squinabol)	cf.					
<i>Eusyringium spinosum</i> Squinabol						cf.
<i>Foremanella diamphidia</i> (Foreman)				*		
<i>Hemicryptocapsa cryptodon</i> Dumitrica						aff.
<i>Hemicryptocapsa pseudopilula</i> Tan Sin Hok		aff.				
<i>Hemicryptocapsa tuberosa</i> Dumitrica						aff.
<i>Holocryptocanium barbui</i> Dumitrica	*	*			*	*
<i>Mirifusus baileyi</i> Pessagno				*		
<i>Mirifusus chenodes</i> (Renz)	*	*		*	*	
<i>Mirifusus mediodilatatus</i> (Rust)			*	*		
<i>Obesacapsula morroensis</i> Pessagno				*		
<i>Pantanellium lanceola</i> (Parona) group				*	*	
<i>Paronaella broennimanni</i> Pessagno				aff.		
<i>Podobursa helvetica</i> (Rust)	aff.					
<i>Podobursa</i> (?) <i>polylophia</i> Foreman				*		
<i>Podobursa triacantha</i> (Fischli)				*	*	
<i>Podobursa tricola</i> Foreman		aff.		*?		
<i>Podocapsa amphitreptera</i> Foreman				*		
<i>Praeconocaryomma prisca</i> Pessagno				*		

1	2	3	4	5	6	7
<i>Praeconocaryomma hexagona</i> (Rust)				aff.		
<i>Protunuma japonicus</i> Matsuoka et Yao				*		
<i>Pseudodictyomitra carpatica</i> (Lozyniak)		*		*	*	
<i>Pseudodictyomitra lanceleti</i> Schaaf		*				
<i>Pseudodictyomitra leptoconica</i> (Foreman)		*	*	*	*	
<i>Pseudodictyomitra lilyae</i> (Tan Sin Hok)		*			*	
<i>Pseudodictyomitra lodogaensis</i> Pessagno	aff.					
<i>Pseudodictyomitra okamurae</i> Mizutani				*		
<i>Ristola boesii</i> (Parona)	*	*	*	*		
<i>Ristola cretacea</i> (Baumgartner)			*	*		
<i>Sethocapsa cetia</i> Foreman				*		
<i>Sethocapsa kaminogoensis</i> Aita				*		
<i>Sethocapsa lagenaria</i> Wu et Li				*		
<i>Sethocapsa orca</i> Foreman	cf.					
<i>Sethocapsa pseudouterculus</i> Aita			*			
<i>Sethocapsa trachyostraca</i> Foreman	aff.				*	
<i>Sethocapsa uterculus</i> (Parona)	*				*	
<i>Siphocampium</i> (?) <i>davidi</i> Schaaf				*	*	
<i>Solenotryma conicum</i> Dumitrica						*
<i>Spongocapsula palmerae</i> Pessagno					*	
<i>Spongocapsula perampla</i> (Rust)					*	
<i>Squinabollum fossilis</i> (Squinabol)	*					
<i>Stichocapsa cribata</i> Hinde			*			
<i>Stichocapsa decora</i> Rust	*			*		
<i>Stichomitra doliolum</i> Aita			*	*		
<i>Thanarla conica</i> (Aliev)		*	*	*	*	
<i>Thanarla elegantissima</i> (Cita)	*				*	
<i>Thanarla praeveneta</i> Pessagno						*
<i>Thanarla pulchra</i> (Squinabol)	*	*		*	*	
<i>Thanarla veneta</i> (Squinabol)						*
<i>Tripocyclia echiodes</i> (Foreman)				*		
<i>Tritrabs ewingi</i> (Pessagno)				*		
<i>Williriedellum gilkeyi</i> Dumitrica	*	*			*	*
<i>Williriedellum petershmittae</i> Schaaf	aff.	*				
<i>Xitus plenus</i> Pessagno						*
<i>Xitus spicularius</i> (Aliev)	*	*	*	*	*	*
<i>Zhamoidellum ornatum</i> (Zhamoida)		*				

глин), которые в изученных разрезах отсутствуют, но обнаружены в иных частях террейна.

Мощности и темпы седиментации. Мощность части кремнистого разреза верхней пластины (исключая мощность базальтовых тел), приходящаяся на хроностратиграфический интервал ранний — средний валанжин — поздний готерив — ранний баррем, превышает 170 м. Мощность кремней аналогичного возрастного интервала на западном Сахалине [4] составляет 60 м. Как видно, для кремней Киселевско-Маноминского террейна характерны более высокие темпы седиментации. Датированная часть разреза образовалась за интервал времени около 15 млн лет, скорость накопления (без учета литификации) определяется, таким образом, величиной около 12 мм/1000 лет. Сравним их с имеющимися данными по темпам накопления в других разрезах. Н.Ю. Брагиным получены [1] следующие величины (без учета литификации): для триаса Дальнегорского разреза (южное Приморье) — 1,6 мм/1000 лет, для разреза среднего триаса — нижнего мела г. Ююны

(юг восточного Сахалина) — 2,5 мм/1000 лет. Для упомянутого разреза западного Сахалина скорость седиментации составляет 4 мм/1000 лет. Для верхней юры Альп получено среднее значение 5 мм/1000 лет, для верхней юры Греции — 3 мм/1000 лет, для палеозоя Техаса — до 5,3 мм/1000 лет (приведено из [1]). Таким образом, скорость накопления нижнемеловых кремней Киселевско-Маноминского террейна в 2—7 раз превышает аналогичные скорости кремненакопления в других разрезах Востока России и Мира.

Выводы и следствия. Вулканогенно-кремнистый комплекс Киселевско-Маноминского террейна содержит кремнистые и кремнисто-глинистые отложения всего раннего мела. При этом наиболее молодые кремни (из наблюдаемых в разрезе верхней пластины) имеют позднеготеривский — среднебаремский возраст. Оливково-серые гемипелагические кремнистые алевропелиты, представляющие типичный элемент разреза океанических отложений, обычно венчающие кремнистую часть разреза и залегающие при этом над красно-бурыми пелагическими кремнистыми алевропелитами во многих разрезах Дальнего Востока [1, 5, 7, 12], Сахалина [1, 4] и Японии [13], имеют альбский возраст. Очевидно, что кремнистые и кремнисто-глинистые отложения Киселевско-Маноминского террейна являются наиболее молодыми океаническими отложениями в структуре юга континентальной части Дальнего Востока России.

Для кремненакопления той части океана, фрагменты коры которой сохранены в структуре Киселевско-Маноминского террейна, были характерны скорости, в 2—7 раз превышающие обычные.

В структуру аккреционного комплекса включены альбские отложения, что свидетельствует о его формировании в альбское — постальбское время, возможно, синхронно с началом формирования аккреционного клина восточного Сахалина. Более точное установление частично синхронного развития этих структур заставит пересмотреть реконструкции палеотектонической зональности и поставит вопрос о существовании парной или единой зоны субдукции в альбе.

Поскольку киселевская свита как стратиграфическое подразделение утратила свой смысл, требуется выделение нового подразделения под новым наименованием.

Автор считает приятным долгом выразить свою глубокую признательность М.П. Коневой (Институт тектоники и геофизики ДВО РАН) за существенную помощь в работе на разрезах, Г.В. Харитоновой и С.Е. Сиротковой (Институт водных и экологических проблем ДВО РАН) за предоставленную возможность использования лабораторного оборудования, А. Матсуоке (Университет Ниигаты, Японии) за возможность работы на его электронном микроскопе и многочисленные консультации по техническим и палеонтологическим вопросам, Л.И. Попеко (Институт тектоники и геофизики ДВО РАН) за ознакомление с рукописью и критическое обсуждение.

ЛИТЕРАТУРА

1. Брагин Н.Ю. Радиоларии и нижнемезозойские толщи востока СССР. — М.: Наука, 1991.
2. Войнова И.П., Зябрев С.В., Приходько В.С. Петрохимические особенности раннемеловых внутриплитных океанических вулканитов Киселевско-Маноминского террейна (северный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеан. геология. — 1994. — № 6. — С. 83—96.
3. Геология СССР. Т. XIX. Хабаровский край и Амурская область. Часть 1. Геологическое описание. — М.: Недра, 1966.
4. Зябрев С.В., Брагин Н.Ю. Нижний мел Западно-Сахалинского прогиба // Докл. АН СССР. — 1987. — Т. 297, № 6. — С. 1443—1445.
5. Зябрев С.В., Натальин Б.А. Возраст и тектоническая природа вулканогенно-кремнистых и терригенных пород в окрестностях Хабаровска // Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и юга Дальнего Востока: Тез. докл. IV Дальневосточного регионального межведомственного стратиграфического совещания. — Хабаровск, 1990. — С. 173—175.
6. Кузьмин С.П., Шевелев Е.К. Новые данные о строении и возрасте киселевской свиты (Нижнее Приамурье) // Там же. — Хабаровск, 1990. — С. 175—177.
7. Натальин Б.А., Зябрев С.В. Строение мезозойских толщ долины р. Амур. Путеводитель геологической экскурсии. — Хабаровск, 1989.

8. Aita Y. Middle Jurassic to Lower Cretaceous radiolarian biostratigraphy of Shikoku with reference to selected section in Lombardy basin and Sicily // *Sci. Rep. Tohoku University, 2nd ser. (Geol.)*. — 1987. — V. 58, N 1. — P. 1—97.
9. Aita Y., Okada H. Radiolarians and calcareous nannofossils from the uppermost Jurassic and Lower Cretaceous strata of Japan and Tethyan regions // *Micropaleontology*. — 1986. — V. 32, N 2. — P. 97—128.
10. Baumgartner P.O. A Middle Jurassic — Early Cretaceous low-latitude radiolarian zonation based on Unitary Associations and age of Tethyan radiolarites // *Eclogae geol. Helv.* — 1984. — V. 77, N 3. — P. 729—837.
11. Dumitrica P. Cryptocephalic and cryptothoracic Nassellaria in some Mesozoic deposits of Roumania // *Rev. Roum. Geol., Geophys., Geogr., Ser. Geol.* — 1970. — V. 14, N 1. — P. 45—124.
12. Kojima S., Wakita K. et al. Mesozoic Radiolarians from the Khabarovsk Complex, Eastern USSR; Their Significance in Relation to the Mino Terrane, Central Japan // *J. Geol. Soc. Japan*. — 1991. — V. 97, N 7. — P. 549—551.
13. Matsuoka A., Yao A. Southern Chichibu Terrane // *Pre-Cretaceous Terranes of Japan* (edited by Ichikawa et al.), Publication of IGSP Proj. 224. — Osaka, 1990. — P. 203—216.
14. Nakaseko K., Nishimura A. Upper Jurassic and Cretaceous Radiolaria from the Shimanto Group in Southwest Japan // *Col. Gen. Educ. Osaka Univ., Sci. Rep.* — 1981. — V. 30, N 2. — P. 133—203.
15. Natal'in B. History and modes of Mesozoic accretion in Southeastern Russia // *Island Arc*. — 1993. — № 2. — P. 15—34.
16. Pessagno E.A., Jr. Upper Jurassic Radiolaria and radiolarian biostratigraphy of the California Coast Ranges // *Micropaleontology*. — 1977. — V. 23, N 1. — P. 56—113.
17. Pessagno E.A., Jr. Lower Cretaceous radiolarian biostratigraphy of the Great Valley Sequence and Franciscan Complex, California Coast Ranges // *Cushman Found. Foram. Res. Spec. Publ.* — 1977. — N 15. — P. 87.
18. Ricci-Lucchi F. Depositional cycles in two turbidite formations of Northern Apennines (Italy) // *J. Sedimentary Petrology*. — 1975. — V. 45, N 1. — P. 3—43.
19. Sanfilippo A., Riedel W. Cretaceous Radiolaria // Bolli H.L. et al., eds. *Plancton Stratigraphy* / Cambridge Univ. Press. — London, 1985. — P. 573—630.
20. Schaaf A. Late Early Cretaceous Radiolaria from Deep Sea Drilling Project Leg 62 / Thiede J., Vallier T.L. et al. // *Init. Repts DSDP*. — 1981. — V. 62. — P. 419—470.
21. Schaaf A. Les radiolaires du Crétacé inférieur et moyen; biologie et systématique // *Sci. Geol., Mem.* — 1984. — N 75. — P. 189.
22. Schaaf A. Un nouveau canévas biochronologique du Crétacé inférieur et moyen: les biozones à radiolaires // *Sci. Geol., Bull.* — 1985. — N 38. — P. 227—269.
23. Taketani Y. Cretaceous Radiolarian biostratigraphy of the Urakawa and Obira areas, Hokkaido // *Sci. Rep. Tohoku Univ., 2nd ser. (Geol.)*. — 1982. — V. 52, N 1—2. — P. 1—75.
24. Thurow J. Cretaceous Radiolarians of the North Atlantic Ocean: ODP Leg 103 (Sites 638, 640 and 641) and DSDP Legs 93 (Site 603) and 47B (Site 398) // *Proc. ODP, Sci. Results, College Station, TX*. — 1988. — V. 103. — P. 379—418.

ИТУГ ДВО РАН
Хабаровск

Поступила в редакцию
14 июня 1994 г.

S.V. Zyabrev

**EARLY CRETACEOUS CHERTS
OF THE KISELYOVSK-MANOMINSK TERRANE AS THE YOUNGEST
OCEANIC DEPOSITS IN THE STRUCTURE
OF RUSSIA'S CONTINENTAL FAR EAST SOUTH**

New data on the structure and age of the volcanogenic-cherty complex of the Kiselyovsk-Manominsk terrane in the vicinity of Kiselyovka village are presented which were obtained by detailed investigation into its structure and by the use of radiolarians for dating cherts and hemipelagic cherty aleuropelites.

The structure of the complex is interpreted as steeply dipping, imbricated-thrust accompanied by folding and strike-slip faults. The distinguished Kiselyovsk suits (in the former interpretation of its structure) is not a stratigraphic unit, but a packet of tectonic sheets.

In addition to the available age dates of the cherts from radiolarians, spanning Early — Late Jurassic, Early Cretaceous datings were obtained. The youngest cherts are dated to Late Hauterivian — Early Barremian, cherty aleuropelites — to Albian. Early Cretaceous chert accumulation is characterized by sedimentation rates 2—7 times exceeding the known ones.

The terrane's accretionary structure was formed in Albian — post-Albian time, possibly, partly synchronous with the formation of the accretionary wedge of East Sakhalin, which requires revision of paleotectonic zoning.

И.П. Войнова, С.В. Зябрев, В.С. Приходько

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАННЕМЕЛОВЫХ ВНУТРИПЛИТНЫХ ОКЕАНИЧЕСКИХ ВУЛКАНИТОВ КИСЕЛЕВСКО-МАНОМИНСКОГО ТЕРРЕЙНА

(северный Сихотэ-Алинь)

Приведены данные по петрохимии и геохимии базальтов вулканогенно-кремнистого комплекса Киселевско-Маноминского террейна. Раннемеловой возраст базальтов определен по ископаемым радиоляриям из сопутствующих кремнистых отложений. Предполагается, что рассматриваемые вулканы формировались во внутриплитных океанических условиях над плюмом. Сделан вывод, что это самые молодые гайоты из известных на континентальном Дальнем Востоке Азии.

Киселевско-Маноминский тектоностратиграфический террейн, сложенный пластинами вулканогенно-кремнистых, кремнисто-глинистых и терригенных пород, рассматривается как аккреционный клин Хингано-Охотской аккреционной системы [8, 18].

Детально структура киселевского вулканогенно-кремнистого комплекса изучена в районе с. Киселевка и рассмотрена в работе [2]. Настоящая статья посвящена возрасту и петрохимическим особенностям базальтов, залегающих на разных стратиграфических уровнях кремнистого разреза.

Положение базальтов в разрезе. Тела базальтов присутствуют (рис. 1) в разрезах кремнистых отложений только четырех верхних пластин (нумерация пластин и потоков дается сверху вниз по разрезу) и занимают различную позицию относительно контактов пластин, располагаясь как у основания, так и в центральных и верхних частях. Крупные тела состоят из нескольких потоков мощностью от 2 м до первых десятков метров, среди них залегают горизонты туфов основного состава и маломощные прослои кремней. Приуроченные к базальтам органогенно-обломочные известняки встречаются в виде как ксенолитов, так и мощных пластовых тел.

Насыщенность разреза вулканиками различна. Верхняя, I пластина содержит небольшое количество вулкаников, здесь преобладают вмещающие породы. Во II пластине потоки базальтов составляют значительную часть разреза, переслаиваясь с кремнистыми породами. В III пластине вулканы преобладают, они слагают единую мощную толщу, разделение которой на отдельные потоки часто возможно лишь по присутствию миндалекаменных и гиалокластитовых разностей. В IV пластине базальты редки.

Возраст базальтовых тел по ископаемым радиоляриям. Состав комплексов ископаемых радиолярий из различных частей кремнистого разреза (см. рис. 1) указывает на раннемеловой возраст базальтов двух первых пластин I и II (подробно см. [2]). Возраст двух верхних (1, 2) базальтовых потоков пластины I определяется как среднеготеривский — среднебарремский по совместному присутствию *Holocryptocanium barbui* Dumitrica, *Pseudodictyomitra* aff. *P. lodogaensis* Pessagno, *Mirifusus chenoides* (Renz), *Thanarla elegantissima* в пробе (Cita) СЗ-87-КС-8.

Возраст базальтов в центральной части этой пластины (поток № 3) может быть оценен по радиоляриевым комплексам, установленным в пробах СЗ-87-КС-35 (18 м выше кровли базальтов) и СЗ-87-КС-48 (10 м ниже подошвы). Первый из них, содержащий *Mirifusus chenoides* (Renz) и *Zhamoidellum ornatum* (Zhamoida), датируется интервалом середина готерива — середина баррема, второй — с *Archaeodictyomitra vulgaris* Pessagno, *Ristola cretacea* (Baumgartner) и *Stichomitra doliolum* Aita — соответствует, скорее всего, середине валанжина. Таким образом, возраст базальтов, наиболее вероятно, отвечает рубежу валанжина и готерива.

Средние химические составы потоков базальтов Киселевско-Маноминского комплекса

Компонент	Тектонические пластины													
	I			II					III				IV	
	Вулканические потоки													
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	49,90	48,44	53,89	47,86	47,65	47,15	48,40	48,76	47,23	47,83	48,77	47,81	44,77	47,21
TiO ₂	1,70	2,82	1,71	2,12	2,69	1,93	2,40	2,73	2,37	2,14	2,67	1,70	2,85	2,57
Al ₂ O ₃	18,65	16,36	14,89	16,38	15,56	12,43	15,58	15,08	16,16	13,02	16,60	12,41	16,40	16,20
FeO*	10,28	15,09	9,30	11,96	10,43	12,41	10,55	13,67	12,53	12,57	12,51	11,82	14,07	12,78
MnO	0,12	0,10	0,21	0,14	0,26	0,13	0,12	0,18	0,12	0,13	0,08	0,10	0,16	0,13
MgO	7,09	3,28	3,76	6,34	7,51	8,76	5,41	5,87	6,74	7,59	4,72	8,37	7,77	8,52
CaO	5,83	6,19	7,83	8,81	10,10	12,72	12,23	7,23	7,96	10,93	8,21	13,21	9,16	7,05
Na ₂ O	5,39	4,78	5,67	4,31	4,61	2,85	4,37	5,26	4,77	3,50	4,38	2,86	3,03	4,22
K ₂ O	0,62	1,10	1,64	1,06	0,79	0,59	0,14	0,21	0,93	0,97	0,80	0,61	0,34	0,07
P ₂ O ₅	0,47	0,43	0,40	0,33	0,26	0,23	0,42	0,36	0,32	0,30	0,36	0,20	0,42	0,35
n	3	4	5	4	5	1	1	2	4	4	1	2	1	1
Rb	10,5	17,5	14	32	18	11	0	0	0	10	12	10	0	0
Sr	449	415	432	344,5	473	324	289	356	308	398	466	405	310	469
Rb/Sr	0,02	0,04	0,03	0,09	0,04	0,03	0	0	0	0,03	0,03	0,02	0	0
n	2	2	4	2	4	4	1	1	2	3	3	1	1	1
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,7055	0,7055	0,7069	0,7053	0,7053	0,7045	0,7054	0,7057	0,7051	0,7045	0,7043	0,7044	0,7035	0,7064
n	3	4	4	4	4	1	1	2	4	4	1	1	1	1
Zr	146	187	136	159	123	113	172	174	146	151	172	114	205	183

Nb	66	11	22	28	21	21	35	30	24	28	19	37	31
Y	15	22	20	20	17	18	18	24	20	17	18	25	22
Nb/Zr	0,45	0,06	0,16	0,18	0,17	0,19	0,20	0,17	0,17	0,18	0,17	0,18	0,17
n	2	2	2	4	4	1	1	2	3	3	1	1	1

Примечание. Окислы приводятся в %, элементы — в г/г. $Fe^* = FeO + 0,9Fe_2O_3$; n — число анализов. Петрогенные элементы, Rb, Sr, $^{87}Sr/^{86}Sr$ определены в лаборатории петрологии ИГиГ ДВО РАН (аналитики Михалева Ю.А., Сухова Л.А., Засулина В.Е., Бокосенко Л.С., Ильина Н.И.); Zn, Nb, Y — в рентгеноспектральной лаборатории (ПТТЛ). Первые анализы предварительно пересчитаны на 100%. Вулканическим потоком соответствуют следующие номера проб: 1 — 5; 6; 2 — 9, 11; 3 — 42 — 44; 4 — 110 — 113; 5 — 118 — 121; 6 — 131; 7 — 139; 8 — 145 — 146; 9 — 154 — 157; 10 — 159 — 161; 11 — 162; 12 — 163 — 165; 13 — 173; 14 — 195.

Более древний комплекс (ранний — нижний валланжин) с *Eucyrtidiellum tyctum* Riedel et Sanfilippo, *Siphocampium*(?) *davidi* Schaaf, *Emiluvia pessagnoii* Foreman, *Cyngulloturris carpathica* Dumitrica, *Pseudodictyomitra carpathica* (Iozyniak) установлен в 55—60 м ниже подошвы этих базальтов (проба СЗ-87-КС-62).

В пластине II возраст базальтов установлен по радиоляриевому комплексу в пробе СЗ-87-КС-141 из кремней, разделяющих отдельные базальтовые потоки (№ 7, 8). Сонахождение *Mirifusus chenoides* (Renz), *Thanarla elegantissima* (Cita), *Sethocapsa trachiostraka* Foreman, *Siphocampium*(?) *davidi* Schaaf. позволяет датировать этот комплекс поздним готеривом.

В пластине III базальты залегают на известняках, в которых известна фауна нижнего лейаса, но в кровле известняков установлены следы размыва [1, 4], так что возраст базальтов можно считать лишь послераннеюрским.

Возраст базальтов самой нижней пластины IV не установлен.

Таким образом, исследуемые базальты являются наиболее молодыми как в составе аккреционного клина Хингано-Охотской аккреционной системы, так и Сихотэ-Алинской складчатой системы в целом, а также и наиболее молодыми для континентальной части Дальнего Востока России.

Общая характеристика базальтов. Базальты киселевского комплекса представляют собой продукты подводных излияний. Это массивные и миндалекаменные, часто подушечные лавы, нередко гиалокластиты, лавобрекчии с пропластками отложений гематитовых гелей.

Базальты I пластины (потоки 1—3) темно-серые, черные, темно-зеленые, вишневые (гематитовые), тонкокристаллические, афировые. Наряду с массивными широко распространены подушечные лавы с порами и миндалинами в краевых частях подушек, встречаются пестрые зелено-вишневые лавобрекчии с прослоями отложений кремнисто-гематитовых гелей и обломками — включениями кремнистых пород. Базальты ассоциируют со слоистыми кремнями, зелеными в верхней части, переходящими через переслаивание в коричнево-красные и кирпичные массивные в нижней части. По разрезу встречается пирокластический материал.

Базальты II пластины (потоки 4—8) афировые, мелко- и тонкокристаллические, в нижней части разреза преобладают зеленые, а в верхней — вишневые, “пятнистые” зелено-вишневые разности. Постоянно присутствуют гиалокластиты, лавобрекчии, шлаковые разности, содержащие ксенолиты кремней. Потоки базальтов переслаиваются с кремнями, яшмами. С лавобрекчиями ассоциируют гематитовые тонкозернистые песчаники.

В III пластине (потоки 9—13) преобладают черно-зеленые, иногда сиреневатые мелкокристаллические порфиоровые базальты с вкрапленниками оливина размером до 1 см. Лавы массивные, часто миндалекаменные, иногда потертые и слегка рассланцованные. В верхней части пластины развиты гиалокластиты. В нижней части встречаются тонкокристаллические черно-зе-

Средний химический состав базальтов по пластинам

Компонент	Тектоническая пластина				
	I		II	III	IV
	Вулканические потоки				
	1-2	3	4-8	9-13	14
SiO ₂	49,07	53,89	47,90	47,42	47,21
TiO ₂	2,34	1,71	2,44	2,27	2,57
Al ₂ O ₃	17,34	14,89	15,50	14,68	16,20
FeO	13,03	9,30	11,56	12,57	12,78
MnO	0,11	0,21	0,19	0,12	0,13
MgO	4,91	3,76	6,84	7,31	8,52
CaO	6,04	7,83	9,63	9,73	7,05
Na ₂ O	5,04	5,67	4,46	3,87	4,22
K ₂ O	0,89	1,64	0,72	0,77	0,07
P ₂ O ₅	0,45	0,40	0,31	0,30	0,35
<i>n</i>	7	5	13	12	1
Rb	14	32	10	9	0
Sr	432	344,5	372	420	289
Rb/Sr	0,03	0,09	0,03	0,02	0
<i>n</i>	4	2	12	9	1
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,7055	0,7069	0,7053	0,7046	0,7064
<i>n</i>	7	4	12	11	1
Zr	167	136	150	154	183
Nb	38	22	26	27	31
Y	17	20	19	19	22
Nb/Zr	0,22	0,16	0,17	0,17	0,17
<i>n</i>	4	2	12	9	1

Примечание. Вулканическим потокам соответствуют номера проб: 1-2 - 5-11; 3 - 42-44; 4-8 - 110-146; 9-13 - 154-175; 14 - 195.

ленные с табачным оттенком вариолитовые базальты, содержащие вариоли почти черного стекла размером до 0,4 см. Разрез характеризуется чередованием преобладающих оливиновых базальтов, слагающих внутренние части потоков, гиалокластитов и флюидальных разностей, приуроченных к внешним частям. Базальты этой пластины залегают с размывом на известняках и содержат их обломки.

IV пластина сложена кремнистыми породами, черными сланцами и наиболее сильно дислоцирована. Потоки базальтов крайне редки (поток 14).

Химический состав базальтов. Химический состав базальтов представлен в табл. 1, 2, где приведены средние составы по потокам и пластинам.

Петрохимические особенности. По петрохимическому составу (см. табл. 1, 2, рис. 2) преобладают базальты с содержаниями SiO₂ от 47 до 50 %, реже встречаются пикробазальты (SiO₂ = 44 % — поток № 13 пластины III) и андезитобазальты (SiO₂ = 52—55 % — лишь поток 3 пластины I). Это субщелочные и (меньше) щелочные базальты (см. рис. 2—4), существенно натровые (см. рис. 3) (отношение K₂O/Na₂O даже в андезитобазальтах не поднимается выше 0,3), с невысокими, в целом, содержаниями калия (см. рис. 3, 4). Преобладают содержания K₂O порядка

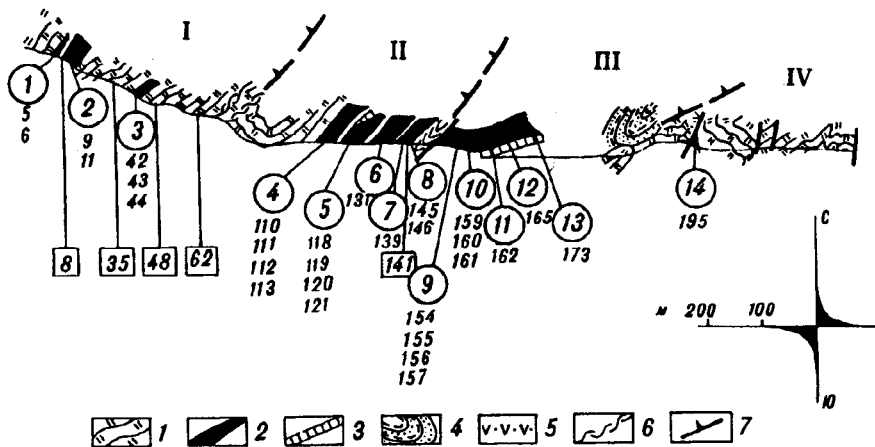


Рис. 1. Позиция базальтовых тел в структуре вулканогенно-кремнистого комплекса, обнаженного по р. Амур выше с. Киселевка.

Арабскими цифрами указаны номера петрохимических проб, номера потоков обведены кружком; в прямоугольниках — номера проб с комплексами ископаемых радиоларий. Римскими цифрами обозначены номера пластин. 1 — кремни, 2 — базальты, 3 — известняки, 4 — кремнеобломочные турбидиты, 5 — туфы, 6 — зоны разлинования и расчленения пород, 7 — тектонические границы пластин.

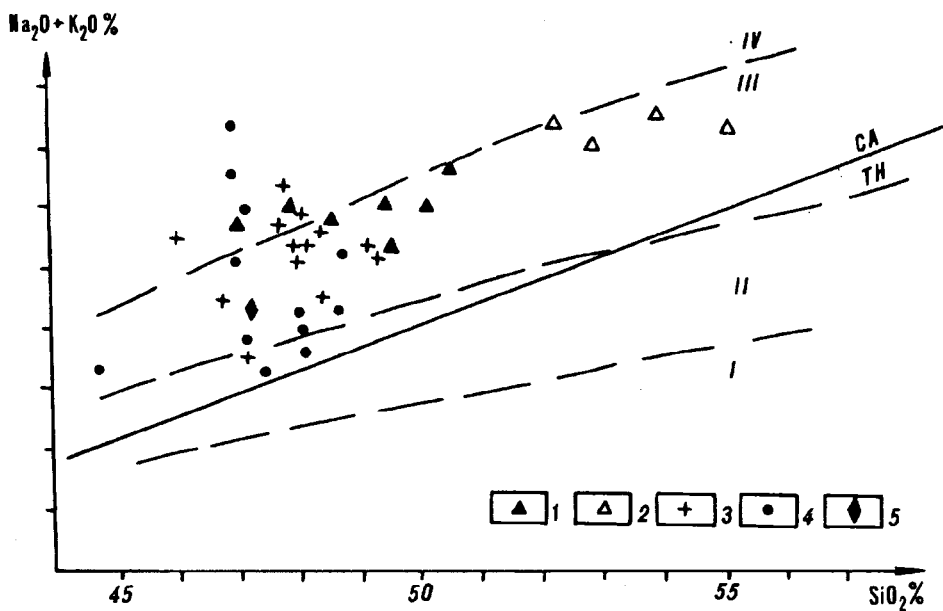


Рис. 2. Диаграмма $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ для базальтов киселевского комплекса.

Точки на диаграмме соответствуют частным анализам проб базальтов из: 1 — I пластины, потоки 1, 2, 2 — I пластины, поток 3, 3 — II пластины, 4 — III пластины, 5 — IV пластины. Пунктирные линии — границы полей по [3]. Породы: I — толеитовой, II — известково-щелочной, III — субщелочной, IV — щелочной серий. Сплошная линия — граница толеитовых и щелочных базальтов по [15].

0,5—1 %, в андезитобазальтах достигают 1,6 %. Реже встречаются базальты с очень низкими значениями $\text{K}_2\text{O} = 0,07-0,2$ % (см. рис. 3, 4). Для изученных пород характерны высокие содержания TiO_2 (1,6—3 %) и общего FeO^* (от 9 % до 16,5 % в гематитовых разностях I пластины), нестабильные — Al_2O_3 (12—19%), MgO (2,5—9,5%), CaO (4,5—13%). На треугольной диаграмме AFM (рис. 5) фигуративные точки составов базальтов располагаются близко, но выше линии раздела толеитовых и известково-щелочных серий, исходные расплавы попадают в центр поля абиссальных толеитов. Тренд дифференциации (см. рис. 5) указывает на слабозелезистую тен-

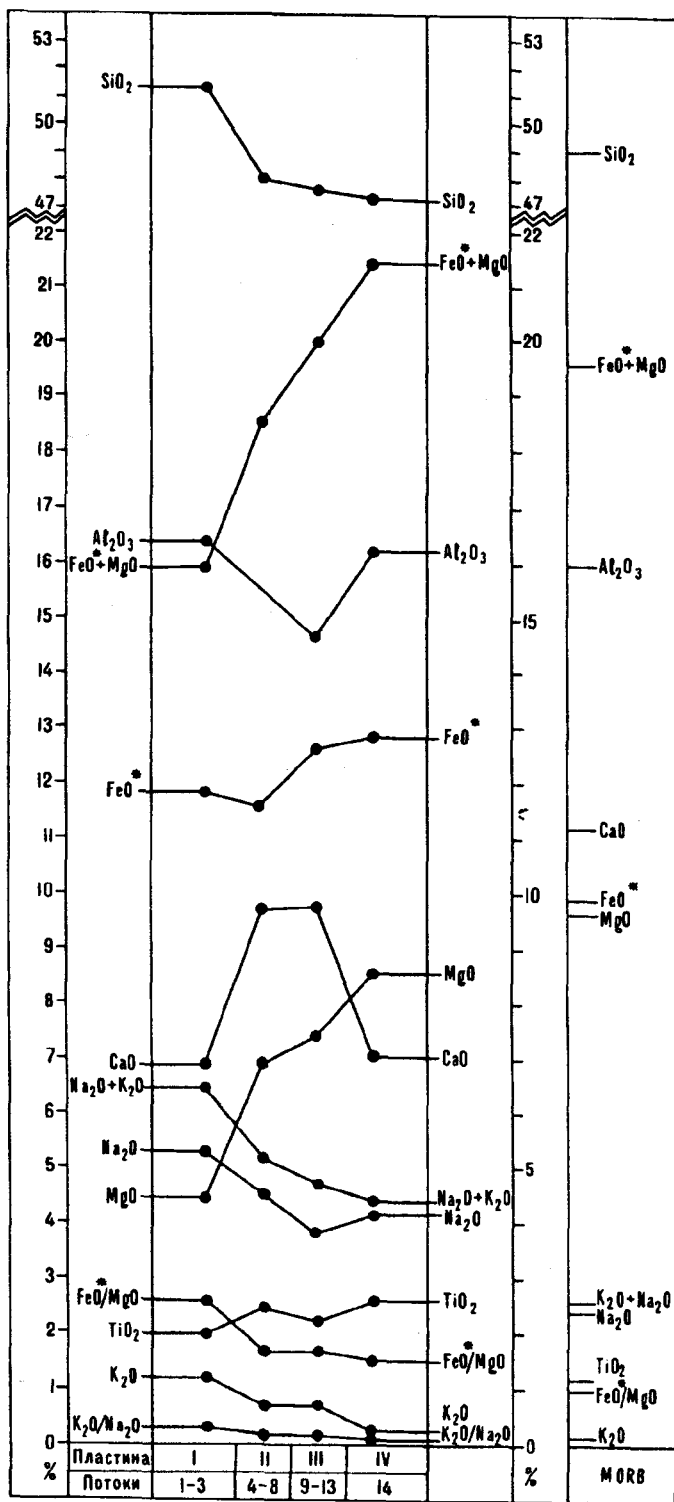


Рис. 3. Вариации средних содержаний элементов по пластичинам и сравнение со средним MORB (по [21]).

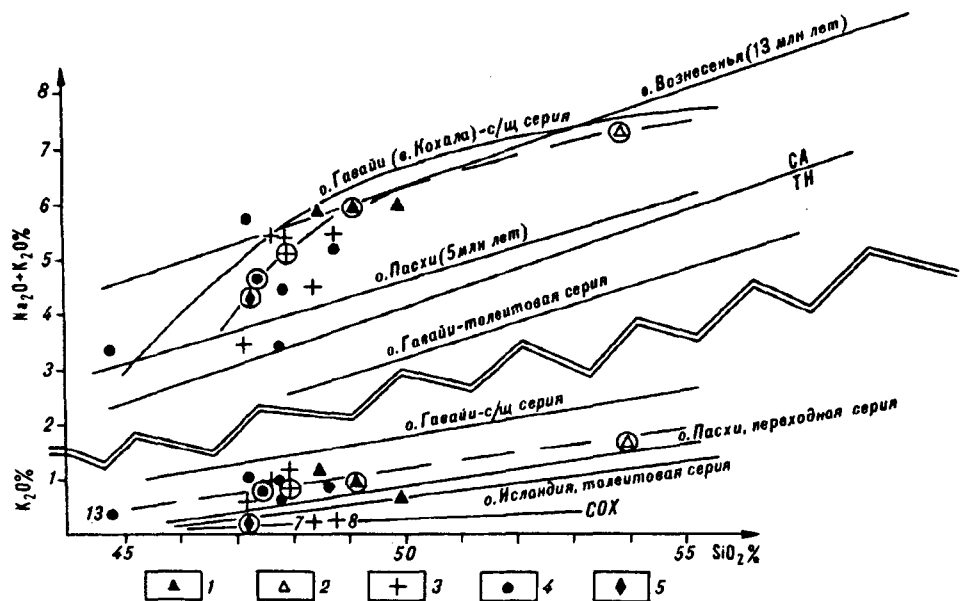


Рис. 4. Диаграмма средних содержаний $Na_2O + K_2O$ и $K_2O - SiO_2$ для базальтов киселевского комплекса и вулканитов современных океанических областей.

Средние содержания базальтов киселевского комплекса по потокам: 1 — I пластины, потоки 1, 2; 2 — II пластины, поток 3; 3 — II пластины; 4 — III пластины; 5 — IV пластины. Кружки обведены точки средних содержаний базальтов соответствующих пластин в целом. Номера точек соответствуют номерам потоков (приводятся номера лишь тех потоков, в которых средние содержания элементов не укладываются в общую по пластине совокупность). CA/TH — граница толеитовых и щелочных серий по [15]; тренды, соответствующие вулканитам океанических областей — по [9]. В скобках указано время, прошедшее с момента, когда вулкан находился над плюмом, по [9].

тенцию преимущественно за счет падения содержаний MgO (см. рис. 3). На дискриминационной диаграмме $FeO^* / MgO - SiO_2$ фигуративные точки также располагаются в области толеитовых (не известково-щелочных) составов (рис. 6).

На дискриминационных петрохимических диаграммах, позволяющих судить о геодинамической обстановке формирования базальтов (рис. 7—9), точки составов ложатся в поля, соответствующие океаническим условиям. На факторной диаграмме Дж. Пирса [19] точки группируются вдоль линии раздела полей составов базальтов океанического ложа и внутриплитовых океанических островов (см. рис. 7). По соотношениям TiO_2 и K_2O (по [7]) базальты соответствуют вулканитам океанических островов и внутриплитных областей (см. рис. 8). На диаграмме (см. рис. 9) $TiO_2 - FeO^* / MgO$ [12] точки располагаются преимущественно в поле составов океанических островов. На сводной диаграмме составов (см. рис. 3) и спайдер-диаграмме среднего состава, нормированного относительно MORB [21] четко проявляется тенденция обогащения базальтов киселевского комплекса щелочами, титаном и железом и обеднение кальцием и магнием (рис. 10). Подобный характер распределения окислов имеет место в субщелочных базальтах Гавайских островов (влк. Кохала) [21]. Аномальным является более значительное обогащение Na_2O . На диаграмме (рис. 11) $K_2O \times 100 / Na_2O + K_2O - TiO_2 / P_2O_5$ (по [11]), показывающей удаленность от оси спрединга, точки располагаются в поле рифтогенных базальтов, а не внутриплитных, возможно, за счет упоминавшегося ранее повышенного обогащения натрием.

В целом следует отметить близость составов базальтов всех пластин. На диаграммах, хотя и наблюдается разброс точек, соответствующих отдельным анализам и средним по потокам, обнаруживается высокая степень сходства средних составов по пластинам, свидетельствующая о сходстве составов и близких условиях образования исходных магм. Рассматривая более тонкие различия, можно отметить некоторую обособленность составов базальтов IV

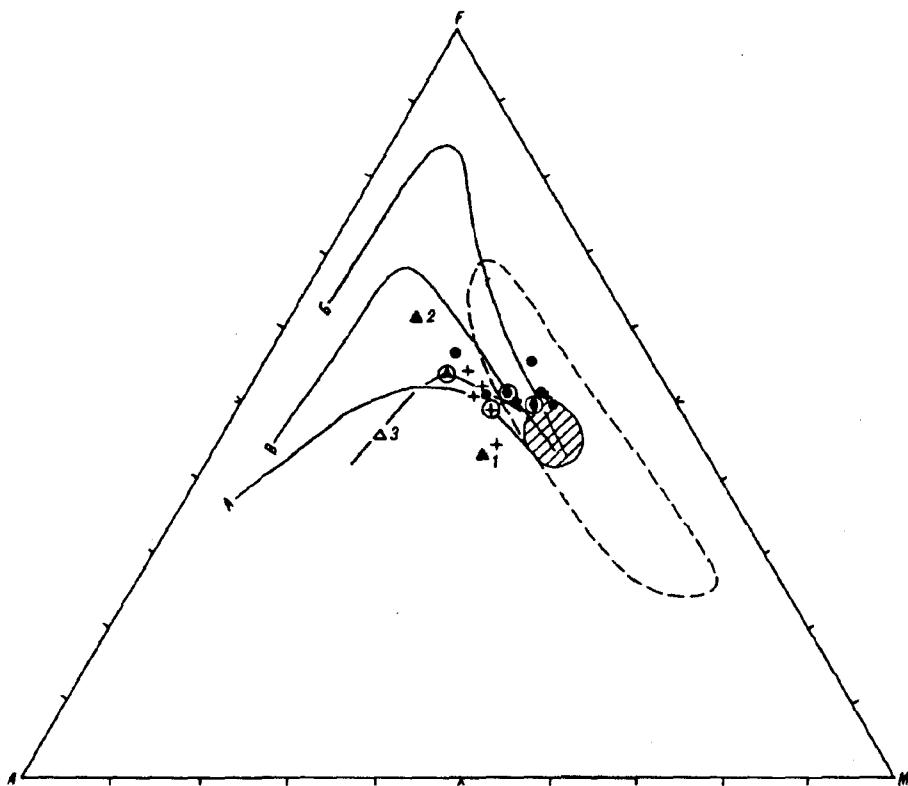


Рис. 5. Диаграмма $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{FeO}^* - \text{MgO}(\text{AFM})$.

A — линия раздела толеитовой и известково-щелочной серий по [13], *B*, *B* — тренды магматической дифференциации: *B* — Скергаардского интрузива по [10], *B* — базальтов Гавайских островов по [6]. Заштриховано поле составов базальтов СОХ; мелким пунктиром ограничено поле составов абиссальных толеитов, по материалам [5]; крупный пунктир — тренд дифференциации базальтов киселевского комплекса. Остальные усл. обозн. см. на рис. 4.

пластины и нижних потоков III (поток 13) и II (потоки 7, 8) пластин вследствие низких содержаний K_2O , что проявляется на диаграммах, так или иначе отражающих вариации калия (см. рис. 3, 4, 7, 8, 11). На диаграмме $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (см. рис. 4) точки этих базальтов ложатся на тренд составов базальтов СОХ. На факторной диаграмме Дж. Пирса (см. рис. 7) они также ложатся в поле базальтов океанического ложа, по соотношению TiO_2 и K_2O (см. рис. 8) их можно сопоставить с Fe—Ti-базальтами СОХ. Диаграмма $\text{K}_2\text{O} \times 100 / \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} - \text{TiO}_2 / \text{P}_2\text{O}_5$ (см. рис. 11) показывает, что эти составы отвечают базальтам, приближенным к оси спрединга. На треугольной диаграмме АФМ точки этих базальтов лежат на границе поля базальтов СОХ (см. рис. 5).

Геохимические особенности. Исследуемые вулканы характеризуются еще большим сходством по геохимическому составу (по сравнению с петрогенными элементами), что также подчеркивает близость составов исходных магм. Это отчетливо проявлено на треугольных

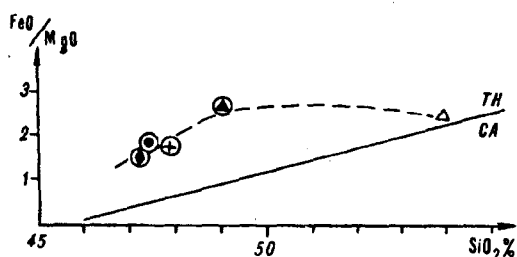
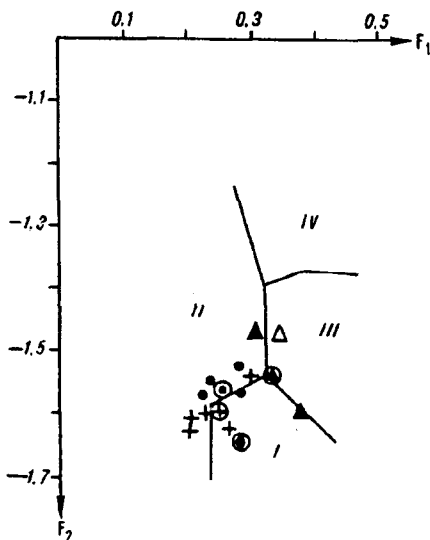


Рис. 6. Диаграмма $\text{FeO}^* / \text{MgO} - \text{SiO}_2$ (по [17]).

Усл. обозн. см. на рис. 4.

Рис. 7. Факторная диаграмма Дж. Пирса [19].

Значения факторов: $F_1 = +0,0088SiO_2 + 0,0774TiO_2 +$
 $+ 0,0102Al_2O_3 + 0,0066FeO^* - 0,0017Mg - 0,0143CaO -$
 $- 0,0155Na_2O - 0,0007K_2O$; $F_{22} = - 0,0130SiO_2 - 0,0185TiO_2 -$
 $- 0,0129Al_2O_3 - 0,0134FeO^* - 0,0300MgO - 0,0204CaO -$
 $- 0,0481Na_2O + 0,0715K_2O$. Поля базальтов: I — океанического ложа, II — внутриплитовых океанических островов и континентальных, III — островодужных известково-щелочных и низкокальциевых, IV — шошонитовых. Ост. усл. обозн. см. на рис. 4.



дискриминационных диаграммах $TiO_2/100 - Zr - Y \times 3$ (рис. 12) и $2Nb - Zr/4 - Y$ (рис. 13), где фигуративные точки средних (а также и отдельных) составов ложатся очень компактно в поле внутриплитных океанических базальтов, на границе толеитовых и щелочных. При этом можно отметить несколько пониженные содержания Y и Zr и повышенные — TiO_2 .

Базальты характеризуются достаточно стабильными отношениями Nb/Zr в пределах 0,15—0,20, среднее 0,17, при незначительных вариациях их абсолютных содержаний (рис. 14). Разброс точек, соответствующих базальтам 1 и 2 потоков I пластины, объясняется разделением Nb и Zr в соответствии с их химическими свойствами: для базальтов потока 1 характерно преобладание закисной формы железа над окисной при малых величинах суммарного железа, образование ильменита и, соответственно, высокая концентрация Nb и повышение отношения Nb/Zr; базальты потока 2 отличаются повышенной железистостью с преобладанием окисной формы железа над закисной, кристаллизацией магнетита и гематита и, соответственно, высокой концентрацией Zr и понижением отношения Nb/Zr. Среднее же отношение Nb/Zr немного выше, но близко к таковому в базальтах других пластин.

На диаграммах соотношений Y—Zr и Nb—Zr (рис. 15) фигуративные точки средних составов по пластинам ложатся вблизи тренда, соответствующего Р-типу MORB.

На спайдер-диаграмме средних содержаний малых элементов (рис. 16), нормированных по MORB, ярко прослеживается обогащение исследуемых

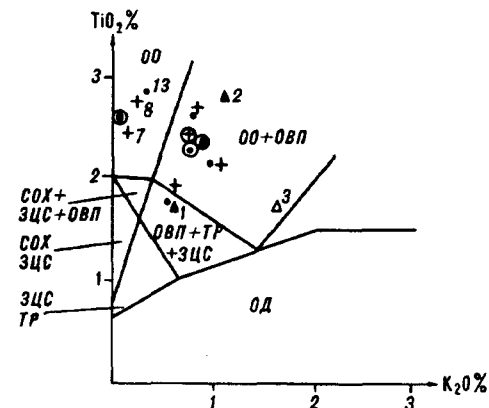


Рис. 8. Дискриминационная диаграмма $TiO_2 - K_2O$ по [7].

Поля базальтов: ОО — океанических островов, ОВП — океанических внутриплитных, СОХ — срединно-океанических хребтов, ЗЦС — задаточных центров спрединга, ТР — трансформных разломов, ОД — островных дуг. Ост. усл. обозн. см. на рис. 4.

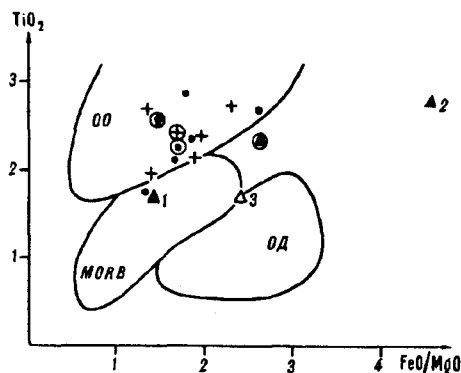


Рис. 9. Дискриминационная диаграмма $TiO_2 - FeO^*/MgO$ по [12].

Поля базальтов: ОО — океанических островов, ОД — островных дуг, МОРВ — срединно-океанических хребтов. Ост. усл. обозн. см. на рис. 4.

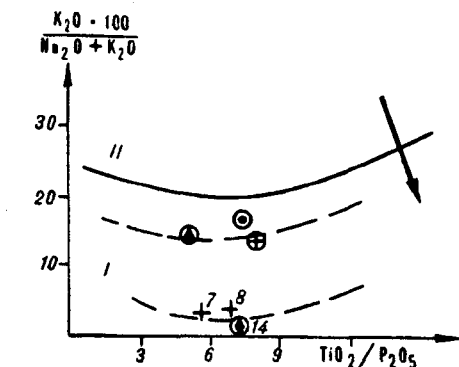
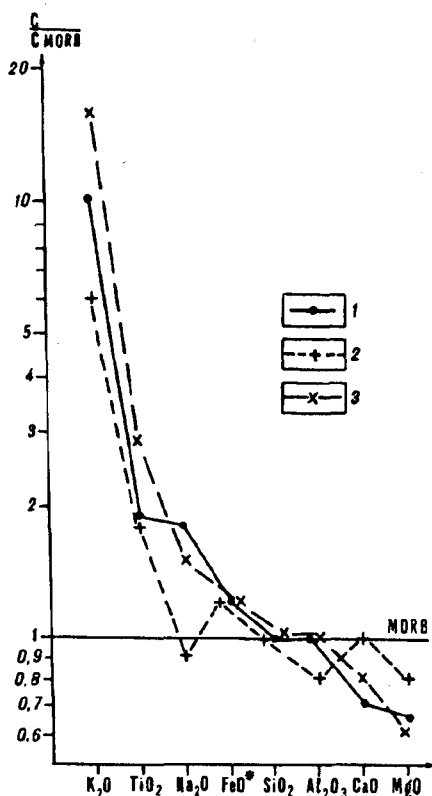


Рис. 11. Диаграмма $K_2O \times 100 / Na_2O + K_2O - TiO_2 / P_2O_5$ по [11]. Поля базальтов: I — рифтогенных, II — внутриплитных. Стрелка указывает на приближение к оси спрединга. Ост. усл. обозн. см. на рис. 4.

Рис. 10. Спайдер-диаграмма среднего петрохимического состава базальтов киселевского комплекса, нормированного по MORB.

1 — базальты киселевского комплекса, 2, 3 — базальты Гавайских островов: 2 — толеитовой серии (влк. Килауэа), 3 — субщелочной серии (влк. Кохала). Данные по базальтам Гавайских островов и MORB — по [21].

базальтов наиболее некогерентными элементами (примерно на порядок для Rb и K) и обеднение иттрием. Распределение элементов сходно с таковым для базальтов Гавайских островов (см. рис. 16), но наиболее заметно обогащение Nb и проявляется некоторое обеднение Zr и, особенно, Y.

Rb—Sr-изучение показало низкие их содержания, особенно Rb и, соответственно, пониженные отношения Rb/Sr (рис. 17). Изотопные отношения $^{87}Sr / ^{86}Sr$ в базальтах колеблются от 0,7035 до 0,7057 (аномально значение 0,62 — одно определение в IV пластине), близки в среднем к 0,7050, достигая

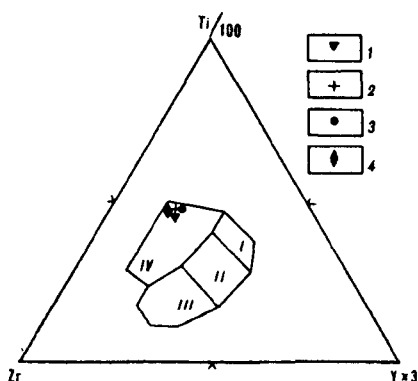


Рис. 12. Треугольная дискриминационная диаграмма Zr—Ti/100—Y x 3 по [20].

Поля составов: I — низкокальциевые толеиты, II — базальты COX и низкокальциевые толеиты, III — известково-щелочные базальты, IV — внутриплитные базальты. Средние составы базальтов киселевского комплекса: 1 — I пластины, 2 — II пластины, 3 — III пластины, 4 — IV пластины.

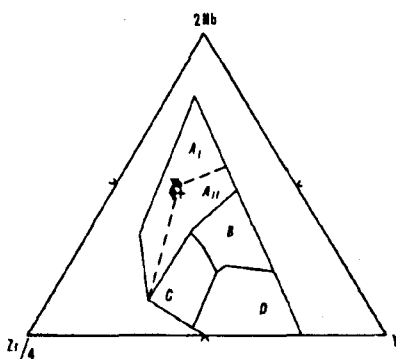


Рис. 13. Треугольная дискриминационная диаграмма 2Nb—Zr/4—Y по [16].

A — внутриплитные базальты щелочные (A_I) и толеитовые (A_{II}), B — P-тип MORB, C — островодужные базальты и внутриплитные толеиты, D — N-тип MORB, островодужные базальты. Ост. усл. обозн. см. на рис. 12.

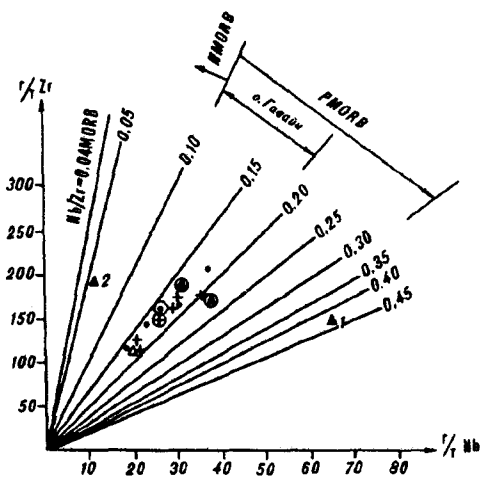


Рис. 14. Диаграмма Zr—Nb.
Усл. обозн. см. на рис. 4.

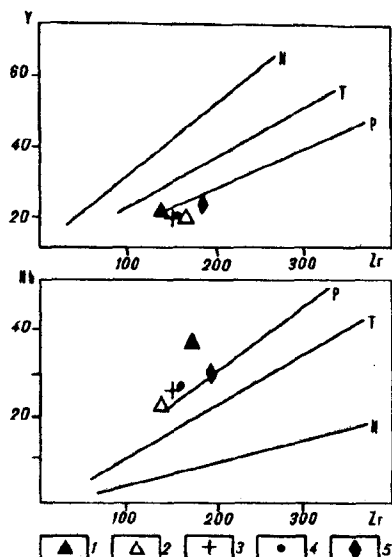


Рис. 15. Диаграмма Y—Zr и Nb—Zr (в г/т).
Тренды базальтов N-, T-, P-типов базальтов срединно-океанических хребтов (MORB) даны по [14]. Средние составы базальтов киселевского комплекса: 1 — I пластины, потоки 1, 2, 2 — I пластины, поток 3, 3 — II пластины, 4 — III пластины, 5 — IV пластины.

0,7070 в андезитобазальтах. Интервал вариаций отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ типичен для базальтов океанических островов и не превышает его, хотя имеются и несколько повышенные значения.

Изменение состава базальтов по разрезу. Несмотря на общую близость химических составов базальтов, существуют определенные вариации их состава. Мы уже отмечали некоторые из них, сейчас же рассмотрим их более подробно. Снизу вверх по разрезу от пластины IV к пластине I (см. рис. 3—6) растут щелочность, содержание SiO_2 и Al_2O_3 , отношение FeO^*/MgO , убывают содержания FeO , MgO , CaO . TiO_2 и K_2O меняются слабо. На диаграмме AFM тренд направлен от базальтам IV пластины, близких MORB, к лавам I пластины, точки которых переходят в область известково-щелочных пород. На дискриминационных диаграммах (см. рис. 7, 8) составы смещаются из полей базальтов, близких MORB, в поля внутриплитных океанических островных базальтов, на диаграмме (см. рис. 11) как бы удаляются от оси спрединга. Притом поразительно близки средние составы базальтов II и III пластин,

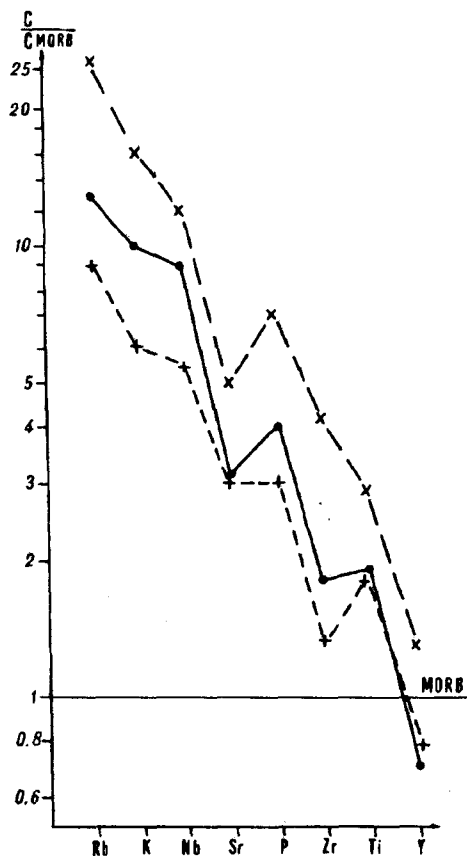
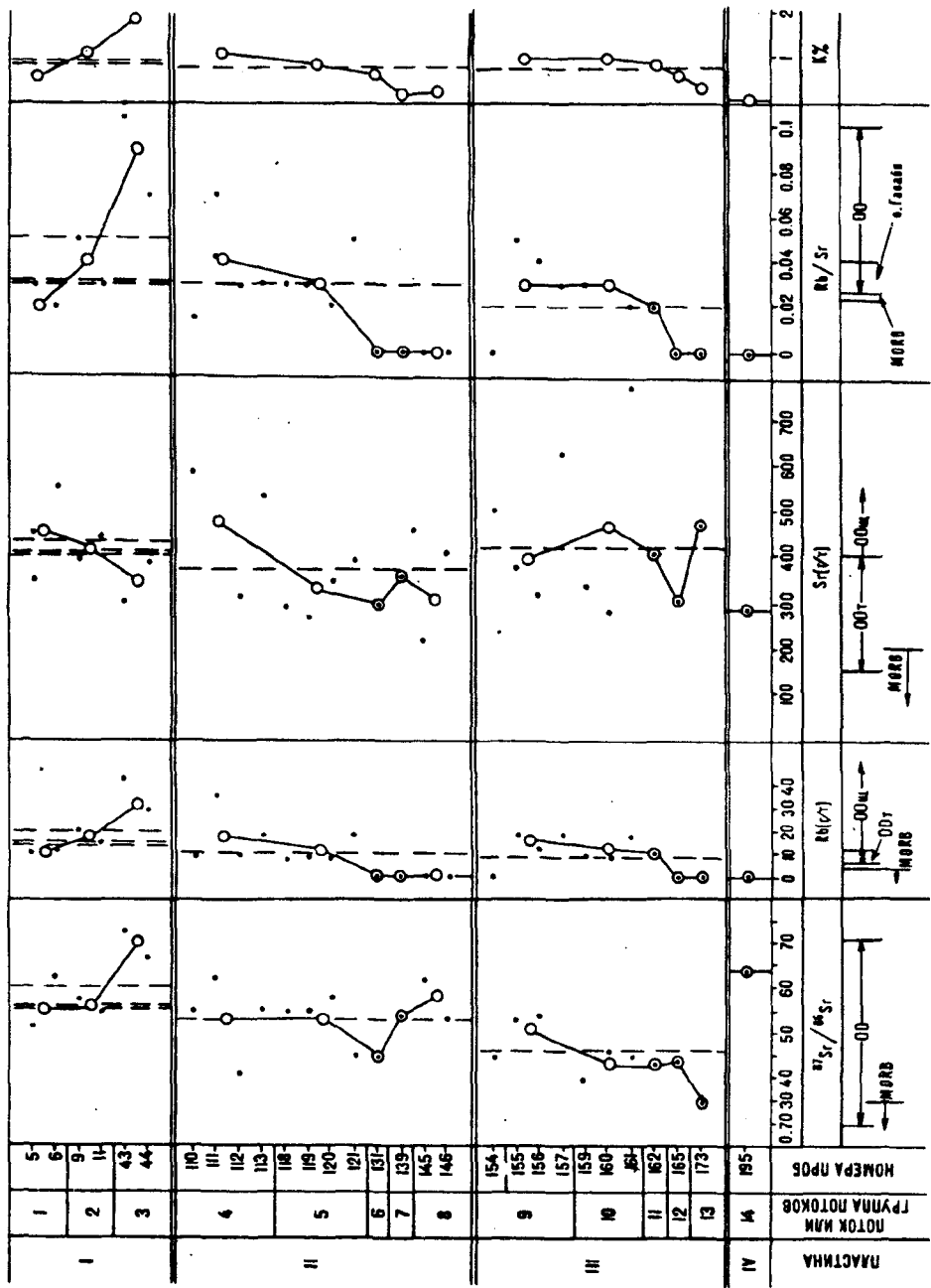


Рис. 16. Спайдер-диаграмма среднего геохимического состава базальтов киселевского комплекса, нормированного по MORB по [21].
Усл. обозн. см. на рис. 10.

Рис. 17. Вариации средних содержаний Rb, Sr, K и отношений Rb/Sr и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в базальтах по потокам и пластинам.

Точками показаны содержания в отдельных пробах, кругами — средние содержания в базальтах по потокам, пунктиром — средние уровни содержаний по пластинам (двойной пунктир — для потоков 1 и 2 I пластины). Для сравнения показаны интервалы содержания соответствующих элементов в базальтах COX — MORB и океанических островов — OO (γ — толеитовых, щ — щелочных) по [21].



хотя каждая из выборок неоднородна. Нижние потоки пластин сложены базальтами, имеющими черты сходства с ранее упомянутыми базальтами IV пластины.

Содержания Nb, Zr, Y менее подвержены вариациям. А вот система Rb—Sr тоже показывает направленные изменения (см. рис. 17). Снизу вверх в целом растет средний уровень содержаний Rb, отношений Rb/Sr и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, содержания Sr волнообразно колеблются около среднего положения. Внутри пластин II и III, так же как и по пороодообразующим элементам, выделяются нижние их слои с максимальной деплетированностью рубидием, чем они сходны с базальтами IV пластины.

Обсуждение результатов и выводы. 1. Возраст базальтов, определенный по ископаемым радиоляриям из сопутствующих кремнистых отложений, с учетом химической общности лав, соответствует интервалу времени готерив — середина баррема. Таким образом, базальты киселевского комплекса являются наиболее молодыми океаническими вулканитами в составе как аккреционного клина Хингано-Охотской аккреционной системы, так и Сихотэ-Алинской покровно-складчатой системе в целом. Более того, это самые молодые ископаемые гайоты из известных на континентальной части Российского Дальнего Востока.

2. Базальты вулканогенно-кремнистого комплекса Киселевско-Манюминского террейна формировались во внутриплитных океанических условиях. Их образование, вероятно, происходило над внутриплитным плюмом, о чем свидетельствует сходство описываемых базальтов с лавами субщелочной серии Гавайских островов (влк. Кохала) [21]. Хотя этому до некоторой степени и противоречит отсутствие толеитовых разностей, но это условие идентификации плюмажных серий не всегда выполняется и в современном океане (о. Мадейра). В нашем же случае отсутствие толеитов может быть объяснено тектоническими срывами.

3. Учитывая сходство лав нижних потоков II и III пластин и IV пластины с плюмовыми базальтами COX (P-тип MORB), можно предположить формирование всего комплекса базальтов вдоль следа плюма, располагавшегося на срединном океаническом палеохребте (подобно о. Пасхи). При этом преобладающая часть киселевских базальтов соответствует границе переходной и щелочной серий (по [9]) и сопоставима с базальтами островов Пасхи и Вознесенья (см. рис. 4). Исходя из этих сопоставлений, можно предположить зарождение магм киселевских базальтов на глубинах 100—200 км на удалении в 50—200 км от плюма, причем длительность “функционирования” плюма и, соответственно, существования палеоокеанических условий можно оценивать (по петрохимическому сходству с базальтами островов Пасхи и Вознесенья) в 5—15 млн лет (см. рис. 4).

4. Сходство средних составов базальтов различных пластин свидетельствует о родстве исходных магм и общности тектонических условий их формирования. Особенно сходны составы и характер вариаций содержаний химических элементов базальтов II и III пластин, что указывает на возможную консервацию в их разрезах единого магматического тела (покрова, гайота), т.е. в данном случае нет необходимости предполагать значительную былую разобщенность участков океанической литосферы, сохранных в смежных пластинах.

5. Вариации составов базальтов по потокам внутри пластин и между пластинами соответствуют общей тенденции развития и дифференциации магматической системы.

6. Длительность формирования базальтов киселевского комплекса, оцененная по геохимическим особенностям (5—15 млн лет), в целом соответствует геохронологическому интервалу (10 млн лет) излияния базальтов, полученному биостратиграфическим методом.

ЛИТЕРАТУРА

2. 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.
3. Классификация и номенклатура магматических горных пород. — М.: Недра, 1981.
4. 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.
5. Лутц Б.Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. — М.: Недра, 1980.
6. Магматические горные породы. Т. 3. — М.: Наука, 1985.
7. Миронов Ю.В. Соотношение титана и калия в базальтах как индикатор тектонической обстановки // Докл. АН СССР. — 1990. — Т. 314, № 6. — С. 1484—1487.
8. Натальин Б.А. Мезозойская аккреционная и коллизионная тектоника юга Дальнего Востока // Тихоокеан. геология. — 1991. — № 5. — С. 3—23.
9. Структурная геология и тектоника плит. Т. 3. — М.: Мир, 1991.
10. Узйджер Л.П., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. — М.: Мир, 1970.
11. Chendrasekharam D., Parthasrthy A. Geochemical and tectonic studies on the coastal and inland Deccan Trap Volcanics and model for the evolution in Deccan Trap volcanism // Neues Jb. Miner. Abh. — 1978. — V. 132. — P. 214—229.
12. Glassley W. Geochemistry and tectonics of Crescent volcanic rocks, Olympic Peninsula, Washington // Geol. Soc. Amer. Bull. — 1974. — V. 85. — P. 785—794.
13. Irvine T.N., Baragar W.R.A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // Can. J. Earth Sci. — 1971. — V. 8. — P. 523—548.
14. Le Roex A.P. Source regions of mid-ocean ridge basalts: evidence for enrichment processes // Mantle Metasomatism. — London: Academic Press Inc., 1987. — P. 389—422.
15. Macdonald G.A., Katsura T. Chemical composition of Hawaiian lavas // J. Petrol. — 1964. — V. 5. — P. 82—133.
16. Meschede M. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb—Zr—Y diagram // Chem. Geol. — 1986. — V. 56. — P. 207—218.
17. Miyashiro A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // Amer. J. Sci. — 1974. — V. 274, N 4. — P. 321—355.
18. Natal'in B. History and modes of Mesozoic accretion in Southeastern Russia // Island Arc. — 1993. — N 2. — P. 15—34.
19. Pearce J.A. Statistical analysis of major element patterns in basalts // J. Petrology. — 1976. — V. 17, N 1. — P. 15—43.
20. Pearce J.A., Cann Y.R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses // Earth Plan. Sci. Letters. — 1973. — V. 19. — P. 220—300.
21. Wilson M. Igneous petrogenesis: — London; Irwin Hyman, 1989.

ИТИГ ДВО РАН
Хабаровск

Поступила в редакцию
14 июня 1994 г.

I.P. Voinova, S.V. Zyabrev, V.S. Prikhodko

**PETROCHEMICAL PECULIARITIES OF EARLY CRETACEOUS
INTRAPLATE OCEANIC VOLCANIC ROCKS
OF THE KISELYOVSK-MANOMINSK TERRANE**
(northern Sikhote-Alin)

Data on petrochemistry and geochemistry of volcanogenic-cherty basalts of the Kiselyovsk-Manominsk terrane are given. The Early Cretaceous age of basalts was determined based on Radiolaria from associated cherts. It is supposed that the volcanics considered formed in intraplate oceanic conditions above the plume. It is concluded they are the youngest guyots known in the Far East Asia.

УДК 568.19(571.6)

В.С. Маркевич, Ю.Л. Болотский, Е.В. Бугдаева

**КУНДУРСКОЕ МЕСТОНАХОЖДЕНИЕ ДИНОЗАВРОВ
В ПРИАМУРЬЕ**

Впервые установлен ранне-среднемаастрихтский возраст остатков динозавров Приамурья. Приведен таксономический состав фауны последних самых северных рептилий. Детализирован

© В.С. Маркевич, Ю.Л. Болотский, Е.В. Бугдаева, 1994

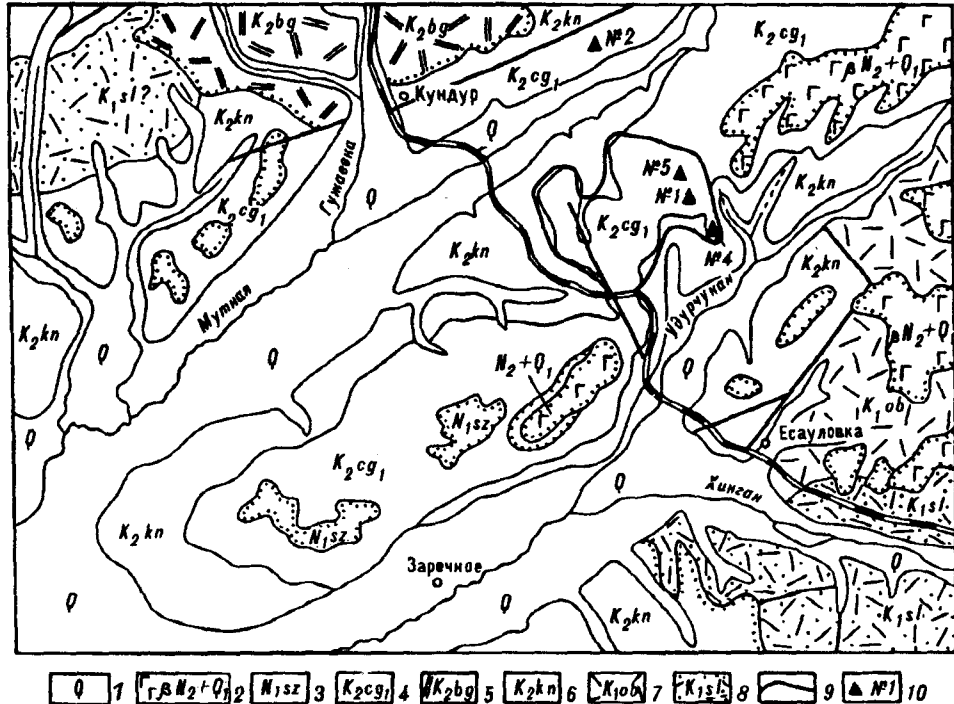


Рис. 1. Геологическая карта (м-ба 1:200 000, Сорокин А.Н.) Кундурского местонахождения позднемерловых рептилий.

1 — четвертичные отложения (Q); 2 — плиоцен-нижнечетвертичные базальты ($BN_2 - Q_1$); 3 — миоцен, сазанковская свита ($N_1 sz$); 4 — маастрихтский ярус, нижнецагайская подсвита ($K_2 cg_1$); 5 — богучанская свита ($K_2 bg$); 6 — кундурская свита ($K_2 kn$); 7 — обманйская свита ($K_1 ob$); 8 — солонечная свита ($K_1 sl$); 9 — граница геологического памятника; 10 — место нахождения и номера разрезов с находками остатков рептилий.

возраст нижней и средней подсвит цагайанской свиты по палинологическим данным. Обсуждаются вопросы условий обитания гадрозавров, причины их вымирания.

Первые остатки рептилий в районе поселка Кундур были обнаружены в 1990 г. геологом В.А. Нагорным. Местонахождение представляет собой ряд выемок вдоль недавно проложенной автомобильной трассы Облучье — Архара.

Собранные палеонтологическим отрядом АмурКНИИ ДВО РАН под руководством Ю.Л. Болотского многочисленные остатки древних рептилий в значительной степени дополнили коллекцию динозавров [2, 3, 17—19]. Таким образом, эта коллекция стала одной из самых представительных по разнообразию и количеству остатков рептилий в Дальневосточном регионе. Она включает многочисленные кости и зубы травоядных и хищных динозавров, а также черепах и крокодилов из местонахождений Приамурья: надпойменной террасы реки Амур на западной окраине г. Благовещенска и Кундурского в междуречье рек Мутная и Удурчукан.

Вопрос о возрасте остатков динозавров в Приамурье долгое время оставался дискуссионным. А.К. Рождественский [18] утверждал, что они переотложенные. Многочисленные находки серий сочлененных позвонков и сочлененных отделов нижних конечностей, по нашему мнению, противоречат этому предположению. С.А. Музылев [16] относил слои с остатками рептилий к цагайанской свите, возраст которой считал кампанским. В дальнейшем предполагался сеноман-раннесенонский возраст Благовещенского местонахождения [3]. Но останки представителей подсемейства ламбеозаврин, эволюционно более продвинутых по сравнению с другими ламбеозавринами, а также сходство их с американским кампанским родом *Corylythosaurus* позволяет предположить их более молодой возраст.

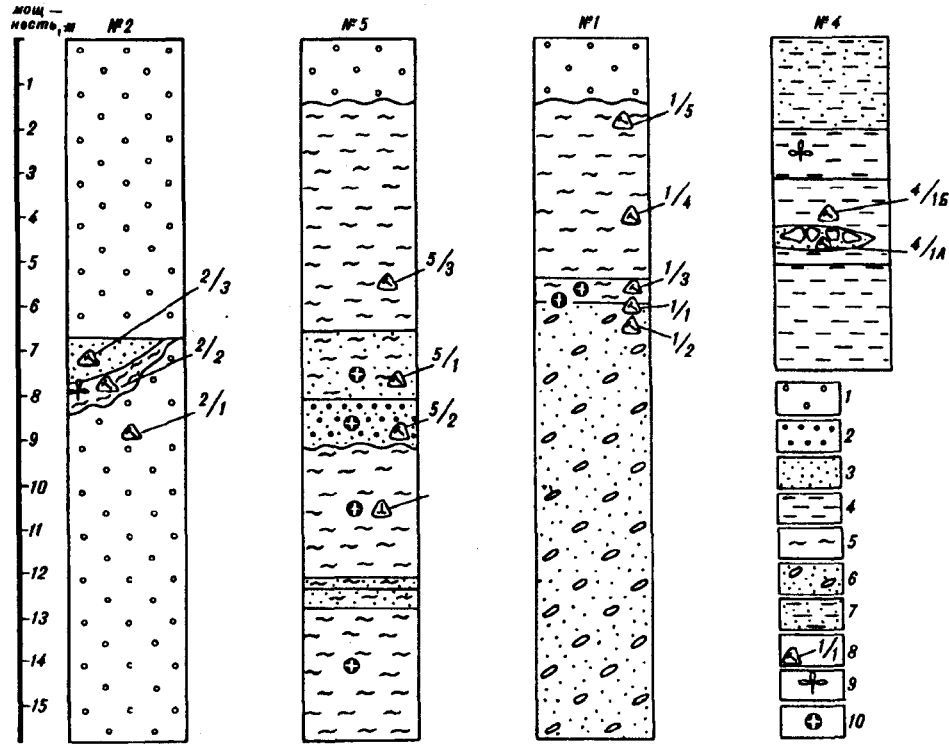


Рис. 2. Литологические разрезы Кундурского местонахождения поздне меловых рептилий.

1 - галечники; 2 - гравелиты; 3 - пески; 4 - алевролиты; 5 - глины, аргиллиты; 6 - конгломераты; 7 - алевропесчаники; 8 - места отбора проб и их номера; 9 - остатки флоры; 10 - кости и зубы динозавров.

В статье обсуждаются результаты комплексного изучения остатков рептилий и данных палинологического анализа проб из отложений ряда разрезов Кундурского местонахождения (рис. 1, 2).

Разрез 4 представляет собой выемку протяженностью около 400 м вдоль трассы Облучье — Архара в 1 км севернее моста через Удурчукан.

Разрез представлен снизу вверх:

1. Алевролиты зеленовато-серые массивной и неясно горизонтальной текстуры, подчеркиваемой чередованием слоев различного цвета. В массивных алевролитах содержатся остракоды и конхостраки 3 м
 2. Песчаники алевролитистые буровато-серые неясно горизонтально-слоистой текстуры, подчеркиваемой зернами разной крупности и цвета и растительным детритом. Фрагментарные остатки растений 2 м
 3. Песчаники зеленовато-желтые средnezернистые, массивной и местами горизонтально-слоистой текстуры, подчеркиваемой рассеянным растительным детритом 0,6 м
 4. Песчаники алевролитистые зеленовато-серые тонкозернистые, железные, аналогичные слою 2. Слоистость не только горизонтальная, но и штриховатая. Слоистость подчеркивается слоями более светлого оттенка или растительным детритом 2 м
- Видимая мощность около 8 м.

Разрез 1 представляет собой обнажение в дорожной выемке вдоль автомобильной трассы в 3,1 км к северу от моста через реку Удурчукан. Разрез представлен снизу вверх.

1. Конгломераты желто-бурые слабо сцементированные. Видимая мощность 10 м
 2. Алевролиты шоколадно-черные с железистыми конкрециями, заключающими кости рептилий 0,5 м
 3. Алевролиты серовато-зеленые с линзами шоколадно-черных с редкими остатками костей рептилий и дресвой 4,0 м
 4. Галечники рыжеватобурые 1,5 м
- Видимая мощность 16 м.

Обнажение 5 представляет собой выемку длиной около 500 м вдоль автомобильной трассы Облучье — Архара в 3,1 км к югу от моста через реку Мутная на водоразделе рек Мутная и Удурчукан.

Разрез представлен снизу вверх:

1. Глины серого цвета с гравием и слабо окатанной мелкой галькой, горизонтально-слоистые. Видимая мощность	2,5 м
2. Пески крупно- и разнозернистые светло-серые с линзами алевролитов, местами железистые	0,4 м
3. Алевролиты коричневого цвета с включениями гальки и гравия и растительным детритом	0,1 м
4. Глины серовато-зеленые с редкими включениями гравия и гальки. Встречаются редкие изолированные зубы гадрозавров, щитки черепах и окатанные неопределимые костные фрагменты	3,0 м
5. Гравелиты серые с окатанными костями рептилий	1,0 м
6. Аргиллиты серовато-зеленые с гравием и галькой. Содержат многочисленные остатки костей динозавров, черепах и крокодилов хорошей сохранности	1,5 м
7. Аргиллиты серовато-зеленые, желто-зеленые, шоколадные с редким гравием	5,0 м
8. Гравий, галька с рыжим песчано-глинистым заполнителем	1,5 м
Видимая мощность около 15 м.	

Следующий разрез (обнажение 2) изучен в карьере на правом берегу реки Мутная на перекрестке трассы Облучье — Архара и дороги Кундур — Асфальтовый завод.

Разрез представлен снизу вверх:

1. Глины черные	0,3 м
2. Пески бурые, галечники, гравий	20,0 м
В средней части слоя 2 — крупная линза глин с растительным детритом и остатками флоры.	

Наиболее многочисленные и хорошей сохранности остатки рептилий обнаружены в разрезах 5 (слои 4—6, глины, гравелиты, аргиллиты) и I (слой 2, конкреции). Коллекция содержит более тысячи остатков костей, костных фрагментов, зубов различных групп рептилий — динозавров, черепах и крокодилов. Среди них доминируют растительноядные гадрозавры (*Hadrosaurinae* и *Lambeosaurinae*). Это, главным образом, изолированные кости черепа и посткrania и зубы растительноядных и хищных динозавров. Среди рептилий найдены фрагменты панцирей черепах *Mongolemus* cf. *M. planicostatus* (Riab.) сем. *Dermatemydidae*, *Trionyx* sp. сем. *Trionychidae*. Остатки динозавров представлены костями и зубами *Tyrannosaurid* indet сем. *Tyrannosauridae*, *Ornithomimid* indet сем. *Ornithomimidae*, *Dromaeosaurid* indet сем. *Dromaeosauridae*, *Troodon* sp. сем. *Troodontidae*, *Mandschurosaurus* cf. *M. amurensis* (Riab.) подсем. *Hadrosaurinae*, *Amurosaurus* cf. *A. riabinini* (Bolotsky et Kursanov), *Lambeosaurinae*, *Nodosaurid* подотряда *Anculosauria* и неопределимые остатки крокодилов *Crocodylia* indet надотряда *Crocodylia*.

Хищные динозавры представлены в основном зубами различной степени сохранности. Зубы хищных динозавров тираннозаврид несут следы резорбции корневых частей, а также характерные повреждения в виде сколов, полученных, очевидно, при разгрызании костей растительноядных динозавров, на которых сохранились различные царапины.

В этом местонахождении впервые обнаружены изолированные зубы анкилозавров. Значительное количество зубов в захоронении свидетельствует о захоронении остатков рептилий "in situ".

Известно, что у пресмыкающихся подкласса архозавров зубы меняются в течение всей жизни. Можно предположить, что найденные зубы выпадали во время поедания жесткой пищи или попадали вместе с ней в желудок. Большинство зубов несут следы различной степени изношенности или воздействия желудочного сока.

Для установления возраста из всего разреза были отобраны пробы на палеопалинологический анализ. Такие попытки предпринимались и ранее, но, к сожалению, они были безрезультатными. На этот раз удалось извлечь довольно богатый и информативный таксономический состав из некоторых слоев всех разрезов (см. рис. 2, 3).

Меловая система			Споры и пыльца
Верхний отдел			
Маастрихт			
Нижний ! Средний ! Верхний			
Цагаянская свита			
			<i>Aquilapollenites subtilis</i>
			<i>Kuprianipollis elegans</i>
			<i>K. santaloides</i>
			<i>Fothergilla gracilis</i>
			Hamamelidaceae
			Fagaceae
			Yuglandaceae
			<i>Orbiculapollis lucidus</i>
			<i>Ulmoideipites krempii</i>
			<i>Ulmipollenites tricostatus</i>
			<i>Quercites sparsus</i>
			<i>Cranwellia striata</i>
			<i>C. aspera</i>
			<i>C. sp.</i>
			<i>Aquilapollenites conatus</i>
			<i>Orbiculapollis globosus</i>
			<i>Proteacidites bellus</i>
			<i>P. thalmanii</i>
			<i>Wodehouseia aspera</i>
			<i>Aquilapollenites insignis</i>
			<i>A. reticulatus</i>
			<i>A. striatus</i>
			<i>A. amygdaloides</i>
			<i>Parviprojectus dolium</i>
			<i>Mancicorpus anchoriformis</i>
			<i>Wodehouseia gracile</i>
			<i>Liliacidites variegatus</i>
			<i>Fibulapollis mirificus</i>
			<i>Aquilapollenites aspera</i>
			<i>A. quadrilobus</i>
			<i>A. cruciformis</i>
			<i>A. amurensis</i>
			<i>Mancicorpus tenue</i>
			<i>Wodehouseia spinata</i>
			<i>Triatriopollenites radiostriatus</i>
			<i>Tricolpites gracilis</i>
			<i>Erdmanipollis albertensis</i>
			<i>Ulmipollenites planaeriformis</i>
			<i>Triatriopollenites aroboratus</i>
			<i>Triporopollenites plestosus</i>
			<i>Myricapollenites imperfectus</i>
			<i>Comptonia sibirica</i>
			<i>Tricolpites aff. T. variegatus</i>
			<i>T. discus</i>
			<i>Corylopsis sp.</i>

Рис. 3. Характерные виды пыльцы покрытосеменных в отложениях Кундурского местонахождения динозавров.

Палинокомплекс из обнажения 4 изучен из песчаников и алевролитов (слои 2 и 3). Он характеризуется незначительным доминированием голосеменных (36,2 %), среди которых преобладает пыльца близких к таксодиевым и цикадофитовым, а также араукариевым, ногоплодниковым и сосновым (см. рис. 2).

Среди спор (26,2 %) доминируют гладкие трилетные *Syathidites minor*, *S. australis*, *Leiotriletes* spp. (в сумме около 14 %). Им сопутствуют гладкие монолетные бобовидные *Laevigatosporites* (*L. ovoideus*, *L. ovatus*, *L. sp.*), а также *Gleicheniidites laetus*, крупные трилетные гладкие *Concavissimisporites asper* и бугорчатые *Impardecispora verrucata*. Встречены ребристые споры близких к схизеевым *Cicatricosisporites dorogensis*, *C. sp.*

Покрытосеменные довольно разнообразны. Среди них наиболее многочисленны представители групп "unica" и "oculata", родство которых с современными семействами не установлено. Это *Aquilapollenites* (*A. insignis*, *A. conatus*, *A. subtilis*, *A. amygdaloides*); *Parviprojectus dolium*, *Mancicorpus anchoriforme*, *Wodehouseia aspera*, *W. gracile*, *Orbiculapollis globosus*, *O. lucidus*.

Им сопутствуют близкие к протейным (*Proteacidites bellus*, *P. thalmanii*, *P. sp.*), санталовым (*Kuprianipollis elegans*, *K. santaloides*) и лорантовым (*Cranwellia atriatius*, *C. sp.*). Встречается в комплексе также пыльца близких к современным семействам: это трехбороздная платаноидного, многопоровая юглоанойдного и трехпоровая бетулоидного типов (см. рис. 3).

В обнажении остатки динозавров не найдены.

Следующий палинокомплекс изучен из обнажения 1 (слой 2, шоколадно-черные алевролиты). Для него характерно обилие спор *Laevigatosporites* (*L. ovoideus*, *L. ovatus*, *L. sp.*, до 13 %), а также пыльцы *Ginkgocycadophytus* spp. (до 6 %) и близкой к таксодиевым (до 10 %). Состав спор довольно разнообразен, но количество их невелико (до 20 %).

Среди голосеменных, довольно многочисленных, доминируют близкие к таксодиевым. Им сопутствуют разнообразные хвойные с двумешковой пыльцой. Это ногоплодниковые (*Podocarpidites multessimus*, *P. major*, *P. sp.*) и сосновые (*Alisporites similis*, *Pinuspollenites* sp., *Piceapollenites* sp., *Abiespollenites* sp., *Cedruspollenites parvisaccatus*, *C. obscura*, *C. sp.*). Встречаются близкие к араукариевым, гнетовым и гирмериелловым.

Пыльца покрытосеменных довольно разнообразна и многочисленна (45 видов, до 38 %). Доминируют близкие к платановым (до 8 %) и ильмовым (до 8 %). Многочисленна пыльца групп "unica" и "oculata" (до 8 %). Вслико разнообразии близких к современным семействам, но участие отдельных видов незначительно и составляет менее 1 %.

Таксономически наиболее разнообразен палинокомплекс, изученный из обнажения 5 (слои 6 и 7, аргиллиты, алевролиты).

В нем доминируют разнообразные покрытосеменные (до 46 %), среди которых многочисленны представители групп "unica" и "oculata". Это главным образом пыльца *Aquilapollenites* (*A. insignis*, *A. asper*, *A. striatus*, *A. reticulatus*, *A. subtilis*, *A. quadrilobus*, *A. cruciformis*, *A. conatus*, *A. amurensis*), *Mancicorpus* (*M. tenue*, *M. sp.*), *Orbiculapollis* (*O. globosus*, *O. lucidus*), *Wodehouseia spinata*, *W. asper*, *W. sp.* Им сопутствует разнообразная пыльца платаноидного и ульмоидного типов (в сумме около 10 %). В комплексе принимают участие близкие к протейным (*Proteacidites bellus*, *P. thalmanii*, *Beaupreaidites elegansiformis*, *B. sp.*), санталовым (*Kuprianipollis elegans*, *K. santaloides*, *K. sp.*, в сумме около 2 %), лорантовым (*Cranwellia striata*, *C. aspera*, *C. sp.*, до 1 %). Пыльца *Erdmanipollis albertensis*, *Triatriopollenites aroboratus*, *Tricolporopollenites gracilis*, *T. radiatostriatus*, *Triporopollenites plectosus* встречается единично и редко. Постоянно участие пыльцы *Quercites sparsus* (4 %), *Triporopollenites* sp. (1 %), *Alnuspollenites* sp. (1,4 %), *Fibulapollis mirificus* (1,2 %). Менее одного процента составляют *Nothofaguspollenites* sp., *Bombacaceae*, *Liliacidites variegatus*, *Nyssapollenites* sp., *Faguspollenites* sp., *Platanuspollenites* sp., *Yuglanspollenites* sp., *Hamamelidaceae*, *Fothergilla gracilis*, *Tricolpites variexinus*.

Среди голосеменных (до 35 %) велико участие близких к таксодиевым (около 7 %) и сосновым (в сумме около 12 %). Это двумешковая пыльца *Pinuspollenites minimus*, *P. sp.*, *Piceapollenites sp.*, *Cedruspollenites parvisaccatus*, *C. sp.*, *Abiespollenites sp.*, *Alisporites similis*. Им сопутствуют *Ginkgocycadophytus sp.* (около 3 %) и близкие к гнетовым (*Gnetaceaepollenites laevigatoformis*, *G. ovidens*, *G. sp.*), а также *Dacrydiumpollenites sp.*, *Vitreisporites oncodes*, *Podocarpidites multessimus*, *Classopollis classoides*, *C. sp.*

Споры довольно разнообразны, но количество их невелико (19 %). Среди них доминируют гладкие монолетные бобовидные (*Laevigatosporites senonicus*, *L. ovatus*, *L. ovoideus*, *L. takahasii*, около 9 %) и гладкие трилетные *Leiotriletes* (до 2,7 %). Встречаются споры близких к глейхениевым (*Gleicheniidites laetus*, *G. carinatus*) и циатеевым (*Cyathidites australis*, *C. sp.*), а также схизеевым (*Cicatricosisporites dorogensis*, *C. multicostatus*, *Concavissimisporites asper*) и чистоустовым (*Osmundacidites wellmanii*, *O. sp.*). Кроме того, в палинокомплексе принимают участие споры мхов и плаунов (*Stereisporites antiquasporites*, *St. sp.*, *Aequitriradites spinulosus*, *Taurocusporites reduncus*).

В комплексе карьера (разрез 2, слой 2, линза глин) доминируют покрытосеменные (до 43 %). Среди них преобладает пыльца трехпорового и трехбороздно-порового типов. Это в основном близкие к ильмовым (*Ulmoideipites tricostatus*, *U. krempii*, *U. sp.*, до 8 %) и восковниковым (*Myricapollenites imperfecta*, *M. intermedia*, *Myricapollenites sp.*, *Comptonia sibirica*, *C. sp.*). Встречены также *Hamamelidaecae*, *Fothergilla sp.*, *Corylopsis sp.*, *Quercites sparsus*, *Sparganiumpollenites sp.*

Резко сокращается участие пыльцы групп "unica" и "oculata". Лишь редко встречаются *Aquilapollenites subtilis*, *Pentapollenites normalis*, *P. sp.*, но возрастает число *Triatriopollenites plicoides*, *T. confusus* (в сумме до 5,2 %). Близкие к санталовым представлены лишь *Kuprianipollis santaloides*, *K. elegans* и составляют 2 %. Многочисленной становится пыльца платаноидного и бетулоидного типов. Довольно разнообразна пыльца *Triporopollenites plectosus*, *T. sp.*, *Betulapollenites*, *Tricolpites aff. variexinus*, *T. discus* = *Fraxinuspollenites vulgaris*, но встречаются эти виды редко.

Среди голосеменных доминируют близкие к таксодиевым (*Taxodiumpollenites sp.*, *Glyptostrobuspollenites*, до 11,5 %) и сосновым (*Pinuspollenites sp.*, *Cedruspollenites sp.*, *Abiespollenites sp.*, до 11,5 %). Принимают участие *Ginkgocycadophytus spp.*, *Gnetaceaepollenites sp.*, *Dacrydiumpollenites sp.* (1,4 %), *P. docarpidites multessimus*, *P. sp.*

Разнообразие и количество спор невелико, в сумме около 22 %. Они представлены, в основном, гладкими монолетними бобовидными *Laevigatosporites ovoideus*, *L. ovatus*. Участие *Leiotriletes sp.*, *Gleicheniidites laetus*, *Osmundacidites wellmanii*, *Retitriletes rotundiformis*, *Stereiosporites antiquasporites* незначительно (менее или 1 %).

Анализ таксономического состава изученных палинокомплексов в последовательных разрезах позволил не только установить возраст, но и проследить эволюцию палинофлоры в этом районе (см. рис. 3).

Палинокомплекс из обнажения 4 характеризуется значительным участием в нем гладких трилетных спор папоротникообразных (*Cyathidites* и *Leiotriletes*) — обычных доминантов в раннемеловых палинофлорах. Среди голосеменных многочисленна пыльца *Ginkgocycadophytus*, а также близких к араукариевым, ногоплодниковым и таксодиевым. Среди цветковых обильна пыльца групп "unica" и "oculata", принадлежавшая вымершей группе предковых покрытосеменных. В ее составе принимают участие виды, характерные, в основном, для палинофлор сантона — кампана. Возрастной предел для некоторых из них — граница нижнего — среднего маастрихта. Это: *Aquilapollenites conatus*, *A. amygdaloides*, *A. striatus*, *Parviprojectus dolium*, *Wodehouseia aspera*, *W. gracile*, *Proteacidites bellus*, *Mancicorpus solidus*.

Таксономический состав изученного палинокомплекса сходен с комплексами нижнего маастрихта Восточной Азии (зона XI [15]); нижней подсвиты цагайской свиты Приамурья [5, 6]; осадочной толщи бассейна реки Мура-

вейка в Приморье [14, 15]; нижней подсвиты красноярковской свиты в бассейне рек Красноярка и Найба на Сахалине [1, 7, 15]; нижней подсвиты сымской свиты Чулымо-Енисейской впадины с морской фауной аммонитов и фораминифер [4, 21]; нижней (включая устричные слои Драмхеллер) части формации Эдмонтон (зоны I—IV) в Альберте, Канада [29].

В сравниваемых палинокомплексах около 50 % сходных таксонов. Некоторые различия, по всей вероятности, связаны с палеогеографической обстановкой.

Таким образом, можно предположить раннемаастрихтский возраст осадков, охарактеризованных этим палинокомплексом.

Палинокомплекс, изученный из обнажения 5, характеризуется исключительным разнообразием таксономического состава, главным образом за счет цветковых групп "unica" и "oculata". Это пыльца *Aquilapollenites* (*A. insignis*, *A. asper*, *A. reticulatus*, *A. subtilis*, *A. quadrilobus*, *A. cruciformis*, *A. amurensis*), *Mancicorpus tenue*, *Orbicularpollis globosus*, *O. lucidus*, *Wodehouseia spinata*. Возрастает участие близких к лорантовым, санталовым, протейным, гамамелиссовым, самшитовым и другим. Наряду с ними довольно заметно участие пыльцы теплоумеренных широколиственных, ильмовых, ореховых, платановых, буковых, березовых и других, близких к современным семействам. Видовой состав представителей *Aquilapollenites* резко изменился, среди них обычны типичные маастрихтские таксоны.

В составе голосеменных сокращается участие пыльцы близких к цикадофитовым, араукариевым, ногоплодниковым, т.е. теплолюбивых видов. Доминировать начинают сосновые с двумешковой пыльцой (до 15 %).

По таксономическому составу палинокомплекс сходен с комплексами из средней подсвиты цагайской свиты Зея-Буреинской [5, 6]; Амуро-Зейской [13] и Верхнебуреинской [22] впадин Приамурья; самаргинской свиты в Приморье [14, 15]; формации Миядани-гава острова Хонсю, Япония [32]; средней части (красноватые сланцы и туфы Нихиллс) формации Эдмонтон (зоны V—VII) штат Альберта, Канада [29]; верхней формации Хелл-Крик (зоны I—II) и нижней части формации Форт-Юнион штат Монтана, США [26]; нижней части формации Ланс с фауной динозавров, США [23, 25, 30].

В сравниваемых палинокомплексах многие таксоны общие. Особенно сходен таксономический состав пыльцы групп "unica" и "oculata", а также близких к современным семействам: протейным, санталовым, лорантовым, ильмовым и другим.

Родство описываемого палинокомплекса по таксономическому составу с одновозрастными палинокомплексами Востока Азии объясняется значительным участием в них типичных для региона видов. Некоторое различие с комплексами Северной Америки можно объяснить, по всей вероятности, несколько иной палеогеографической обстановкой и климатом. Но в целом отмечается общая тенденция в изменении характера таксономического состава палинокомплексов и участия в них типичных для межрегиональной корреляции видов: *Proteacidites thalmanii*, *Aquilapollenites insignis*, *A. dolium*, *A. asper*, *Liliacidites variegatus*, *Cranwellia aspera*, *C. striata*, *Wodehouseia spinata*.

Сходство таксономического состава сравниваемых палинокомплексов позволяет предположить, что осадки Кундурского местонахождения динозавров, содержащие обильные остатки пресмыкающихся, отлагались в среднемаастрихтское время.

В палинокомплексе из карьера (обнажение 2) резко сокращается участие пыльцы групп "unica" и других видов, типичных для палинофлор раннего и среднего маастрихта. В нем становится обильной пыльца растений, близких к современным семействам. Это главным образом пыльца порового типа, ульмоидного, платаноидного, бетулоидного, мирикоидного, юганоидного и др. В нем отмечается большое участие пыльцы *Orbicularpollis lucidus*, что характерно для палинофлор позднего маастрихта Востока Азии. Он сходен с комплексами осадочной толщи в бассейне реки Бикин в Приморье [14, 15]; юрьевской толщи острова Юрий Малой Курильской гряды [11]; верхней части

подсвиты цагайской свиты Верхнебуреинской [22], Зей-Буреинской [8] и Амуро-Зейской [13] впадин Приамурья; нижней части бошняковской и верхней части нижней подсвиты красноярской свиты на Сахалине [9, 15]; верхней подсвиты коряжской свиты в бассейне реки Угольная, Беринговский прогиб [15]; верхней части формации Форт-Юнион [23, 25, 30]; верхней части свиты Эдмонтон, Сколлард (палинозона VII) с фауной динозавров и млекопитающих, угольные пласты Навис и Ордли в Западной Канаде [29]; верхней части формации Ланс с редкими остатками динозавров [26]; верхней части формации Plume (комплекс 3), Северо-Западный Юкон, Канада [28]; формации Хакобуси на Хоккайдо, Япония [31]; свиты Тайджоу, провинция Жудун, Китай [34].

В таксономическом составе этих комплексов наряду с типичными представителями сенонской палинофлоры, утратившими свое доминирующее значение, начинают утверждаться представители цветковых с пыльцой трипоратного типа.

Такое резкое изменение таксономического состава палинофлоры известно на рубеже маастрихта и раннего дания. По всей вероятности, они отражают некоторое похолодание климата, продлившееся до конца дания. Макрофлористические данные также свидетельствуют о похолодании в позднецагайское время. "На рубеже маастрихта и дания вымерли такие мезозойские группы, как беннеттиты (около десяти родов существовало в позднем мелу), кейтониевые, нильсониевые, местами еще доминировавшие в маастрихтских тафоценозах, доминанты меловых папоротниковых маршей *Anemia dicsoniana* и *Cladophlebis frigida*, доминанты хвойно-платановых и хвойно-лавровых лесов *Parataxodium* и *Pretophyllocladus*. Другой важнейший лесной доминант — *Sequoia* — перешел на положение реликта, его заместили метасеквойя и болотный кипарис. Эти вымирания и замещение знаменовали исчезновение таких растительных формаций мезозоя, как папоротниковые марши, цикадофитовый "чапарраль", хвойно-лавровых лесов и появление новой формации смешанных летнезеленых лесов с *Meta-sequoia* и *Trochodendroides* арктотретичного типа" [10].

Возможно, динозавры были тесно связаны с папоротниковыми маршами и цикадофитово-лавровой кустарниковой растительностью. Изменение этих формаций повлекло за собой вначале резкое сокращение разнообразия динозавров (34 рода в нижнем — среднем маастрихте), а затем и полное вымирание. По палинологическим данным также реконструируются резкие изменения: в раннем маастрихте явно преобладали теплолюбивые субтропические виды среди папоротникообразных, голосеменных и цветковых (многие из них, обычно, были типичными для тропических или субтропических палинофлор кампана). В склоновых лесах этого времени доминировали теплолюбивые субтропические ногоплодниковые, араукариевые, гинкговые с примесью санталовых, буковых, лорантовых и растений, продуцирующих пыльцу типа "unica". В низинном лесу обильными были таксодиевые и цикадофиты, в водоемах — растения с пыльцой типа "oculata". По всей вероятности, это были леса дождевого типа. Климат был теплым (субтропическим) и влажным, но несколько суше и прохладнее, чем в кампана.

В среднемаастрихтское время климат необратимо ухудшается. Он становится менее теплым и суше. Это отражается в увеличении участия листопадных теплоумеренных видов, близких к платановым, ильмовым, березовым, появлении гнетовых и гирмериелловых. Склоновые и низинные леса образовывали, по всей вероятности, близкие к таксодиевым, цикадофитовым и папоротникообразным. Об изменении климата свидетельствует также сокращение разнообразия растений с пыльцой "unica" и "oculata".

Таким образом, можно предположить, что в среднем маастрихте климат становится тепло-умеренным.

Основная перестройка в палинофлоре, изученной в районе Кундурского местонахождения рептилий, фиксируется в верхней части цагайской свиты.

Резкие изменения таксономического состава в верхнем маастрихте известны и в других районах Восточной Азии [15].

Среди доминирующих, по-прежнему, цветковых резко сокращается участие типичных маастрихтских таксонов с пыльцой типов "unica" и "oculata" (лишь до 3 %). Из них остается только несколько видов *Aquilapollenites*. В склоновых лесах сокращается участие субтропических протейных, лорантовых, санталовых, ногоплодниковых и араукариевых. В них преобладают широколистные листопадные, близкие к платановым, буковым, ореховым, березовым. Из пойменных лесов исчезают цикадофиты, а доминировать начинают близкие к ильмовым, мириковым и таксодиевым и другие виды растений с трипоратной пыльцой, родство которых с современными семействами не установлено (*Triporites*, *Tricolporopollenites*, *Triatriopollenites*).

Анализ таксономического состава палинофлоры Кундурского местонахождения рептилий позволил реконструировать палеообстановку на протяжении довольно длительного времени.

Территория, по всей вероятности, представляла собой обширную долину с мелководными озерами и старицами, в которой накапливались терригенные осадки (руслые и пойменные песчаники, озерные глины и алевролиты). Долину обрамляли возвышенные части рельефа и Малый Хинган.

В целом реконструируется поясное распределение растительных сообществ следующим образом. В низинном влажном лесу доминировали близкие к таксодиевым и цикадофиты. В водоемах — водные растения с пыльцой *Wodehouseia*. Склоновый лес представлял разнообразные цветковые, близкие к протейным, санталовым, лорантовым, самшитовым, в сочетании с древовидными папоротниками — циатеевыми, глейхениевыми и лиановидными схизеевыми, а также сосновыми, теплолюбивыми араукариевыми, ногоплодниковыми и чешуелистными гирмериелловыми. В подлеске произрастали, по всей вероятности, кустарниковые цветковые, невысокие ореховые, буковые, платановые, гаммелиссовые и другие травянистые цветковые, а также разнообразные папоротники.

Таким образом, реконструируются идеальные условия для обитания гадрозавров, крокодилов и черепах (последние — жители речных русел, озер и дельт). Утконосые динозавры предпочитали открытые саванны с многочисленными тихими водоемами, окруженными прибрежной растительностью [20].

В состав макрофлоры Кундурского местонахождения входят преимущественно лесные растения — хвойные и покрытосеменные, при доминировании первых. Вероятно, так же, как и в случае с северо-американскими гадрозаврами, у приамурских основу рациона составляли побеги, хвоя, шишки и семена хвойных [27]. А для высокоширотных растительноядных динозавров высказывалось предположение, что кормом являлись цикадофитовые кустарники *Еscerphalartopsis* [12]. Возможно, гадрозавры были неприхотливы и не узко специализированы в питании, что обеспечило им широкое распространение. Кроме того, существует мнение, что у продвинутых гадрозавров, по всей вероятности, развивалась гетеротермия, обеспечивавшая снижение зависимости этих животных от колебаний температуры [17].

Итак, нашими исследованиями датированы костеносные слои Приамурья маастрихтом. Появилась основа для корреляции с динозавровыми фаунами Монголии, Северной Америки и др. Наличие обильного и хорошо сохранившегося палинологического материала позволяет проследить по разрезу смену продуцирующих растительных группировок. Изменения состава спорово-пыльцевых комплексов из разных горизонтов цагаанской свиты вполне укладываются в рамки традиционных представлений о похолодании в конце мелового периода. Более того, появилась возможность детализировать ход этого процесса и показать нарушение структуры климаксных растительных формаций. Ранее высказывалось мнение [24, 33] о зависимости вымирания динозавров от общей эволюции экосистем, так как они были доминирующей группой и должны были в первую очередь пострадать от дестабилизации условий и разрушений меловых экосистем. Вполне представляется вероятным,

что деградация "кормовой базы" гадрозавров (самох многоклеточных из меловых рептилий), представлявшей собой высокопродуктивную, быстро восстанавливавшуюся после выедания фитомассу, замена ее летнезелеными лесами поставили динозавров и связанных с ними хищников на грань вымирания.

ЛИТЕРАТУРА

1. Битюцкая П.И., Брызгалова Е.Т., Вербицкая З.Н. и др. Значение палинологического метода для расчленения меловых отложений северо-западной части Тихоокеанской биостратиграфической области // Палинологический метод в стратиграфии. — Л.: Недра, 1973. — С. 73—121.
2. Болотский Ю.Л. Благовещенское местонахождение меловых динозавров // Континентальный мел / ДВО АН СССР. — Владивосток, 1990. — С. 109—113.
3. Болотский Ю.Л., Моисеенко В.Г. О динозаврах Приамурья. — Благовещенск: Амурская правда, 1987.
4. Бондаренко Н.М. Палинологическое обоснование стратиграфического расчленения верхнемеловых отложений, вскрытых скважинами колонкового бурения в районе Обской губы // Тр. НИИ геологии Арктики. — 1961. — Т. 124, вып. 2. — С. 97—136.
5. Братцева Т.М. Пыльца и споры маастрихтских отложений Дальнего Востока. — М.: Наука, 1965.
6. Братцева Т.М. Палинологические исследования верхнего мела и палеогена Дальнего Востока. — М.: Наука, 1969.
7. Будрин В.С. Палеопалинологическая характеристика опорного разреза верхнемеловых отложений бассейна р. Найбы на южном Сахалине // Докл. АН СССР. — 1969. — Т. 186, № 3. — С. 650—652.
8. Заклинская Е.Д., Братцева Т.М., Красилов В.А. О палинофлоре стратотипа цагайской свиты // Палеоботаника на Дальнем Востоке / ДВНЦ АН СССР. — Владивосток, 1977. — С. 28—31.
9. Калишведиц Т.Г., Заклинская Е.Д., Серова М.Я. Развитие органического мира Тихоокеанского пояса на рубеже мезозоя и кайнозоя. — М.: Наука, 1981.
10. Красилов В.А. Цагайская флора Амурской области. — М.: Наука, 1976.
11. Красилов В.А., Блохина Н.И., Маркевич В.С., Серова М.Я. Мел — палеоген Малой Курильской гряды (Новые данные по палеонтологии и геологической истории) / ДВО АН СССР. — Владивосток, 1988.
12. Красилов В.А., Головнева Л.Б., Несов Л.А. Цикадофит из местонахождения динозавров в Северной Корякии // Континентальный мел СССР / ДВО АН СССР. — Владивосток, 1990. — С. 213—215.
13. Мамонтова И.Б. Палинофлора переходных слоев верхнего мела и палеогена Амуро-Зейской депрессии // Палеоботаника на Дальнем Востоке / ДВНЦ АН СССР. — Владивосток, 1977. — С. 32—37.
14. Маркевич В.С. Новые данные по палинофлоре маастрихта Приморья // Палинология Востока СССР / ДВНЦ АН СССР. — Владивосток, 1987. — С. 17—32.
15. Маркевич В.С. Меловая палинофлора Востока СССР: Автореф. докт. дис. — Новосибирск, 1990.
16. Музылев С.А. Геологическая карта СССР масштаба 1:1 000 000. Лист М-52. Объяснительная записка. — Благовещенск, 1962.
17. Несов Л.А., Головнева Л.Б. История развития климата в позднем сене на северо-востоке Корякского нагорья // Континентальный мел СССР / ДВО АН СССР. — Владивосток, 1990. — С. 191—212.
18. Рождественский А.К. О местонахождении верхнемеловых динозавров на р. Амур // Vertebrata Palasiatica. — 1957. — V. 1, № 4. — P. 285—291.
19. Рябинин А.Н. *Mandschurosaurus amurensis* nov. gen. sp. верхнемеловой динозавр с р. Амур // Русское палеозол. о-во. Монография II. — Л., 1930.
20. Синицин В.М. Введение в палеоклиматологию. — Л.: Недра, 1980.
21. Хлонова А.Ф. Споры и пыльца верхней половины верхнего мела восточной части Западно-Сибирской низменности / СО АН СССР. — Новосибирск, 1961.
22. Шугаевская О.В., Маркевич В.С., Битюцкая П.И. Пыльца цветковых в меловых отложениях Приамурья и Приморья // Геологические и палеонтологические аспекты развития Дальнего Востока / ДВНЦ АН СССР. — Владивосток, 1976. — С. 87—110.
23. Hall J.W., Norton N.J. Palynological evidence of floristic change across the Cretaceous — Tertiary boundary in eastern Montana (U.S.A.) // Paleogeogr., Paleoclimatol., Paleocol. — 1967. — V. 3, N 1. — P. 121—131.
24. Krassilov V.A. Changes of Mesozoic vegetation and the extinction of dinosaurs // Ibid. — 1981. — V. 34. — P. 207—224.
25. Leffingwell H.A. Palynology of the Lance (Late Cretaceous) and Fort Union (Palaeocene) Formations of the type Lance area, Wyoming // Geol. Soc. Amer. — 1971. — Spec. Paper. N 127. — P. 1—64.
26. Norton N.J., Hall J.W. Guide sporomorphae in the Upper Cretaceous — Lower Tertiary of eastern Montana (U.S.A.) // Rev. Palaeobot., Palynol. — 1969. — V. 2, N 1—4. — P. 99—110.
27. Ostrom J.H. A reconsideration of the paleoecology of hadrosaurian dinosaurs // Amer. Sci. — 1964. — V. 262. — P. 975—997.

28. Rouse G., Srivastava S.K. Palynological zonation of Cretaceous and early Tertiary rocks of the Bonnet Plume Formation, northeastern Yukon, Canada // *Canad. J. Earth Sci.* — 1972. — N 9. — P. 1163—1179.
29. Srivastava S.K. Pollen biostratigraphy and paleoecology of the Edmonton Formation (Maastrichtian), Alberta, Canada // *Paleogeogr., Paleoclimatol., Paleoecol.* — 1970. — V. 7. — P. 221—276.
30. Stanley E.A. Upper Cretaceous and Paleocene plant microfossil and Paleocene dinoflagellates and hystrichosphaerides from northwestern South Dakota // *Bull. Amer. Paleontol.* — 1965. — V. 49, N 222. — P. 179—383.
31. Takahashi K. Some palynomorphs from the Upper Cretaceous sediments of Hokkaido // *Trans. Proc. Paleontol. Soc. Japan, N.S.* — 1970. — V. 73. — P. 265—275.
32. Takahashi K., Shimano S. Maastrichtian Microflora of the Miyadani-gava Formation in the Hida District, Central Japan // *Bull. Fac. Liberal Arts, Nagasaki Univ. Natural Sci.* — 1982. — V. 22, N 2. — P. 11—118.
33. Van Valen L., Sloan R.E. Ecology and the extinction of the dinosaurs // *Evol. Theory.* — 1977. — V. 2. — P. 37—64.
34. Zhou Shanfu. The significance of the found fossil species of *Wodehouseia* in China // *Acta Botanica Sinica.* — 1985. — V. 24, N 4. — P. 427—434.

БПИ ДВО РАН
Владивосток
АмурКНИИ ДВО РАН
Благовещенск

Поступила в редакцию
27 апреля 1994 г.

V.S. Markevich, Yu.L. Bolotsky, Ye.V. Bugdaeva

KUNDUR DINOSAURS' OCCURRENCE IN PRIAMURIE

Early-Middle Maastrichtian age of the dinosaurs' remains in Priamurie is established for the first time. The taxonomic fauna composition of the latest most northern relics is given. The age of the lower and middle subsuites of the zagayanskaya suite is detailed from the palinologic data.

The problems of the hydrosaurus' environment and the reasons of their extinction are under consideration.

УДК 553.94+552.5+551.3:553.98(571.62)

В.Г. Варнавский, В.В. Крапивенцева

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ФОРМИРОВАНИЯ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ВЕРХНЕБУРЕЙНСКОЙ ВПАДИНЫ

Рассматриваются важнейшие параметры нефтегазоносности — литолого-фациальный характер разреза перспективных толщ и палеогеографическая эволюция впадины с позиции возможности формирования промышленного нефтегазового потенциала.

Юрский и раннемеловой комплекс пород впадины по своему литологическому и фациальному составу, содержанию органического вещества способен сформировать мощный нефтегазовый потенциал. Однако неповсеместное по площади впадины распространение юрских морских комплексов пород, высокий метаморфизм пород их нижних горизонтов, неоднократная инверсия, перерывы в осадконакоплении и размывы в ходе эволюции впадины, преимущественно эрозионный тип выклинивания слоев и, наконец, линзовидная форма юрско-меловых и меловых комплексов пород, ограниченность (до полного отсутствия) протяженных горизонтов глинистых пород-покрышек предопределяют возможность открытия преимущественно малых нефтегазовых залежей, изредка средних. Крупные месторождения мало вероятны.

Верхнебуреинская впадина (ВБВ) в оценках всех изучавших ее исследователей неизменно ставилась в ряд структур, перспективных на поиски месторождений нефти и газа. Даже тот, далеко недостаточный объем поисковых геологических и геофизических исследований, который был проведен в ее пределах, позволил получить промышленные притоки газа, многочисленные проявления нефти и газа [2, 5, 6, 10, 12, 14, 15, 17—19]. По разрезам

побуренных здесь структурных и нефтегазопромысловых скважин проведено детальное изучение литолого-битуминологических, геохимических характеристик пород разреза и проявлений нефти и газа, структурные построения, отмечены благоприятные для нефте- и газообразования литологический и фашиальный состав юрских морских и юрско-меловых прибрежно-морских осадочных комплексов пород [2, 4, 6, 11, 12, 17—19]. Вместе с тем, в оценке ее промышленного нефтегазового потенциала все еще сохраняется определенная настороженность.

В сложившейся ситуации нам представляется важным рассмотреть важнейшие параметры нефтегазоносности — литолого-фашиальный характер разреза перспективных толщ, палеогеографическую эволюцию впадины с позиции возможности формирования промышленного нефтегазового потенциала.

БВВ располагается в западной части Хабаровского края на территории одноименного района. Площадь ее около 10,5 тыс. км² при средней ширине 50—60 км. Структурно она занимает центральную, наиболее изученную и объемную часть Буреинского прогиба, располагающуюся на восточной окраине одноименного массива. Фундаментом впадины являются слагающие массив архейские, протерозойские и палеозойские метаморфические комплексы пород, инъецированные палеозойскими гранитоидами.

Оценка тектонической природы прогиба различными исследователями неоднозначна: краевой [10, 12, 13], пригеосинклинальный [9], перигеосинклинальный в геосинклинальной системе мезозойских прогибов Западного Приохотья [7], наложенный [1]. По существу, противоречий в этих определениях нет. Все они по-своему правомочны.

ЛИТОЛОГО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

В палеогеографической истории формирования чехла Буреинского прогиба намечаются четыре основные стадии:

юрская (синемюр — средний оксфорд) стадия осадконакопления проходила в условиях мелководного морского бассейна с богатой фауной двустворчатых моллюсков и менее многочисленными аммонитами, брахиоподами и гастроподами;

юрско-меловая и раннемеловая (волжский — раннеаптский века) — осадконакопление в условиях прибрежных озерно-аллювиальных долин и широкого развития углеобразующих фаций;

ранне-позднемеловая (позднеаптский — сеноманский века) — осадконакопление в условиях активного рифтогенеза и возобновления мелководно-морской и прибрежно-морской обстановки осадочного процесса;

позднемеловая (маастрихт)-кайнозойская — осадконакопление в условиях развития аллювиальных равнин на фоне тектонической стабилизации и формирования молодой платформы.

Осадконакопление первой стадии начинается на юге прогиба, где в бассейнах рек Солони, Дубликан, Гуджал, Урми в синемюрский век сформировалась 1250-метровая толща песчаников, алевролитов с линзами известняков и конгломератов [16] (рис. 1).

В раннем плинсбахе происходят инверсия региона, перерыв в осадконакоплении, море покидает пределы прогиба и вновь появляется здесь в позднем плинсбахе, распространившись значительно шире, чем в синемюрское время. Принципиально литологический состав разреза по сравнению с синемюрским временем не изменился: такого же типа песчаники, алевролиты; в основании и по разрезу линзы конгломератов, морская фауна (нижняя подсвита умальтинской свиты или дешская свита). Терригенный материал существенно аркозового состава (см. рис. 1). Это типичные представители шельфового ландшафта.

В раннем тоаре море вновь постепенно мигрирует на восток, освободив в раннем и первой половине середины тоарского века площадь бассейна рек Буря и Умальта и затем в конце века — всю территорию прогиба. В ааленский век море вновь проникает в пределы прогиба. Формируется

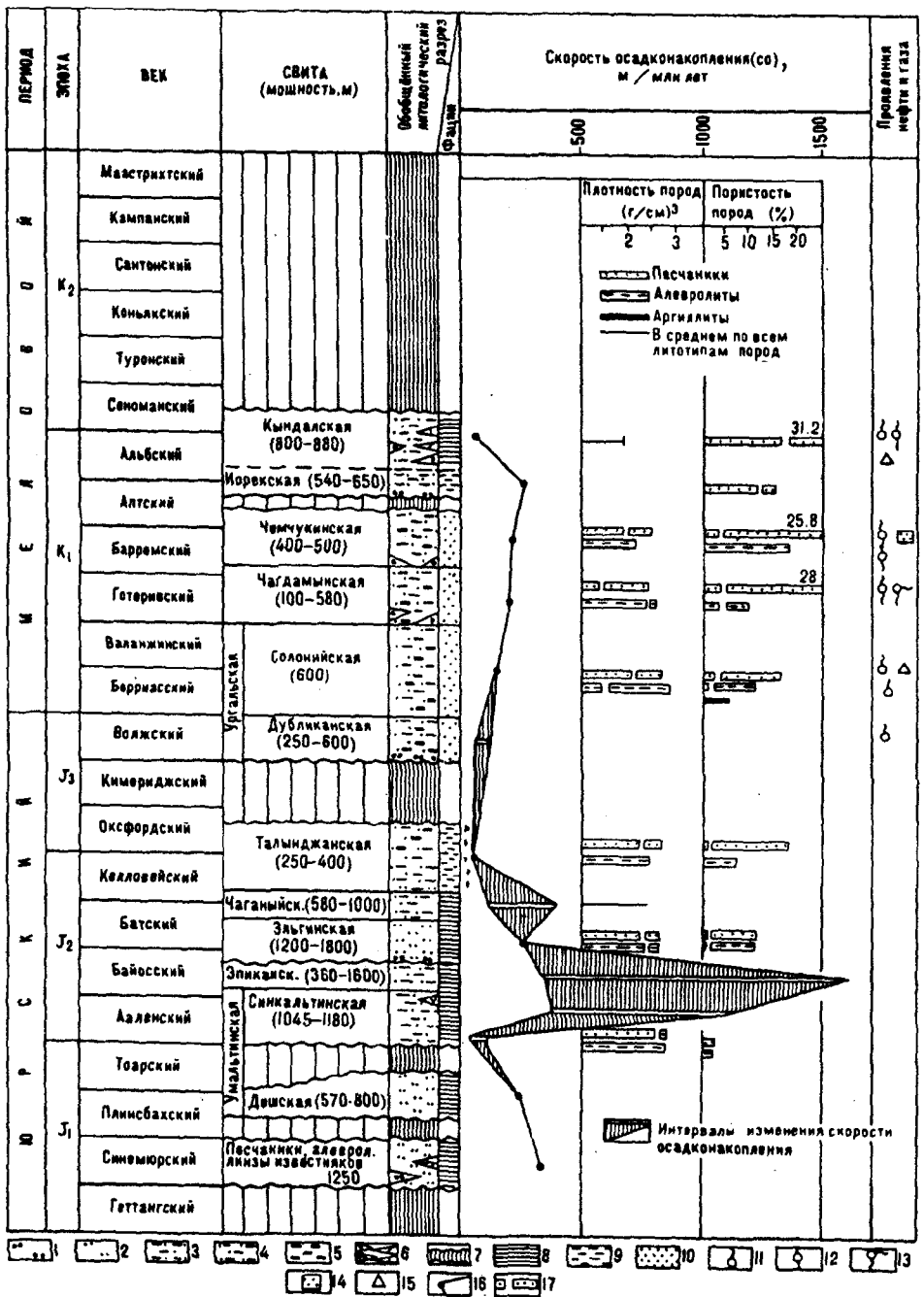


Рис. 1. Литолого-стратиграфическая характеристика разреза юрско-мелового чехла Верхнебу-реинской впадины. Составил В.Г. Варнавский.

1-4 - литологические комплексы пород: существенно конгломератовый (1), песчаный (2), глинисто-песчаный (3), песчано-глинистый (4); 5 - угленосность комплекса; 6 - наличие в разрезе линз эффузивных пород, конгломератов, известняков, мергелей; 7 - перерыв в осадконакоплении; 8-10 - фации: морские (8), прибрежно-морские и прибрежно-континентальные (9), континентальные (10); 11-15 - проявления нефти и газа: выделение газа из скважины (11), приток воды с газом (12), приток воды с пленками нефти (13), шлам пород, насыщенный битумом (14), приток газа (15); 16 - кривая изменения скорости осадконакопления (заштрихованные поля отражают интервалы величин изменения скорости осадконакопления); 17 - плотность (или пористость) пород (место разрыва указывает нижний предел ее значения).

мощная (1540 м на западе и 2645 м на востоке) толща осадков верхней подсвиты умальтинской (синкальтинской) и эпиканской свит. Залегает она на нижележащих слоях с размывом без углового несогласия.

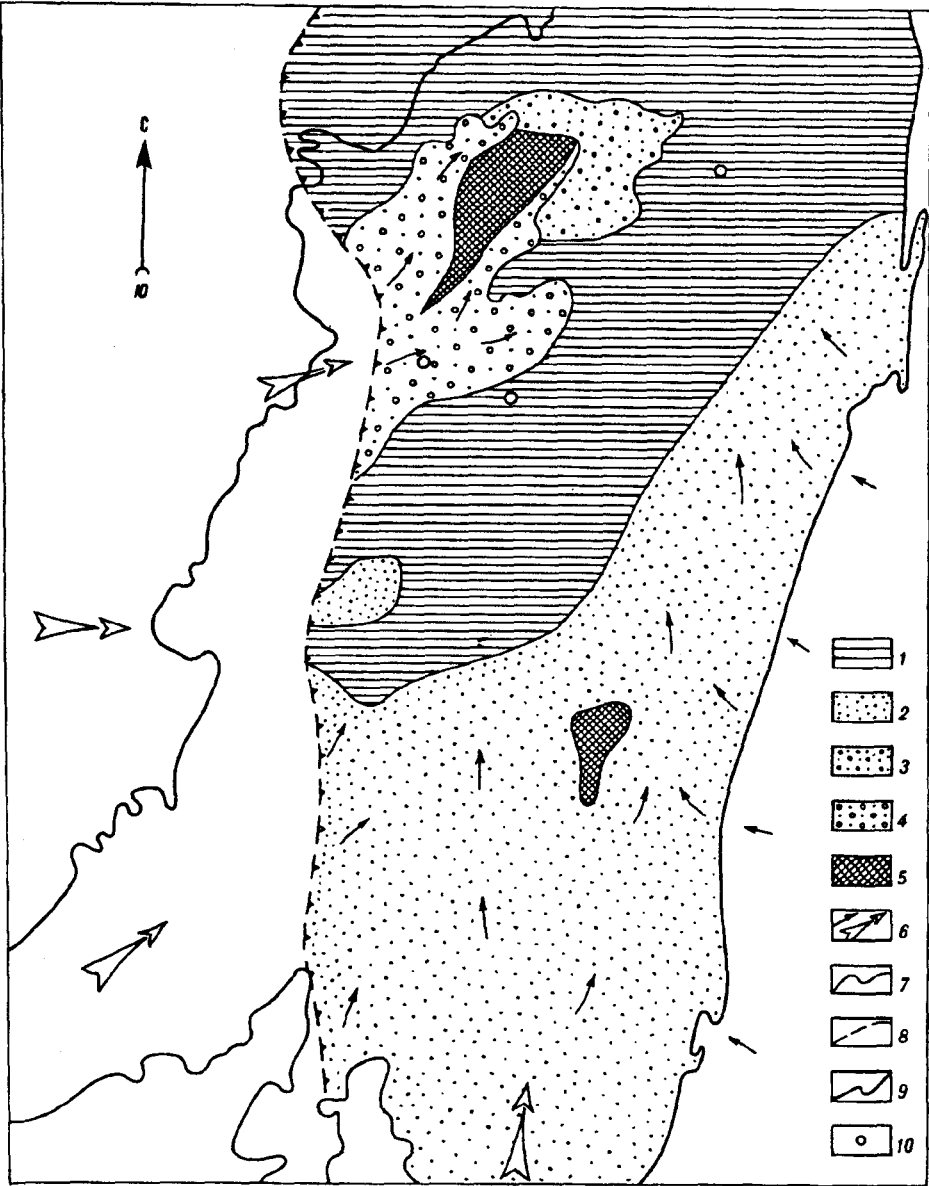


Рис. 2. Схема литолого-фациальной обстановки осадконакопления в Верхнебурейской впадине в период формирования нижних горизонтов талынджанской свиты. Составил В.Г. Варнавский по материалам Ю.Г. Морозова (Забродин и др., 1990 г.).

1 — отложения тонкозернистых песчаников фаций морского залива; 2 — дельтовые (лагуно-дельтовые) песчаные отложения; 3, 4 — песчано-гравийные (3) и песчано-галечниковые (4) отложения фаций конусов выноса (дельты в зоне предгорья); 5 — углистые алевритоглинистые, глинистые отложения фаций торфяных болот (проточные, периодически заболачивающиеся); 6 — основные и второстепенные направления сноса терригенного материала; 7 — границы фаций; 8 — западная палеограница осадочного бассейна; 9 — современные контуры впадины; 10 — места находок аммонитов.

Это толща чередования пачек песчаников, алевролитов, содержащих прослои смежных литологических разностей пород и с постепенным нарастанием вверх по разрезу доли более тонкозернистых. Эпиканская свита, завершающая рассматриваемую часть разреза чехла, представлена алевролитами и аргиллитами с редкими слоями песчаников. Отличительной особенностью является преимущественно аркозовый состав терригенного материала.

Следующий цикл непрерывного осадконакопления представлен мощной (2630 м в зоне рек Бурей и Умалта, 2000 м в зоне рек Солони, Дубликан,

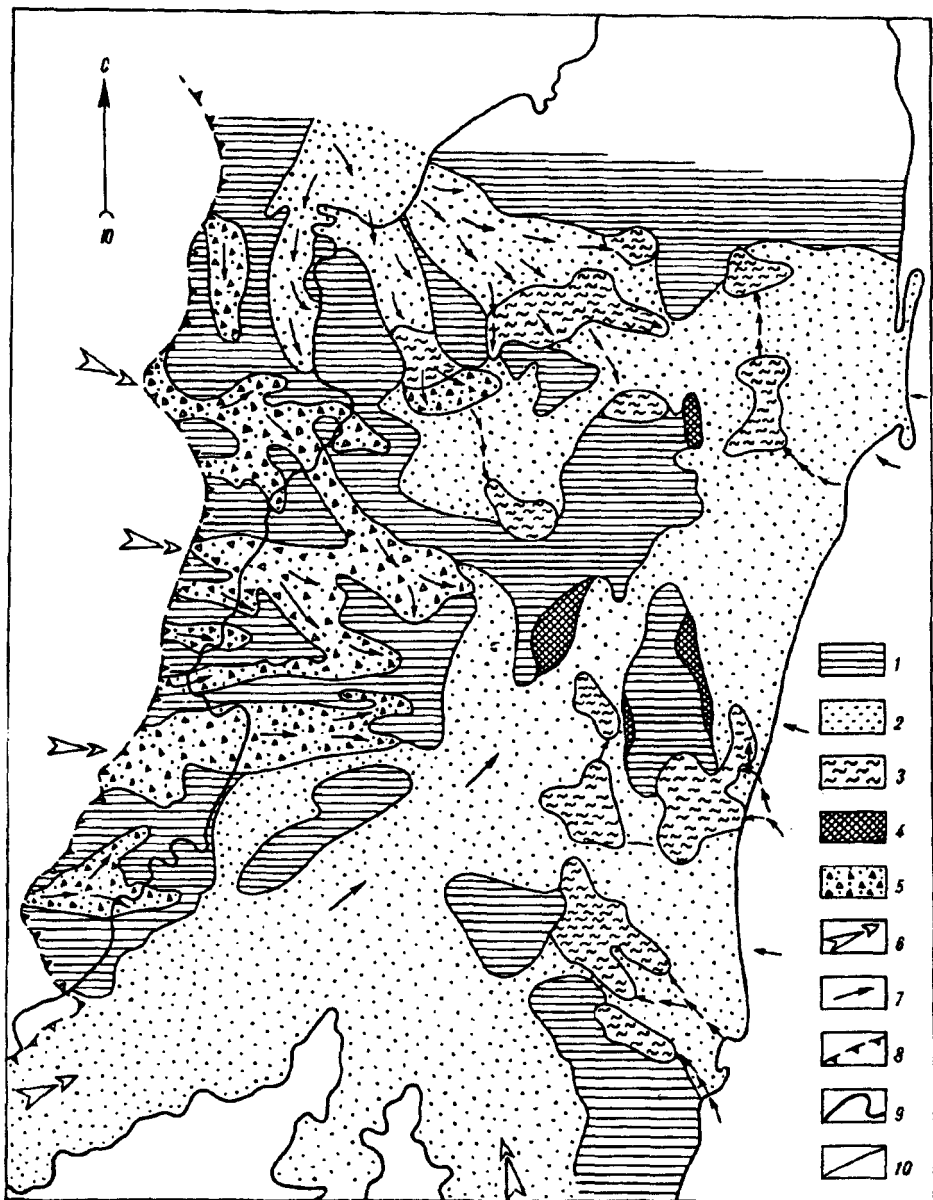


Рис. 3. Схема литолого-фациальной обстановки осадконакопления в Верхнебуреинской впадине в период формирования низов верхнеталынджанской подсвиты ($J_{2-3}^{tl_2}$) (на стратиграфическом уровне первого седиментационного цикла). Составил В.Г. Варнавский по материалам Ю.Г. Морозова (Забродин и др., 1990 г.).

1 — алевритовые, глинистые, глинисто-алевритовые озерные отложения; 2 — пески равномерно-зернистые, хорошо сортированные фации подводной части дельты и дряхлеющих русел рек; 3 — песчано-алевритоглинистые отложения фаций фронтальной зоны дельты; 4 — углистые алевритоглинистые отложения фаций болот и зарастающих озер; 5 — несортированные древесно-гравийно-песчаные образования фаций конусов выноса; 6, 7 — основные (6) и второстепенные (7) направления сноса терригенного материала; 8 — западная палеограница седиментации; 9 — современные контуры впадины; 10 — границы фаций.

Гуджал, Урми) толщей песчаников, алевролитов и аргиллитов эльгинской, чаганыйской и талынджанской свит. Отложения эльгинской свиты залегают на нижележащих породах эпиканской с размывом без углового несогласия. Здесь также чередующиеся пачки песчаников и алевролитов содержат прослои смежных типов пород. Так же, как и в предыдущем цикле, снизу вверх по разрезу уменьшается зернистость основных типов пород. Характерной, отличительной особенностью цикла является появление в разрезе низов

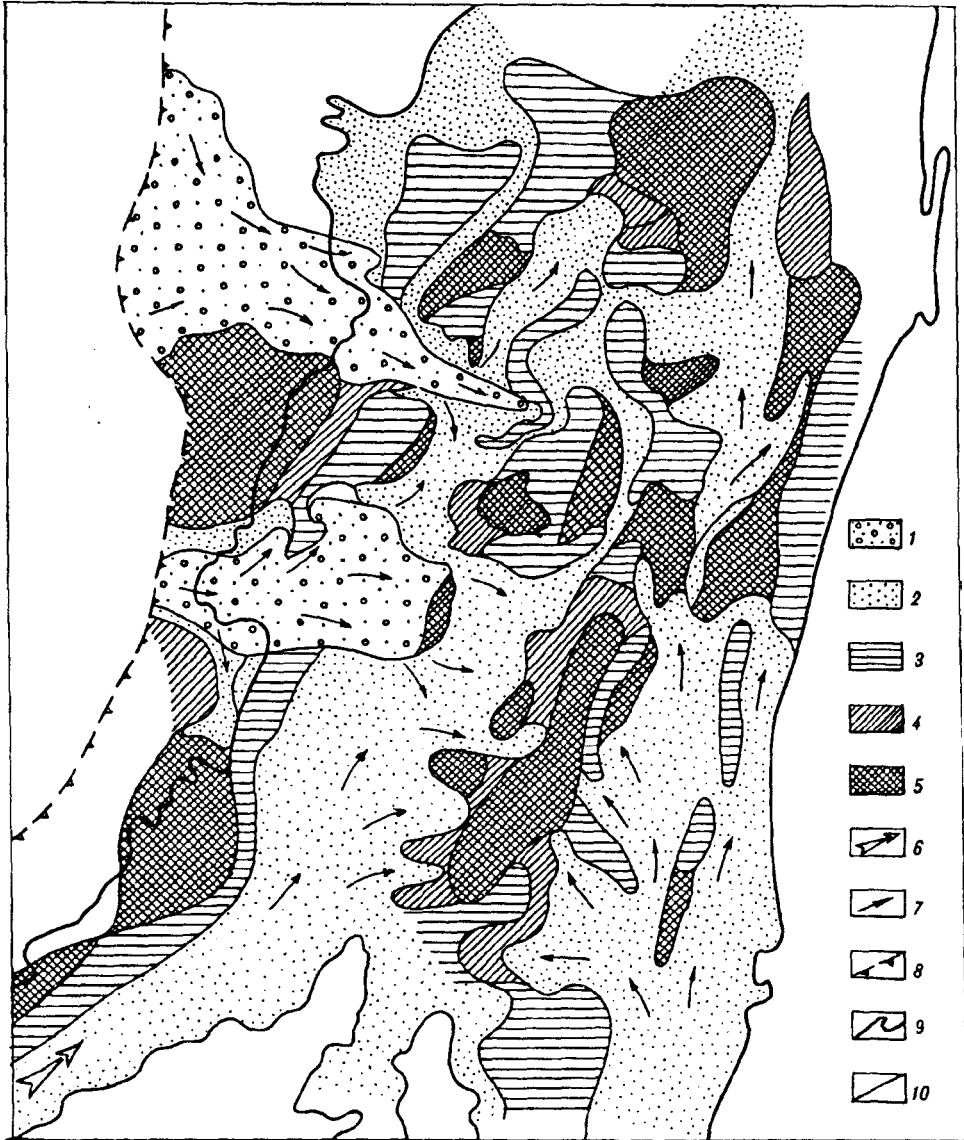


Рис. 4. Схема литолого-фациальной обстановки осадконакопления в Верхнебурейнской впадине в период формирования верхней части третьего седиментационного цикла верхнеталынджанской подсвиты. Составил В.Г. Варнавский по материалам Ю.Г. Морозова (Забродин и др., 1990 г.).

1 — отложения предгорий — древесно-гравийно-песчаные конусы выноса; 2 — песчаные отложения русел рек; 3 — песчано-алевритовые, глинистые отложения слабо проточных, зарастающих озер; 4 — углисто-глинистые и глинисто-алевритовые осадки зарастающих озер; 5 — угли и углистые глины фаций торфяных болот; 6, 7 — направления сноса терригенного материала: основные (6) и второстепенные (7); 8 — западная граница позднеталынджанского осадочного бассейна, предполагаемая; 9 — современные контуры впадины; 10 — границы фаций.

талынджанской свиты угленосных пород (алевролитов и аргиллитов), линз углей, пелловых туфов, а в верхней подсвите — пластов и пропластков каменного угля, появление в разрезе свиты литотипов пород с полимиктовым составом терригенного материала. Появление углистых пород свидетельствует об обмелении моря, возникновении участков суши с развитой растительностью. На рис. 2—4 отражена в общих чертах литолого-фациальная обстановка осадконакопления в начале формирования талынджанской свиты и во время формирования верхней ее подсвиты. В них показана стадия эволюционного перехода в прогибе от морского режима к режиму озерно-аллювиальной долины с развитием русловых, озерных, болотных торфообразу-

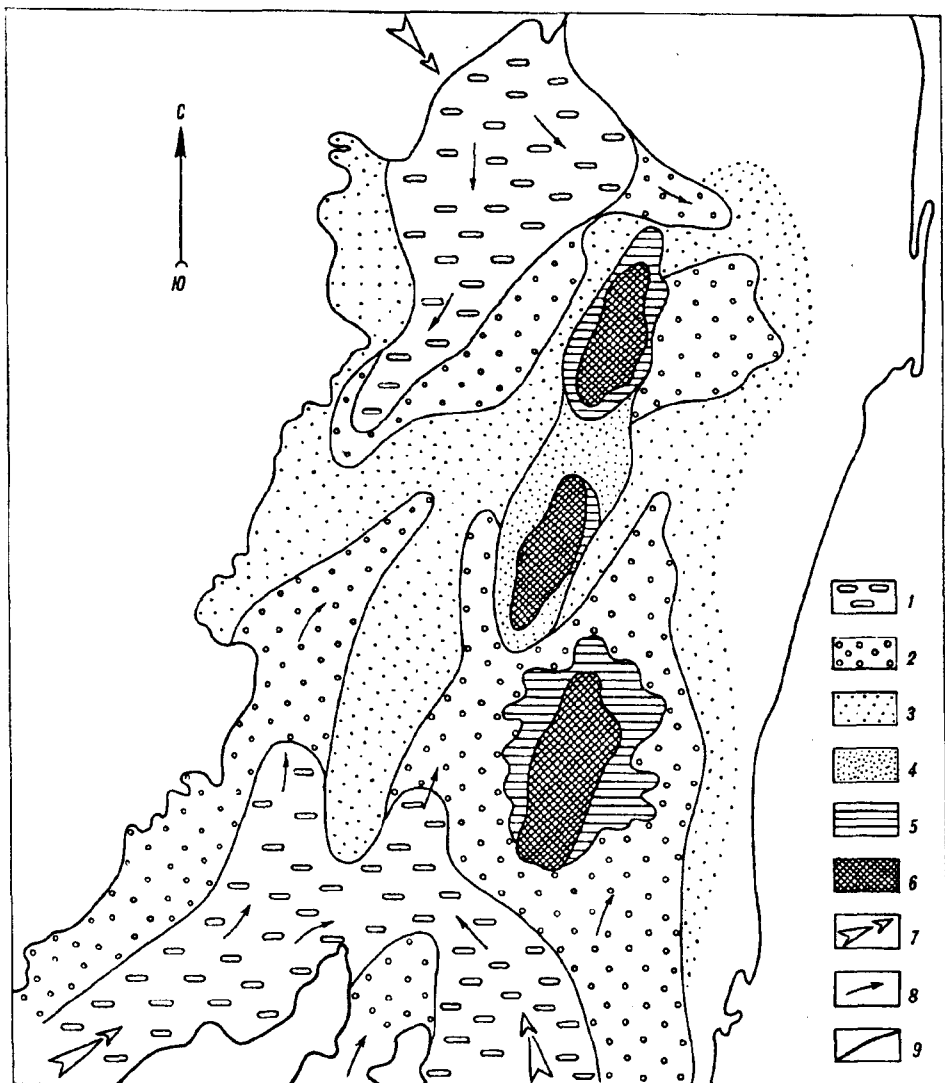


Рис. 5. Схема литолого-фациальной обстановки осадконакопления в Верхнебуреинской впадине в период формирования дубликанской свиты на стратиграфическом уровне угольного пласта "Межконгломератный". Составил В.Г. Варнавский по материалам Ю.Г. Морозова (Забродин и др., 1990 г.)

1, 2 — отложения предгорий: валунно-галечниковые (1) и песчано-галечниковые (2) конусов и временных потоков; 3, 4 — аллювиальные песчано-гравийные (3) и песчаные (4) русловые отложения; 5 — алевролиты, глины озерных фаций; 6 — углистые глины и угли фаций проточных зарастающих озер, торфяных болот; 7 — основные направления сноса терригенного материала; 8 — второстепенные направления сноса терригенного материала; 9 — современные контуры впадины.

ющих фаций и фаций конусов выноса (временных потоков). Юрско-меловая и раннемеловая стадия континентального преимущественно угленосного осадконакопления начинается после длительной (поздний оксфорд-кимериджской) инверсии и перерыва в осадконакоплении.

Нижняя подсвита ургальской свиты (дубликанская свита) представлена в основном грубообломочным комплексом пород (конгломераты, гравелиты, песчаники) речных фаций, содержащих пласты и пропластки каменного угля. Выше его сменяет пачка переслаивания аркозовых, хорошо отсортированных песчаников, алевролитов и аргиллитов с прослоями пепловых туфов и пластами каменного угля. В берриас-валанжинский век в составе верхней подсвиты ургальской свиты (солонийская свита) сформировалась толща осадков (до 480 м) из разнозернистых аркозовых песчаников, гравелитов,

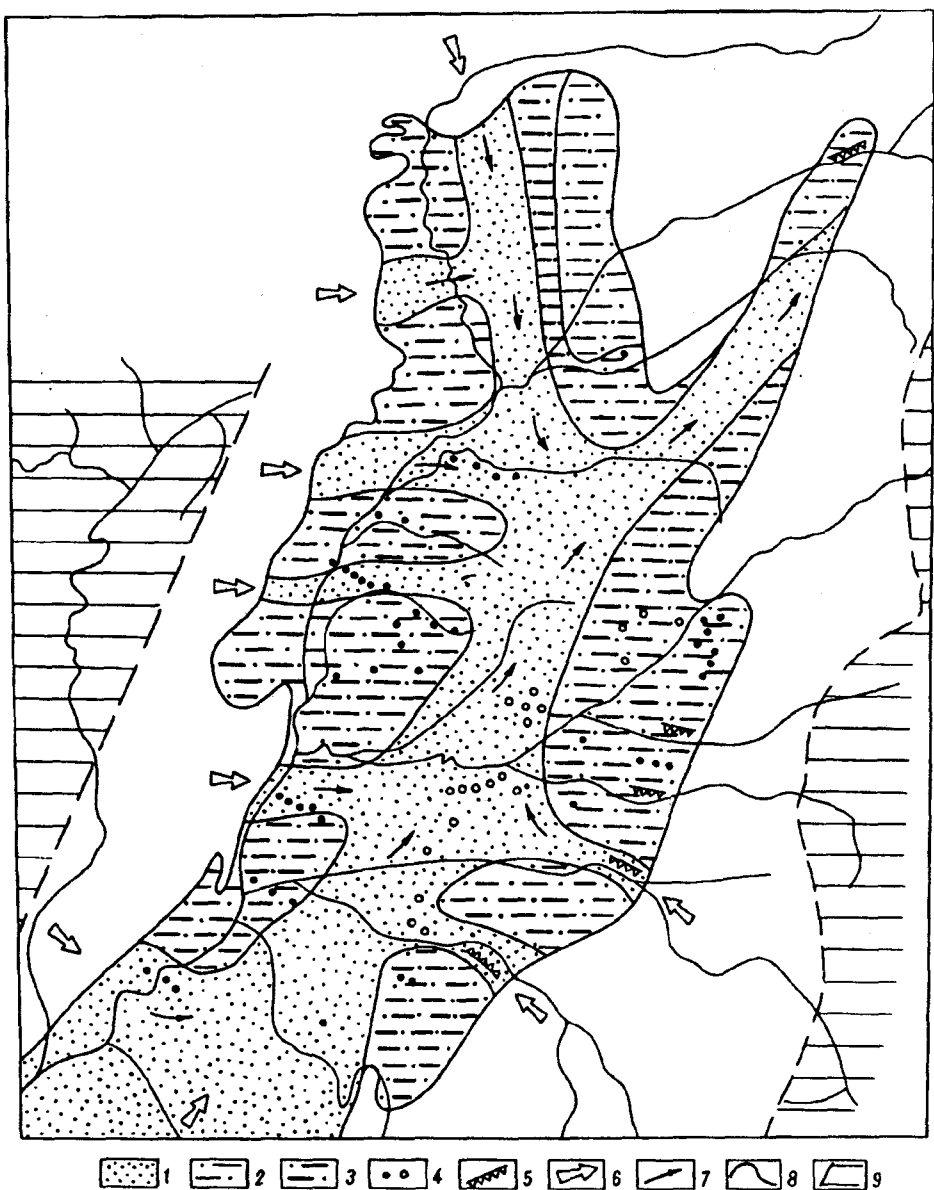


Рис. 6. Схема литолого-фациальной обстановки осадконакопления в Верхнебурейнской впадине в дубликанское время (волжский ярус). Составил В.Г. Варнавский по материалам И.И. Шарудо и др. [17].

1 — песчаный существенно аллювиальный комплекс пород; 2 — песчано-глинистый озерно-аллювиальный комплекс пород; 3 — комплекс пород озерно-болотных фаций и фаций торфяных болот; 4 — скважины углеразведочного и структурного бурения; 5 — обнажения пород волжского яруса; 6, 7 — основные (6), второстепенные (7) направления сноса терригенного материала; 8 — границы современного распространения отложений, сформировавшихся в дубликанское время; 9 — область денудации.

алевролитов, аргиллитов с прослоями пепловых туфов и пластами каменного угля [3, 8]. На рис. 5, 6 приведены схемы общего хода эволюции осадконакопления в ВБВ в период формирования ургальской свиты.

Чагдамынская свита (готерив — баррем), сложенная в основании (20—50 м) конгломератами, гравелитами, грубозернистыми песчаниками, в средней части (15—200 м) представлена переслаиванием аркозовых и полимиктовых песчаников, алевролитов и аргиллитов, пластами каменного угля.

В верхней части свиты к набору пород средней части добавляются прослои пепловых туфов и несколько большая угленасыщенность [8].

Чемчукинская свита (вторая половина баррема — начало апта) внизу (80—250 м) представлена плохосортированными разномерными полимиктовыми песчаниками с линзами гравелитов и конгломератов в основании. В средней части она сложена пачкой (120—230 м) алевролитов, аргиллитов, мелкозернистых полимиктовых песчаников, содержащей прослой пепловых туфов и пласты каменных углей. Завершается разрез свиты (310—340 м) разномерными полимиктовыми песчаниками с прослоями алевролитов.

Иорекская свита (поздний апт — альб) ложится с локальными размытиями на чемчукинскую пачкой (140—200 м) конгломератов, гравелитов и несортированных песчаников, сменяющихся выше толщей (400—450 м) полимиктовых песчаников с прослоями алевролитов и аргиллитов.

Для второй стадии палеогеографической эволюции впадины кроме угленосности свойственны: туфогенность разреза, нарастание скорости осадконакопления, смена аркозового состава терригенного материала пород ургальской свиты на аркозовый и полимиктовый в чагдамынской и чемчукинской и, наконец, на полимиктовый в иорекской свите. На рубеж второй и третьей стадий палеогеографической эволюции приходится инверсия, перерыв в осадконакоплении, интрузивная деятельность — формирование иороханского интрузивного комплекса (диоритовые, кварц-диоритовые порфириды, дайки и силлы микродиоритов, диорит-порфиров, диабазов, габбро и др.) — по данным Ю.Г. Морозова (Забродин и др., 1990 г.*)

В это же время (а, возможно, еще в период формирования иорекской свиты) началась закладка Кындалского грабена. Формирование разреза кындалской свиты осуществляется в условиях широкомасштабного развития Кындалского грабена и проникновения по нему в пределы впадины морского бассейна. Кындалская свита мощностью до 1000 м представлена в нижней части пачкой (до 440 м) песчаников и алевролитов с редкими прослоями известняков, мергелей, углей, углистых аргиллитов и алевролитов, линзами конгломератов в основании; в средней (80—120 м) — туфами и аргиллитами с прослоями песчаников и алевролитов; сверху (больше 400 м) — пачкой переслаивания алевролитов, аргиллитов, песчаников с редкими прослоями известняков и мергелей. Все это — комплекс пород фаций прибрежного морского мелководья, лагун.

Четвертая стадия осадконакопления началась после длительной инверсии и перерыва в осадконакоплении (в течение почти всего позднего мела). В позднем маастрихте формируется континентальный озерно-аллювиальный комплекс пород цагаянской свиты (до 300 м — песчаники, аргиллиты, галечники, пески, глина уплотненная), маломощные (8—25 м) линзообразные, существенно глинистые миоценовые и песчано-галечниковые (10—23 м) плиоценовые тела. В долинах современных рек все это перекрыто четвертичными озерно-аллювиальными осадками (песчаники, галечники, супеси, суглинки).

ОЦЕНКА НЕФТЕГАЗМАТЕРИНСКОГО ПОТЕНЦИАЛА

По данным исследователей Московского государственного университета [12], в юрско-меловом осадочном чехле ВБВ выделяются три нефтегазоперспективных комплекса: I — нефтегазопроизводивший (J_1 — J_2), II — нефтегазопроизводящий (J_2 — K_1), III — потенциально нефтегазоматеринский (K_{1-2}). Позднемеловые отложения (IV комплекс) бесперспективны в отношении нефти и газа.

I комплекс (дешская, синкальтинская, эпиканская, эльгинская свиты) характеризуется уровнем катагенеза ОВ до марок угля Т, ОС, ПС и К, содержанием $C_{орг}$ до 0,5 % на породу, резким преобладанием автохтонных битумоидов. Все подвижные битуминозные компоненты переместились в

* Фондовые материалы. Далее: Забродин и др., 1990 г.

вышележащие комплексы, о чем свидетельствуют: наличие твердых нафтидов, повышенное содержание гетероатомов в элементном составе, слабые проявления современных миграционных процессов, отсутствие существенных различий в битуминозной характеристике различных литотипов пород.

II комплекс (чаганыйская, талынджанская, ургальская, чагдамынская, чемчукинская, иорекская свиты) характеризуется уровнем катагенеза ОВ до марок угля Ж, Г, Д, содержанием $C_{орг}$ 0,6—1,2 % на породу. В составе автохтонных битумоидов содержание водорода на 1,5—2 % больше, чем в нижележащем комплексе. Широко распространены процессы миграции углеводородов из тонкозернистых пород в коллекторские слои, о чем свидетельствуют преобладание в последних автохтонных битумоидов, наличие по трещинам вязких мажущих нафтидов. Перечисленные признаки свидетельствуют о продолжающихся до настоящего времени процессах нефтегазообразования.

III комплекс (кындальская свита) отличается относительно невысоким уровнем катагенеза ОВ (до марок Д, Б). В его глинистых породах содержание $C_{орг}$ 0,5—2 %, в песчаниках — до 0,6 %. Водорода в автохтонных битумоидах карбонатно-глинистых пород на 1—2 % больше, чем в нижележащих породах, количество гетероатомов не более 2,2 %. Резко преобладают автохтонные битумоиды.

IV — бесперспективный — комплекс (цагайская свита) характеризуется низким содержанием $C_{орг}$. Содержание битумоидов ниже кларковых значений. Геохимическая обстановка преобразования ОВ окислительная.

По мнению В.С. Щербакова [18], уже в низах среднеюрского осадочного комплекса пород в синкальтинской и эпиканской свитах отмечается перераспределение битумоидов. Наряду с равномерным рассеиванием его отмечаются высокие содержания в песчаниках, обладающих пористостью до 6 %.

Таким образом, юрские и меловые отложения по содержанию ОВ обладали способностью образовать промышленного уровня нефтегазовый потенциал. О наличии в недрах впадины нефтегазовых скоплений свидетельствуют многочисленные проявления в форме выделения газа и пленок нефти при бурении скважин, данные о которых неоднократно опубликованы в печати. Наиболее существенным из них является получение промышленных притоков газа при бурении поисковой скважины на Адниканской структуре впадины. Здесь в отложениях кындальской свиты установлено три газовых пласта (Токарева, 1993 г., фондовые материалы).

Из первого пласта на глубине 350 м был получен метановый газ с водой. Второй продуктивный пласт, вскрытый на глубине 437,6—453,8 м, при испытании скважины дал притоки газа дебитом 55,5 тыс. м³/сут. Продуктивный пласт приурочен к 15-метровому слою мелко-среднезернистого песчаника, обладающего эффективной пористостью 9 % и проницаемостью 7—15 мД. Из третьего продуктивного пласта (991—1021 м) получен приток газа дебитом 98 тыс. м³/сут. Газ в основном метановый нефтяного ряда. В его составе собственно метана 97 %, этана, бутана и пропана в сумме около 3 %. На глубине 1120—1147 м получен газ с водой.

КОЛЛЕКТОРСКИЕ СВОЙСТВА ПОРОД

По коллекторским свойствам пород в разрезе осадочного выполнения ВВВ выделяются три зоны: нижняя, средняя и верхняя.

Нижней зоне (дешская, синкальтинская, эпиканская свиты) свойственны открытая пористость пород 1—3 %, отсутствие (практически) проницаемости, средняя плотность пород 2,4—2,5 г/см³. Для пород характерна повышенная трещиноватость.

Средняя зона (эльгинская, чаганыйская, талынджанская, дубликанская и солонийская свиты) характеризуется открытой пористостью пород от 8 % в ургальской до 4 % в эльгинской свитах. Газопроницаемость пород не превышает 1 миллидарси и лишь в наиболее пористых отложениях ургальской свиты достигает 20 миллидарси. Средняя плотность пород 2,4—2,5 г/см³.

Верхняя зона (чагдамынская, чемчукинская, кындальская и цагайская свиты) отличается значениями общей пористости пород 15—30 %, газопроницаемости — немногими десятками, а в отдельных отрезках первыми сотнями миллидарси. Средняя плотность пород 1,9—2,2 г/см³.

ДИНАМИКА ЭВОЛЮЦИИ ВПАДИНЫ

В динамике эволюции ВБВ намечается четыре основных этапа: I — депрессионно-трансгрессивный, II — инверсионно-миграционный, III — рифтогенной активизации, IV — плитной стабилизации.

В I этапе (синемюр — раннекембрийский век) унаследованно от триаса происходили проседание по разломам восточной окраины Буреинского массива и трансгрессия в его пределы ранне-среднеюрского моря, формирование прибрежно-морских и морских осадков дешской, синкальтинской, эпиканской, эльгинской свит. Осевая линия наибольшего погружения ложа осадочного бассейна располагалась восточнее, вне пределов современного контура впадины, по данным Ю.Г. Морозова. Западная граница проникновения морского бассейна на этом этапе проходила где-то в средней части впадины. Стратиграфические горизонты трансгрессивно перекрывают друг друга, напозая на массив. Динамика ложа впадины весьма дифференцирована и скорость осадконакопления синкальтинской свиты изменяется на различных участках впадины от 10—80 м/млн лет до 900—1100 м/млн лет, эпиканской свиты — от 300 до 1600 м/млн лет. В период формирования эльгинской свиты динамика ложа в пределах впадины относительно стабилизировалась и скорость осадконакопления варьирует незначительно (240—300 м/млн лет).

Первые признаки перестройки характера динамики ложа впадины намечаются в период формирования верхней подсвиты эльгинской свиты. В нижней части верхней подсвиты эльгинской свиты происходит поглубение терригенного материала пород. В толще песчаных слоев подсвиты отмечаются прослойки углистых пород и линзочки каменного угля, что свидетельствует об обмелении бассейна, развитии прибрежно-морских условий осадконакопления с появлением островов, благоприятных для развития растительности. Образование (на заключительном этапе формирования эльгинской свиты) мощной (260—416 м) пачки алевролитов и аргиллитов с обилием двустворок свидетельствует о возрастающей роли погружения, увеличении скорости осадконакопления (до 1370 м/млн лет), углублении бассейна. Появление в разрезе свиты, и особенно в верхней ее подсвите, пород с полимиктовым составом терригенного материала свидетельствует об инверсии на востоке впадины, появлении здесь области денудации, поставляющей полимиктовый материал. И, наконец, наличие в разрезе эльгинской свиты прослоев туфов, туффитов и включений лапиллей свидетельствует о близости областей вулканизма. По мнению Ю.Г. Морозова (Забродин и др., 1990 г.), со времени формирования верхней подсвиты эльгинской свиты на востоке впадины активизируются инверсионные процессы — формируется Баджальский антиклинорий. Возможно, именно инверсионные процессы на востоке впадины обусловили увеличение темпов погружения ложа впадины в позднеэльгинское время.

На II этапе эволюции впадины (позднекембрийский — барремский века) в чаганыйское время активизируется инверсия на востоке, в результате которой комплекс пород эльгинской свиты за пределами современного восточного контура впадины выводится на дневную поверхность под эрозионный срез. С этого времени на востоке впадины под влиянием постоянно действующей инверсии формируется денудационное плато, а осадконакопление локализуется в пределах современного контура впадины. При этом осевая линия максимального погружения ложа осадконакопления смещается к западу, в погружение вовлекаются все новые и новые участки востока Буреинского массива, а осадочные комплексы поздней юры и низов раннего мела последовательно трансгрессируют в его пределы. Наибольшие мощности

Положительные факторы

Отрицательные факторы

1. Юрский разрез осадочного чехла ВВВ (дешская, синкальтинская, эпиканская, эльгинская, чаганыйская, талынджанская свиты) представлен шельфовыми мелководно-морскими и прибрежно-морскими, богатыми органическим веществом комплексами пород и оценивается в целом как нефтегазопроизводивший [12, 19]

2. Юрско-меловой и раннемеловой (волжско-аптский века) комплексы представлены угленосными озерно-аллювиальными и болотно-озерными, богатыми ОВ породами, оцениваются как нефтегазопроизводящие

3. Ранне-поздне-меловой кындальский комплекс пород представлен прибрежно-морскими, лагунными фациями, содержащими в значительном количестве органическое вещество, относится к потенциально нефтегазоматеринскому

4. Трансгрессивное налегание слоев юрского комплекса пород с перекрытием существенно песчаных, глинисто-песчаных мелководных разностей более глубоководными песчано-глинистыми, алевроглинистыми

5. Тип выклинивания слоев юрского морского осадочного комплекса на западе торцовый (причленения, прилегания к складчатому основанию впадины)

6. В формировании осадочного чехла намечаются этапы длительного (аален — верхний байос, верхний байос — средний оксфорд, волжский век — баррем) непрерывного осадконакопления

1. Большая часть юрского шельфового комплекса пород занимает восточную половину впадины, резко уменьшается в мощности в зоне осевой линии Кындальского грабена (см. рис. 7)

Ниже-среднеюрский осадочный комплекс дешской, синкальтинской и эпиканской свит отличается высокой степенью катагенеза пород (соответствует маркам угля К, ПС, ОС, Т). С₁^{орг} автохтонное, остаточное, содержание его 0,1—0,6 % [12, 19]

2. Форма геологических тел литотипов пород, слагающих волжско-аптский осадочный комплекс впадины, линзовидная. Протяженные на значительной площади слои мощных непроницаемых глинистых пород-покрышек маловероятны, а повсеместно на площади впадины распространение исключено

3. Площадь распространения мощной (до 1000 м) части кындальского комплекса ограничена Кындальским грабеном, составляющим около 20—25 % площади впадины

4. Вдоль западного контура распространения осадочных пород юрского комплекса развит шлейф грубообломочных (песчано-галечниковых, песчаных) образований присклоновых, предгорных фаций (конуса выноса, дельта)

5. Тип выклинивания комплекса на востоке впадины эрозионный; слои пород выведены в большинстве случаев под эрозионный срез

6. Этапы длительного непрерывного осадконакопления разделяются длительными перерывами осадочного процесса (геттанг, ранний плинсбах, тоар, верхний оксфорд — кимеридж), зачастую с активным вулканизмом и интрузивными процессами, термальным метаморфизмом пород (средний — поздний апт), а также относительно кратковременными инверсиями и размывами (в верхнем байосе, на рубеже эпиканской и эльгинской свит)

7. Сильная тектоническая нарушение впадины

чаганыйской, дубликанской и солонийской свит, например, отмечаются вблизи пос. Средний Ургал и Чегдомын, талынджанской — почти у современного западного борта впадины, а чагдамынской и чемчукинской — несколько западнее осевой линии Кындальского грабена. Надо полагать, этим участкам наибольших мощностей соответствуют наибольшие темпы погружения ложа бассейна осадконакопления, хотя они для этого времени невелики. Скорость осадконакопления в талынджанское, дубликанское и солонийское время не превышает 50 м/млн лет. В чагдамынское и чемчукинское время темпы погружения ложа впадины увеличиваются до 200 м/млн лет, и в этой связи уменьшается доля в разрезе углеобразующих фаций.

III этап (поздний апт — сеноман) зафиксирован началом формирования норекской свиты, лежащей с местными размывами на нижележащий комплекс пород. В это время возрастает скорость осадконакопления до 260 м/млн лет, увеличиваются темпы инверсии на востоке впадины, обуславливающие преимущественный снос полимиктового терригенного материала с интенсивно развивающейся Баджальской денудационной области.

Начальные этапы рифтогенеза сопровождалась активизацией во второй половине апта интрузивной деятельности. С конца апта и в альб-сеноманское время рифтогенез приобретает широкомасштабные формы, обусловив формирование Кындальского грабена, проникновение в его пределы моря и

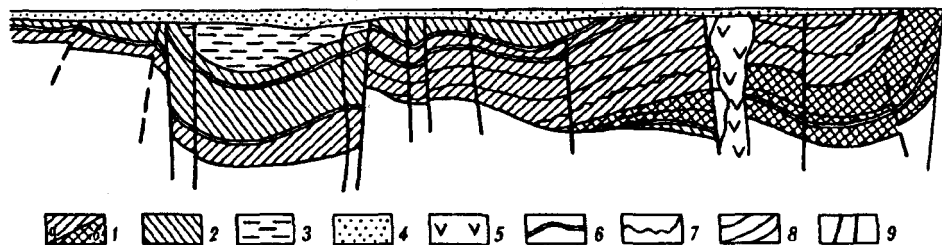


Рис. 7. Принципиальный профиль размещения нефтегазоносных комплексов Верхнебурейнской впадины. Составил В.Г. Варнавский по материалам Ю.Г. Морозова (Забродин и др., 1990 г.).
 1-4 — комплексы пород: 1 — юрский морской (а — в целом, б — высокого уровня катагенеза пород (до марки углей К, ПС, ОС, Т)); 2 — юрско-меловой и раннемеловой континентальный озерно-аллювиальный, угленосный; 3 — раннемеловой прибрежно-морской и лагунный; 4 — поздне-меловой — кайнозойский аллювиальный; 5 — магматические породы; 6 — длительная инверсия, перерыв в осадконакоплении, размыв; 7 — кратковременная локальная инверсия, локальные размывы; 8 — границы юрских комплексов; 9 — разломы.

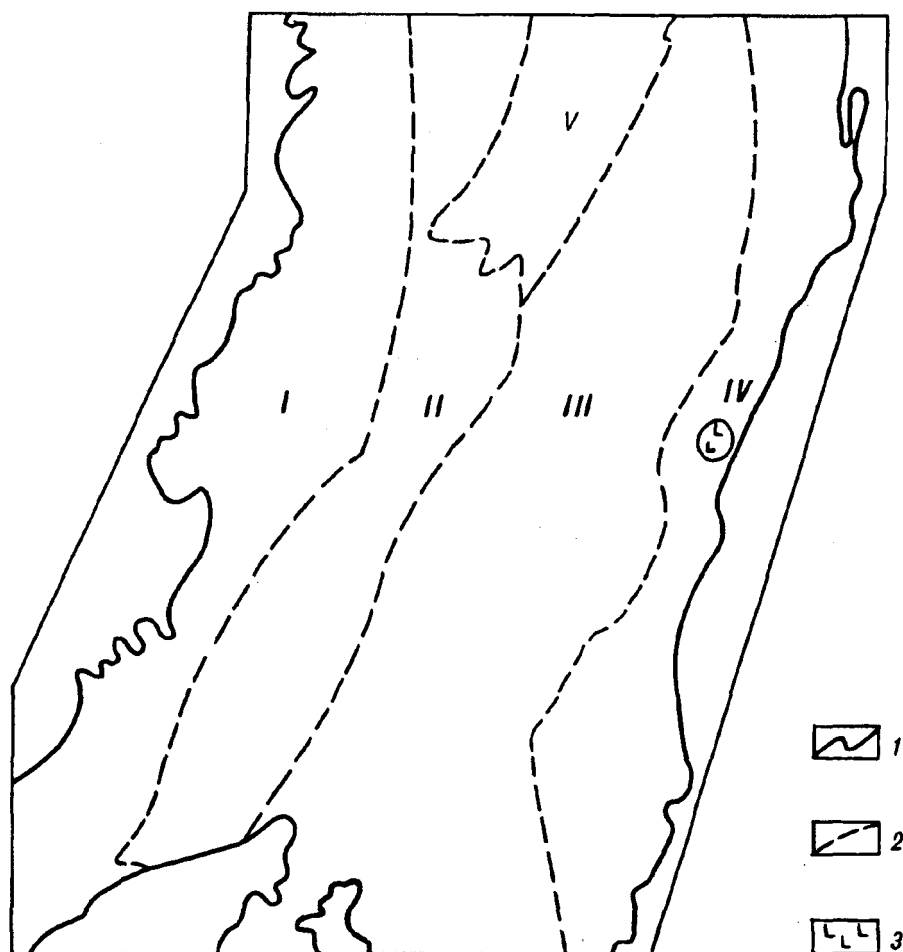


Рис. 8. Схема структурно-фациального районирования Верхнебурейнской впадины по данным Ю.Г. Морозова (Забродин и др., 1990 г.).

1 — современные контуры впадины; 2 — границы структурно-фациальных зон; 3 — меловые интрузии. Зоны: I — Западно-Бурейнская, II — Кындальская грабен-синклинали, III — Центральная пологоскладчатая, IV — Восточная моноклинали, V — Иорекская горст-антиклиналь.

формирование 1000-метровой толщи морских, прибрежно-морских и лагунных породных комплексов кындальской свиты.

IV этап (сенон — кайнозой) не внес существенных дополнительных структурных элементов в строение ВБВ, а лишь денудационными и локально осадочными процессами внешне очертил современный облик, морфологию впадины.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, в возможностях формирования и сохранности в недрах ВБВ нефтегазового потенциала просматриваются положительные и негативные факторы, которые мы обобщили в таблице и на рис. 7.

На основе сравнительного анализа приведенных факторов, способствующих формированию или разрушению нефтегазового потенциала, представляется возможным сделать следующие выводы.

Юрский и раннемеловой комплекс пород ВБВ по своему литологическому и фациальному составу, содержанию ОВ способен сформировать мощный нефтегазовый потенциал. Однако неповсеместное по площади впадины распространение юрских морских комплексов пород, высокий метаморфизм ОВ пород их нижних горизонтов, неоднократная инверсия, перерывы в осадконакоплении и размывы в ходе эволюции впадины, преимущественно эрозионный тип выклинивания слоев, сильная тектоническая нарушенность Верхнебуреинской впадины и, наконец, линзовидная форма юрско-меловых и меловых комплексов пород, ограниченность (до полного отсутствия) протяженных горизонтов глинистых пород-покрышек значительно снижают этот нефтегазовый потенциал впадины и определяют следующую оценку перспектив нефтегазоносности:

В пределах впадины возможно открытие преимущественно мелких нефтегазовых залежей, изредка — средних. Крупные месторождения мало вероятны.

Наиболее перспективной является площадь Кындальской грабен-синклинали; перспективной — Центральной пологоскладчатой; малоперспективной — Западной Буреинской и Восточной моноклиальной структурно-фациальных зон (рис. 8).

В нижних, юрских, морских горизонтах возможны залежи нефти и газа структурного типа, а также литологического выклинивания, тектонического и литологического (стратиграфического) экранирования; в верхних юрско-меловых и меловых горизонтах — преимущественно типа литологического выклинивания и тектонического экранирования.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бельтнев Е.Б., Золотов М.Г., Онихимовский В.В. и др. Геотектонические структуры Хабаровского края и Амурской области, их развитие в мезозое и кайнозое // Мезозойский тектогенез. — Магадан, 1971. — С. 97—104.
2. Варнавский В.Г. Горючие полезные ископаемые. Нефть, газ, горючие сланцы // Геология СССР. Т. XIX. Хабаровский край и Амурская область. Полезные ископаемые. — М.: Недра, 1976. — С. 52—60.
3. Геология СССР. Т. XIX. Хабаровский край и Амурская область. Ч. 1: Геологическое описание. — М.: Недра, 1966. — С. 244—252.
4. Давыдова Т.Н., Гольдштейн Ц.Л. Литологические исследования в Буреинском бассейне. — М.: Госгеолиздат, 1949.
5. Завадский В.А. Бассейны Сихотэ-Алинской складчатой системы и Буреинского срединного массива. Верхнебуреинский бассейн // Осадочные бассейны Дальнего Востока и перспективы их нефтегазоносности. — Л.: Недра, 1987. — С. 114—117.
6. Каплан М.Е. Коллекторские свойства мезозойского терригенного комплекса Буреинского прогиба // Труды ВНИГРИ. — 1973. — Вып. 326. — С. 98—103.
7. Косыгин Ю.А., Анойкин В.А., Майборода А.А., Соловьев В.А. Ульбанский прогиб и тектоническая природа мезозойских прогибов Западного Приохотья // Докл. АН СССР. — 1976. — Т. 227, № 4. — С. 936—938.
8. Крапивенцева В.В. Угленосная формация Буреинского бассейна. — М.: Наука, 1979.
9. Красный Л.И. Геология региона Байкало-Амурской магистрали. — М.: Недра, 1980.
10. Кропоткин П.Н. Краткий обзор тектоники и палеогеографии южной части советского Дальнего Востока // Вопросы геологии Азии. — М.: Изд-во АН СССР, 1954. — С. 736—737.

11. Марков В.А., Трофимук А.А., Щербаков В.С. О взаимоотношениях между морскими и угленосными отложениями в Буреинском прогибе // Докл. АН СССР. — 1970. — Т. 191, № 3. — С. 647—649.
12. Нефтегазоносные бассейны Дальнего Востока СССР / Под ред. А.А. Трофимука. — М.: Недра, 1971.
13. Онихимовский В.В. Геотектоническое районирование южной части Хабаровского края, Амурской и Сахалинской областей // Материалы по геологии, полезным ископаемым и минералогии южной части Дальнего Востока. — М.: Изд-во АН СССР, 1960. — С. 1—52. (Труды ДВО СО АН СССР. Сер. геол.; Т. IV).
14. Первые результаты нефтепоисковых работ в континентальных впадинах Дальнего Востока // Тихоокеан. геология. — 1989. — № 3. — С. 127—138.
15. Равдоникас О.В., Иванов Г.И. Природные горючие газы и нефти Приамурья // Там же. — 1985. — № 6. — С. 71—85.
16. Решения 4-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Дальнего Востока и Восточного Забайкалья. — Хабаровск, 1994.
17. Шарудо И.И., Москвин В.И., Дзенс-Литовская О.А. Литология и палеогеография Буреинского прогиба в позднем мезозое. — Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1973. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 191).
18. Щербаков В.С. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Верхнебуреинской впадины: Автореф. канд. дис. — М.: МГУ, 1967.
19. Щербаков В.С., Петухов А.В. Коллекторские свойства вулканокластических пород Верхнебуреинской и Зейско-Буреинской впадин (Дальний Восток) // Вестн. МГУ. — 1979. — № 3. — С. 92—95.

ИТиГ ДВО РАН
Хабаровск

Поступила в редакцию
14 июня 1994 г.

V.G. Varnavsky, V.V. Krapiventseva

PALEOGEOGRAPHIC CRITERIA FOR THE FORMATION
OF OIL AND GAS POTENTIAL
OF THE UPPER BUREINSKY BASIN

Lithological-facial character of the prospecting rock section, paleogeographic evolution of the basin from the standpoint of the possible formation of the economic oil and gas potential as the most important parameters of the presence of oil and gas are examined.

Jurassic and Early Cretaceous complex of the rock masses of the basin is capable to form a thick oil and gas potential from its lithological and facial composition and the content of the organic matter. But not occurring everywhere in the basin area the distribution of the Yurassic marine rock complexes, high metamorphism of the rocks in the lower horizons, repeated inversion, nondepositional and erosional hiatus during the basin evolution, dominantly erosional type of thinning out the beds and at last the lenticular form of the Yurassic-Cretaceous and Cretaceous rock complexes, the limitation (to the full absence) of the extended horizons of the argillaceous cap rocks predetermine the possibility of the discovery of dominantly small oil and gas pools and occasionally of medial ones. Large oil and gas fields are of small probability.

УДК 551.763(571.62)+(571.56)

В.В. Кирьянова

МЕЛОВАЯ ФЛОРА
БАСЕЙНА ВЕРХНЕГО ТЕЧЕНИЯ р. ЮЛОМА

В четырех меловых толщах северной окраины Куйдусунской впадины собраны многочисленные растительные остатки. Проведены предварительные сопоставления с известными флористическими комплексами Северо-Востока Азии. Дана детальная географическая и геологическая привязка местонахождений.

Для сводных легенд Приохотской и Майской серий листов Госгеокарты-200 было принято деление покровных вулканитов на авлинскую, дюстачан-

© В.В. Кирьянова, 1994

ИНДЕКС	ПОДКОМПАНИИ	ГЛУБИНА, М	Характеристика пород
K ₂ kr		550	Когарская свита. Игнимбримы андезитов, дацитов, редко трахизацитов, риодацитов и риолитов кристалло- и порфирокластические зеленовато-сиреневато-темно-серые, бурые, коричневые и пестроцветные; туфы того же состава и цвета лито-, кристаллокластические, кристаллопеллоидные и смешанные; в низзах - отдельные потоки (10-20 м) андезитов серых, зеленовато- и темно-серых и дацитов сиреневато-серых
K ₂ of ₂	СВИТА	800	Верхняя подсвита. Игнимбримы риолитов, редко трахириолитов, риодацитов и трахириодацитов преимущественно кристалло- и порфирокластические коричневые, коричнево-темно-, зеленовато-, темно-серые и черные, редко в низзах - лаваклатиты риолитов псевдотрахолемератовые и туфы риолитов коричнево- и зеленовато-серые кристаллопеллоидные и витрокристаллопеллоидные псаммитопесчистые
K ₂ of ₁		885	Нижняя подсвита. Туфы риолитов, редко трахириолитов, риодацитов и дацитов разноцветные (светло-, зеленовато-серые, сиреневые, розовые, коричневые, желтые, вишневые, голубые) преимущественно пеллоидные, пеллоидные, витро-, литокластические и смешанные с кристаллокластитами от алевритовых до агломератовых, чередующихся с игнимбритами того же состава и цвета кристалло-, порфиро- и реже витрокластическими и отдельными пачками и прослоями туфитов, туфозавалитов с <i>Viridia eliseevii</i> (Krusht.) Philipp., <i>Araucarites</i> aff. <i>Longitolia</i> (Lesq.) Dorf., <i>Dicotylorphyllum</i> sp. и др.
K ₂ as	ИГНИМБРИТЫ	900	Дюстачанская свита. Игнимбримы риодацитов, риолитов, дацитов порфиро-, кристалло- и витрокластические, преимущественно зеленовато-серые, реже того же состава и трахизациты кристалло-, витро-, литокластические и смешанные от алевритовых до агломератовых. В низзах - пачки (1,5-50 м) прослои туфитов алевритовых риолитового и риодацитового состава, туфозавалитов, редко туфоконгломератов и туфозавалитов с <i>Tarites intermedius</i> Hollick, <i>Sagaria</i> cf. <i>minuta</i> Sveshn. и др.
K ₁ av		520	Авлинская свита. Андезиты массивные и флюидальные, зеленовато-серые, серые, темно-зеленые, вишневые, сиреневые и темно-серые, реже их туфы кристалло- и литокластические от псаммитовых до агломератовых и игнимбриты кристалло-кластические с отдельными потоками андезибазальтов, трахиандезитов, трахизацитов и дацитов. В низзах - пачки (10-40 м) переслаивающихся разнообломочных туфов и туфитов с <i>Sphenopteris ashteljevii</i> E.Levad., <i>Pseudolarix barchaginii</i> Vachr. et E.Levad. и др.
K ₁ hr		450	Хороньжинская толща. Игнимбримы риолитов порфиро- и кристаллокластические светло-серые, серые, желтые, коричневые и сиреневые, реже риолиты биомитовые редковкрапленниковые белые, зеленовато-серые, сиреневые и розовые, их туфы преимущественно пеллоидные, кристалло-пеллоидные и пизолитовые, иногда псевдотрахолемератовые, кристалло-литокластические и кристаллолитопеллоидные псаммитовые зеленовато- и темно-серые. В низзах и верхзах - пачки (7-35 м) переслаивающихся туфов, туфитов, туфозавалитов и туфоконгломератов с <i>Viridia</i> ex gr. <i>onychoides</i> (Vas. et K.-M.) Samyl., <i>Dicotylorphyllum</i> sp. и др.

Рис. 1. Стратиграфическая колонка меловых вулканогенных образований северной части Куйдусунской впадины.

скую, нитканскую и когарскую свиты, разработанное в 1961 г. О.П. Разгоновым. Возраст их основывался преимущественно на корреляции по геологическим данным и радиологических датировках. Первые попытки поисков флористических реперов для обоснования возраста существенно игнимбритовых толщ были предприняты нами в 1988 г. в процессе геологического доизучения масштаба 1:200 000 бассейна верхнего течения р. Юдома, проводимого под руководством В.Б. Григорьева (1986—1990 гг.). В результате доизучения территории значительно уточнились состав, строение, границы и возраст обсуждаемых стратонев. Кроме того, Р.Б. Григорьевым выделена хороньжинская толща преимущественно игнимбритов и туфов кислого состава. Учитывая полученные данные, IV Дальневосточным стратиграфическим совещанием схема стратиграфии меловых отложений северной окраины Куйдусунской впадины принята в следующем виде (снизу вверх): хороньжинская толща, авлинская, дюстачанская, нитканская и когарская свиты (рис. 1, 2).

Хороньжинская толща (K₁hr) обнажается вдоль западных и северных флангов Делькю-Когарского вулканического поля в верховьях рек Сунтар, Ниткан, Агаякан и Азейкан, где залегает с азимутальным и угловым несогласием на нижнетриасовых и пермских отложениях и перекрывается

Ярус	Растительные комплексы					
	Северная часть Куйдусунской впадины	Ульинский прогиб	Зырянский угленосный бассейн	Аркагалинская угленосная площадь	Бассейн среднего течения р. Анадырь	Хребет Пекульней
Верхний мел	Маастрихт					
	Кампан					
	Сантон					
	Коньяк		кетандинский			тыльпагыр-гынайский
	Турон	нитканский	уереканский			
	Сеноман	дюстачанский	дукчандинский			гребенкинский
Альб	верх.	авлинский	амкинский		аркагалинский	
	средн.	хороньжинский	ариндский			
	нижн.		еманринский			
Нижний мел	Апт		ядринский	буоржемосский		
	Баррем			силяпский		
	Готерив			ожогинский		
	Валанжин		матийский			
	Берриас					

Рис. 2. Схема сопоставления меловых флор северной части Куйдусунской впадины с близкими флорами сопредельных районов Северо-Востока Азии.

авлинской свитой*. Отложения ее (см. рис. 1) включались ранее в состав дюстачанской свиты.

Первое местонахождение растительных остатков в отложениях толщи обнаружено нами в междуречье Хороньжа Нижняя — Нетаньжа, правых

* Распространение, состав и строение стратонов приведены по данным В.Б. Григорьева (1990 г.).



Рис. 3. Схема местонахождений ископаемой флоры в бассейне верхнего течения р. Юдома.

Масштаб 1:1000 000. Сборы автора, 1988 г. *9 — точка с остатками флоры и ее номер.

притоков р. Сунтар (т.н. 6, рис. 3). Здесь на нижнетриасовых отложениях наблюдаются (снизу вверх: справа указана мощность в метрах):

1. Переслаивающиеся плитчатые темно-серые алевритовые туффиты с растительным детритом, скорлуповато-плитчатые белые, серые пепловые, кристалло-пепловые, иногда пизолитовые туфы риолитов, редко дацитов с подчиненными прослоями псефитовых ксенотуфов риолитов, содержащих обломки триасовых аркозовых песчаников 7
2. Игнимбриды риолитов слабо и умеренно спекшиеся, светло-серые и желтые комковато-скорлуповатые и плитчатые 350
3. Переслаивающиеся, часто тонко, светло-серые, желтые и серые пепловые, кристалло-пепловые туфы риолитов с *Equiselites* sp. 1—2, *Birisia onychioides* (Vas. et K.-M.) Samyl., *Birisia* sp., *Cladophlebis* sp., *Sphenopteris* sp. 1—3, *Taeniopteris* sp. 1—2, *Baiera* sp., *Araucarites* sp., *Taxites* ex gr. *intermedius* (Holl.) Samyl., *Pseudolarix* sp., *Pityocladus* sp., *Pityophyllum* ex gr. *staratschinii* (Heer) Nath., *Pitiostrabus* sp., *Sequoia* sp., *Elatocladus* sp., *Podozamites* cf. *reinii* Geyler. *Desmiophyllum* sp., *Dicotylophyllum* sp. и темно-серые алевритовые туффиты* 25
4. Туффиты алевритовые, темно-серые, с бледно-зелеными обломками вулканических стекол размером до 3 см, с прослоями черных туфоалевролитов, содержащих растительные остатки, и серых кристалло-пепловых туфов риолитов 35
5. Туфы дацитов кристалло-литопепловые, зеленовато-серые, комковатые 30

Туфы перекрываются потоком темно-серых биотит-роговообманково-пироксеновых андезитов авлинской свиты. Общая мощность хороньжинской толщи по разрезу 450 м.

В этих же отложениях, поблизости от места наших сборов, в истоках р. Нетаньжа в 1991 г. сотрудником ПГО Якутгеология А.В. Камгаевым были собраны *Phoenicopsis* ex gr. *angustifolia* Heer, *Pityophyllum* sp., *Desmiophyllum* sp.

Растительные остатки хороньжинской толщи имеют зачастую плохую сохранность. Этим объясняется определение большинства отпечатков лишь до рода. В захоронениях преобладают хвойные, условно связываемые с семействами *Araucariaceae*, *Taxaceae*, *Pinaceae*, *Taxodiaceae*, *Podozamitaceae*. Практически все они постоянно присутствуют в растительных комплексах конца раннего — начала позднего мела. Среди папоротников наибольший интерес представляет *Birisia onychioides*, характерная для второй половины раннего мела. Остальные папоротники отнесены к формальным родам неоп-

* При определении растительных остатков автор пользовалась консультациями докт. геол.-минерал. наук Е.Л. Лебедева.

ределенного систематического положения — *Cladophlebis* и *Sphenopteris*, обычным элементам меловых флор. Цикадофиты и гинкговые по морфологическим признакам тяготеют к раннемеловым. Покрытосеменные представлены лишь одним обрывком небольшого листа. Обнаруженная в верховьях р. Сунтар тафофлора характеризует, по-видимому, растительность горных склонов, представленную преимущественно хвойными лесами. Некоторые папоротники и цикадофиты могли занимать более низкие и увлажненные участки. Совместно с ними в изобилии встречаются хвощи.

Хороньжинский комплекс слишком беден для уверенного сопоставления с известными палеофлористическими комплексами сопредельных районов. В первом приближении он обнаруживает некоторые общие черты с еманринским комплексом Ульяновского прогиба, среди характерных форм которого присутствуют *Birisia*, *Taeniopteris*, *Neozamites*, *Taxites* (*Cephalotaxopsis*) *intermedius*, *Pagiophyllum triangulare*, *Sequoia*, *Dicotyledones*. Еманринский комплекс датирован Е.Л. Лебедевым [3, 4] средним альбом. С буор-кемюсским комплексом Зырянского угленосного бассейна хороньжинский комплекс сближает присутствие характерной формы *Birisia onychioides*, а также *Taxites* cf. *intermedius*, *Desmiophyllum*, редких *Sequoia* и *Dicotylophyllum*. Буор-кемюсский комплекс В.А. Самылина [5] относит к раннему альбу.

Авлинская свита (К₁av) распространена вдоль западной и северной окраин Делькю-Когарского вулканического поля в верховьях рек Сунтар, Ниткан, Делькю, Агаякан, Азейкан и в междуречье Когар — Туруткич, а небольшими выходами фиксируется также в Юдомском вулканическом поле по периферии Эмкырчанской вулканотектонической депрессии и Верхне-Аллахского субинтрузива.

Авлинская свита охарактеризована небольшим комплексом ископаемых растений, в месте сбора которых (т.н. 9, см. рис. 3) на левобережье р. Авлия, против устья руч. Белый составлен наиболее представительный разрез ее. Нижняя часть свиты (около 80 м) сложена темно- и пепельно-серыми роговообманковыми и пироксен-роговообманковыми андезитами с нечетко флюидалной микролитовой основной массой. Выше залегает 40-метровая осадочная пачка, представленная частым переслаиванием серых, зеленовато-темно-серых агломератовых, псефитовых, псаммитовых, алевритовых туфов андезитов и туффитов с остатками *Equisetites* sp., *Cladophlebis* sp., *Sphenopteris achmetjevii* E. Lebed., *Sphenopteris* sp., *Taeniopteris* sp. 1—2, *Sphenobaiera* ex. gr. *orientalis* Vachr. et E. Lebed., *Sphenobaiera* ex. gr. *longifolia* (Pom.) Florin, *Ginkgo* sp., *Phoenikopsis* ex. gr. *angustipholia* Heer, *Araucarites* sp., *Taxites* sp., *Pseudolarix bacharevii* Vachr. et E. Lebed., *Pityophyllum* ex. gr. *nordenskioldii* (Heer) Nath., P. ex. gr. *staratschirii* (Heer) Nath., *Pityostrobus* sp., *Podozamites* sp. Мощность слоев варьирует от 0,5 до 2 м. Туфы перекрываются светло-зеленовато-серыми и серыми роговообманковыми андезитами (100 м), выше которых залегают зеленовато-серые пироксен-роговообманковые андезиты (50 м). Общая видимая мощность авлинской свиты составляет около 270 м. Этот разрез рассматривается в качестве стратотипического. Первые растительные остатки здесь были обнаружены О.П. Разгоновым в 1961 г. На основании находок *Cladophlebis* sp., *Baiera* (?) sp., *Pityophyllum* sp., по определениям Н.Д. Василевской, возраст свиты условно считался позднеюрским.

Тафофлора верховьев р. Авлия характеризует, по-видимому, растительность горных склонов, представленную хвойными лесами, состоящими преимущественно из представителей семейства *Pinaceae*. Поверхности напластования устланы побегами с сидящими на них брахибластами с пучками длинных тонких листьев, аналогичных описанному из амкинской свиты Ульяновского прогиба как *Pseudolarix bacharevii* Vachr. et E. Lebed. [1]. Для некоторых прослоев характерны массовые скопления изолированных листьев, не отличимых от листьев *Pseudolarix* в пучках. По мнению В.А. Вахрамеева и Е.Л. Лебедева, данное хвойное являлось обычным компонентом амкинской флоры. Остальные хвойные встречены в единичных экземплярах и не отличаются систематическим разнообразием. Они условно связываются с

семействами *Agaucariaceae*, *Taxaceae*, *Podozamitaceae*. Среди папоротников определенный интерес представляет отпечаток, сравниваемый с *Sphenopteris achmetjevii* E. Lebed., описанным из альбских отложений Западного Приохотья [2]. Хвощевые, цикадофиты, гинкговые и чекановские встречаются редко и представлены формами широкого стратиграфического распространения. Покрытосеменные в коллекции отсутствуют. Возможно, это объясняется неполнотой сборов.

Бедность авлинского растительного комплекса затрудняет сопоставление его с хорошо изученными меловыми флорами Северо-Востока Азии. Если все же рассматривать его место среди флористических комплексов, то по систематическому составу ближе всего он оказывается к ариндскому (поздний альб) и, в какой-то степени, амкинскому (поздний альб — ранний сеноман) комплексам Ульяновского прогиба [3, 4].

Дюстачанская свита ($K_2 ds$) в Делькю-Когарском вулканическом поле распространена в бассейнах рек Ниткан, Ильбей, Делькю, в верховьях рек Агаякан и Русалка. В Юдомском поле она закартирована в междуречье Эмкырчан — Хербак и в бассейне р. Дюстачан. Небольшие выходы ее отмечены в верховьях рек Неймечек и Конгор. Залегают дюстачанская свита без видимых признаков несогласия на андезитах, их туфах и игнимбритах авлинской свиты, при выклинивании последней — с резким угловым несогласием на складчатых отложениях перми, триаса и юры.

Растительные остатки в отложениях свиты обнаружены мною на левобережье верховьев р. Когар (т.н. 14, 15, см. рис. 3), где свита представлена преимущественно туфогенно-осадочными породами мощностью около 50 м. В приустьевой части третьего крупного левого притока р. Когар в коренных выходах выше пермских брекчированных алевритистых песчаников чамбинской свиты залегают пятиметровая пачка переслаивающихся светло-серых, серых или пятнистых кристалловитрокластических туфов риодацитов, темно-серых псаммито-алевритовых туффитов и туфоалевролитов, содержащих *Thalites* sp., *Equisetites* sp. 1—2, *Sphenopteris* sp. 1—2, *Ginkgo* ex. gr. *adiantoides* (Ung.) Heer, *Taxites* ex. gr. *heterophyllus* (Holl.) Samyl., *Taxites* ex. gr. *intermedius* (Holl.) Samyl., *Taxites* sp., *Pityophyllum* ex. gr. *nordenskioldii* (Heer) Nath., *Pityostrobus* sp., *Pityolepis* sp., *Sequoia* cf. *minuta* Sveshn., *Sequoia* sp., *Glyptostrobus* sp., *Podozamites* ex. gr. *eichwaldii* Schimp., *Desmiophyllum* sp., *Carpolithes* sp. 1—2. Мощности прослоев варьируют от 2—4 см до 3 м. Туфы в низах разреза содержат редкие лапилли идеально округлой или эллипсоидной формы диаметром 5—10 см вишнево-серых андезитов с поверхностной коркой закалки, а в средней части — обломки алевролитов размером до 3 см, содержащие обугленный растительный детрит. В основании туфогенно-осадочной пачки в разрезе ручья вскрываются разногалечные туфоконгломераты с плохо окатанной галькой преимущественно алевролитов и алевритистых песчаников из подстилающих пермских отложений. В туфоконгломератах наблюдается двадцатисантиметровый прослой туфогравелитов. Туфогенно-осадочные породы перекрываются светлыми литокристаллокластическими туфами и кристаллоигнимбритами риолитов нитканской свиты.

В растительном комплексе, характеризующем отложения дюстачанской свиты, печеночки представлены обрывками дихотомирующих слоевищ. Хвощевые редки. Папоротники также малочисленны и очень фрагментарны. Гинкговые представлены лишь одним обрывком цельнокрайнего листа. Для хвойных интересно обилие густооблиственных побегов *Sequoia*, морфологически наиболее близких *Sequoia minuta*, описанным И.Н. Свешниковой из верхнемеловых отложений Вилюйской синеклизы [7]. Подобные побеги встречены также в верхнем мелу Аркагалинской угленосной площади и Ульяновского прогиба. Сохранились также шишки, принадлежащие *Sequoia*. Кроме того, среди хвойных многочисленны представители формальных родов *Taxites*, *Pityostrobus*, *Pityolepis* и *Pityophyllum*. Часто встречаются изолированные листья *Podozamites* и голосеменные неопределенного систематического положения *Desmiophyllum*. Покрытосеменные представлены од-

ним обрывком плохой сохранности, неопределимым до рода. К растениям неопределенного систематического положения отнесены два типа семян. Флора джастачанской свиты хорошо отличается от нижележащей флоры авлинской свиты по обилию хвойных, особенно *Sequoia* и *Taxites*. Они массово располагаются на плоскостях напластования, резко преобладая в количественном отношении над другими группами растений. По систематическому составу и доминированию хвойных флора джастачанской свиты наиболее близка амкинской флоре Ульяновской прогиба [3], обнаруживает некоторое сходство и с аркагалинской флорой Северо-Востока Азии [5, 6]. Следует, однако, отметить, что эти сопоставления, как и предыдущие, очень приблизительны из-за недостаточной представительности палеофлористического комплекса джастачанской свиты.

Нитканская свита расчленена на две подсвиты.

Нижняя подсвита (K_2 pt₁) распространена преимущественно в Делькю-Когарском вулканическом поле. В Юдомском поле она сохранилась только на юго-западе, в Винто-Халыинской вулканотектонической депрессии.

Верхняя подсвита (K_2 pt₂) имеет ограниченное распространение на трех участках: на правобережье р. Агаякан, на водоразделе р. Ледниковая — руч. Васьковский и в верховьях руч. Березовый.

Нитканская свита несогласно перекрывает джастачанскую, авлинскую свиты и терригенные отложения верхоянского комплекса. На правобережье руч. Васьковский, где производились сборы растительных остатков (т.н. 1), она представлена в следующем виде (снизу вверх; справа указана мощность в метрах):

Нижняя подсвита.

1. Тонкое переслаивание серых, зеленовато-серых кристаллопепловых и кристалловитрокладистических туфов риолитов с подчиненными прослоями темно-серых псаммито-алевритовых туффитов и туфоалевролитов, содержащих обугленный растительный детрит	5
2. Туфы риолитов пепловые, часто пизолитовые, пемзопепловые, серые с <i>Thalites aff. jabei</i> (Krysht.) Harris, <i>Equisetites</i> sp., <i>Elatocladus smitianus</i> (Heer) Sew., <i>Conites</i> sp., <i>Dicotylorhynchium</i> spp. и обломками обугленных деревьев	60
3. Кристаллоигнимбриты риолитов, слабо спекшиеся, светло-серые, в средней части пачка (5 м) туфов риолитов кристаллопепловых, кристаллопемзопепловых, пепловых, пизолитовых, серых, белых и розовых	135
4. Витроигнимбриты риолитов, слабо спекшиеся, розовато-серые	10
5. Кристаллоигнимбриты риолитов, слабо спекшиеся, коричневатого-серые	65
6. Туфы риолитов кристаллопепловые, пепловые, кристалловитропепловые, розовые, светло-серые, голубые, с двумя пластинами мощностью до 5 м кристаллоигнимбритов риолитов, слабо спекшихся, пестроцветных	165
7. Туфы риолитов кристаллопепловые, розовые, малиновые	30
8. Кристаллоигнимбриты риолитов, слабо спекшиеся, голубовато-серые	30
9. Порфириоигнимбриты риолитов, слабо спекшиеся, розовато-белые с витрокластами (до 10 %)	15
10. Туфы риолитов пепловые, тонкослоистые, светло-серые, белые	20
11. Кристаллоигнимбриты риолитов, слабо спекшиеся, светло-серые, в середине — пласт (2 м) туфов риолитов кристаллопепловых	37
12. Кристаллоигнимбриты риолитов, слабо спекшиеся, розовые и розовато-серые	15
13. Туфы риолитов кристаллопепловые, желтовато-серые	10
14. Кристаллоигнимбриты риолитов, слабо спекшиеся, светло-серые	15
15. Туфы риолитов пепловые, розовато-серые	20
16. Туфы риолитов кристаллопепловые, светло-серые	20
17. Витроигнимбриты риолитов, слабо спекшиеся, светло-фиолетовые	15
18. Порфириоигнимбриты риолитов, слабо спекшиеся, фиолетового-серые	2
19. Витроигнимбриты риолитов, слабо спекшиеся, фиолетовые, пятнистые	45
20. Туфы риолитов кристаллопепловые, розовые	20
21. Туфы риолитов пепловые, светло-серые, голубовато-серые	25
Верхняя подсвита.	
22. Порфириоигнимбриты риолитов, слабо спекшиеся, черные	3
23. Порфириоигнимбриты риолитов, слабоспекшиеся, коричневатого-серые	20
24. Кристаллоигнимбриты риолитов, умеренно спекшиеся, коричневатые, коричневатого-серые, иногда с редкими зелеными витрокластами размером до 1 см	310
Общая мощность нитканской свиты по разрезу 1092 м.	

В 1958 г. А.П. Зедгенидзе в низах нижненитканской подсвиты в бассейне руч. Васьковский были обнаружены остатки хвойных *Araucarites* sp., по

заклучению Н.Д. Василевской, близких к поздне меловому североамериканскому виду *Araucarites longifolia* (Lesq.) Dorf. На правобережье руч. Васковский в низах подсвиты И.И. Колодезниковым и К.К. Левашовым в 1972 г. найден *Elatocladus smittianus* (Heer) Sew. А.П. Ананьев отмечал, что подобные *Elatocladus* встречены им ранее в верхнемеловой кийской свите Западной Сибири. Вблизи этого местонахождения, в низах описанного выше разреза нижненитканской подсвиты, в туфогенно-осадочной пачке нами также встречены *Elatocladus smittianus*, образующие массовые скопления. В органической связи с ними обнаружены шишки, напоминающие таковые современных куннингамий. В изобилии встречены также печеночные мхи *Thallites* aff. *jabei* (Krysht.) Harris. Единичны хвощи. Обрывки крупнолистных покрытосеменных трудно связать с каким-либо семейством.

На левобережье среднего течения руч. Бурливый, на том же стратиграфическом уровне, в пепловых туфах нижненитканской подсвиты (т.н. 10, см. рис. 3) мною собраны *Thallites* aff. *arctica* Philipp., *Thallites* aff. *zeileri* (Sew.) Harris, *Licopodites* sp. 1—2, *Equisetites arctica* Heer, *Equisetites* sp. 1—2, *Coniopteris grebencaensis* Philipp., *Coniopteris* aff. *bicrenata* Samyl., *Birisia eliseevii* (Krysht.) Philipp., *Birisia* sf. *ochotica* Samyl., *Birisia* (?) *oerstedtii* (Heer) E. Lebed., *Cladophlebis* cf. *tschukschorum* Philipp., *Arctopteris penzhinensis* E. Lebed., *Arctopteris* sp., *Sphenopteris* sp. 1—3, ? *Czekanowskia* ex gr. *nipponica* Kimura et Ohana, *Phoenicopsis* ex gr. *angustifolia* Heer, *Taxites microphyllus* (Holl.) Samyl., *Taxites intermedius* (Holl.) Samyl., *Taxites heterophyllus* (Holl.) Samyl., *Pinus* sp., *Picea* sp., *Cedrus* sp., *Pityostrobus* sp., *Sequoia* cf. *ambigua* Heer, *Sequoiadendron microphyllum* Samyl., *Dicotylophyllum* sp.

Для этого местонахождения характерны обилие хвощей, частая встречаемость мхов и плауновидных, разнообразие папоротников. Наличие фертильных перьев папоротников позволило связать некоторые из них с естественными семействами. Необычно появление растений, морфологически сходных с *Czekanowskia nipponica*, описанными из сенона Внутренней зоны Центральной Японии [11]. По сравнению с растительным комплексом дюстачанской свиты здесь значительно сокращается количество хвойных. Покрытосеменные сохранились в виде напластований друг на друга, либо в виде небольших фрагментов. Такая форма сохранности не позволила выяснить их родовую принадлежность. Практически все растения нижненитканской подсвиты известны из сеноман-коньякских флористических комплексов Северо-Востока Азии (чаунской серии бассейна р. Паляваам [9], гребенкинского комплекса бассейна р. Анадырь [10], тыльпэгыргынайского комплекса хребта Пекулей [8]). Плохая представительность покрытосеменных затрудняет более конкретные сопоставления с каким-либо из перечисленных комплексов.

На более высоких стратиграфических уровнях нижненитканской подсвиты также встречены многочисленные местонахождения растительных остатков плохой сохранности.

В верхненитканской подсвите определенных растительных остатков не обнаружено. Возраст ее по положению в разрезе принят поздне меловым.

Когарская свита (K_2 kg) распространена в бассейне р. Когар, в верховьях рек Ильбей, Ледниковая, Агаякан и руч. Трубный, где она перекрывает нитканскую и дюстачанскую свиты. Типовой разрез свиты, отражающий наиболее характерные особенности состава и строения этого подразделения, составлен по естественным выходам на левобережье р. Когар В.Б. Григорьевым (1990 г.). В этом месте он был описан ранее в качестве стратотипического (Разгонов, 1961 г.). Разрез имеет двучленное строение. Нижняя часть (201 м) образована чередующимися пачками мощностью от 20 до 90 м, в основном, зеленоцветных кристаллокластических игнимбритов и туфов андезитов, дацитов и трахидацитов в равных соотношениях. И только в верхах среди них встречен однометровый пласт кристаллопепловых туфов риолитов. В верхней части разреза (220 м) доминируют туфы с преобладанием зелено-серых литокристаллокластических и кристалловитрокластических туфов дацитов.

Игнимбриты составляют около 30 % объема этой части. Кислотность их вверх по разрезу увеличивается, а завершающие его три игнимбритовых потока (55 м) имеют риолитовый состав. Мощность когарского покрова на левобережье р. Когар составляет около 420 м.

Возраст когарской свиты условно принимался всеми исследователями поздне меловым на том основании, что свита перекрывает достачанскую и нитканскую свиты, содержащие поздне меловую флору, и параллелизуется с поздне меловыми толщами вулканитов близкого состава других частей ОЧВП, где их возраст обоснован флористически.

Возраст флористически охарактеризованных толщ нужно считать условным, поскольку в комплексах отсутствуют многие известные для мела группы растений. Это затрудняет сопоставление выделенных нами комплексов с хорошо изученными флорами Северо-Востока Азии. Недостаточная представительность палеофлористических комплексов связана, вероятно, не с бедностью ориктоценозов, а, скорее всего, с небольшой продолжительностью сборов. Изменения структуры финансирования и сокращение объема работ не позволяют нам продолжить работы в Охотском районе, поэтому материалы по меловой флоре верховьев р. Юдома предлагаются в незавершенном виде с тем, чтобы, возможно, заинтересовать биостратиграфов Северо-Востока и Якутии в проведении здесь специализированных палеофлористических исследований. Будущие сборы могут изменить представления о возрасте толщ, выделенных в вулканогенных отложениях Куйдусунской впадины.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вахрамеев В.А., Лебедев Е.Л. Новый *Pseudolarix* из верхнего мела Северо-Востока СССР // Палеонт. журн. — 1976. — № 4. — С. 127—130.
2. Лебедев Е.Л. Альбская флора и стратиграфия нижнего мела Западного Приохотья. — М.: Наука, 1974. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 254).
3. Лебедев Е.Л. Стратиграфия и возраст Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. — М.: Наука, 1987. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 421).
4. Лебедев Е.Л. Амкинское похолодание и развитие флор на рубеже раннего и позднего мела // Стратиграфия. Геологическая корреляция. Т. 1, № 2. — М.: МАИК Наука, 1993. — С. 78—84.
5. Самылина В.А. Меловая флора Омсукчана. — Л.: Наука, 1976.
6. Самылина В.А. Аркагалинская стратифлора Северо-Востока Азии. — Л.: Наука, 1988.
7. Свешишкова И.Н. Поздне меловые хвойные Советского Союза. I. Ископаемые хвойные Вилуйской синеклизы. — Л.: Наука, 1967. — С. 117—204. (Тр. БИН АН СССР. Сер. VIII. Палеоботаника; Вып. 6).
8. Терехова Г.П., Филиппова Г.Г. Тьльпэгыргынайская свита и ее флористический комплекс (хребет Пекульной, Северо-Восток СССР) // Докл. АН СССР. — 1984. — Т. 278, № 6. — С. 1443—1446.
9. Щепетов С.В. Средне меловая флора чаунской серии (Центральная Чукотка): стратиграфическое положение, систематический состав, атлас растений / СВКНИИ ДВО АН СССР. — Магадан, 1991.
10. Щепетов С.В., Герман А.Б., Белая Б.В. Средне меловая флора правобережья р. Анадырь (стратиграфическое положение, систематический состав, атлас ископаемых растений) / СВКНИИ ДВО АН СССР. — Магадан, 1992.
11. Kimura T., Ohana T. *Czekanowskia nipponica* sp. nov. from the Upper Cretaceous Omichidani Formation. Ishikawa Prefecture in the Inner Zone of Central Japan // Proc. Japan Acad. — 1978. — N 54, Ser. B.

Дальгеолком
Хабаровск

Поступила в редакцию
7 мая 1994 г.

V.V. Kiriyanova

CRETACEOUS FLORA OF THE BASIN OF THE YUDOMA RIVER UPPER REACHES

The author has sampled numerous organic remains in four cretaceous thick units of the Kuidusunsk depression northern margin. Tentative correlations with the known floral complexes of Asia's North-East have been made, and detailed geographical and geological allocations of the deposits have been established.

**ГЕОДИНАМИКА
РАЗРЫВНЫХ СИСТЕМ
ФЕСТИВАЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ
(Комсомольский рудный район)**

На примере Фестивального месторождения с геодинамических позиций рассматриваются пространственно-временные и генетические взаимоотношения между системами разрывов Комсомольского рудного района. Установлено, что формирование разрывных структур месторождения является результатом единого дислокационного процесса, эволюционировавшего в условиях левосдвигового геодинамического режима под действием ССЗ 345° сжатия. Процесс протекал в три этапа (дорудный, рудный и пострудный) и имел четкую направленность, выразившуюся в постепенном развороте вектора сжатия против часовой стрелки от исходного направления ССЗ 345° на дорудном этапе, через ряд промежуточных на рудном, к субширотному ССЗ 280° на пострудном. Это привело к последовательной кинематической трансформации систем разрывов.

Комсомольский рудный район (Хабаровский край) расположен в пределах одноименной металлогенической сдвиговой зоны, которая ориентирована в направлении СВ 15° и ограничена с запада и востока, соответственно, Кур-Мяочанским и Холдаминским глубинными разломами (левыми сдвигами). Как установлено [9], металлогеническая зона формировалась в условиях левосдвигового геодинамического режима под действием субмеридионального (ССЗ 345°) сжатия. В пределах зоны широкое развитие получили рудоносные субмеридиональные левосторонние сдвиги, к которым приурочены все месторождения Комсомольского рудного района [3—6 и др.]. Здесь же выявлены системы безрудных разрывов северо-западной и субширотной ориентации. По данным многочисленных наблюдений, эти разрывы часто являются секущими и нередко смещающими меридиональные рудоносные сдвиги и локализованные в них рудные тела. Кроме того, рядом исследователей района [3, 4, 6] неоднократно отмечалось, что влияние по крайней мере некоторых северо-западных и субширотных разрывов, секущих и смещающих рудные тела, распространяется и на рудный этап формирования месторождений. Такая сложность пространственно-временных и генетических соотношений между элементами комплекса разрывных дислокаций при оценке их влияния на размещение оруденения заставляет отойти от традиционных — статичных — методов анализа тектонической обстановки и обратиться к изучению геодинамических условий структурообразования. Оно включает в себя характеристику полей напряжений, формирующих разрывы и складки, а также анализ связанных со стрессами движений тектонических блоков.

В настоящей работе рассмотрена последовательность развития разрывов от дорудного этапа к пострудному на примере Фестивального месторождения как одного из наиболее изученных и типичных для района.

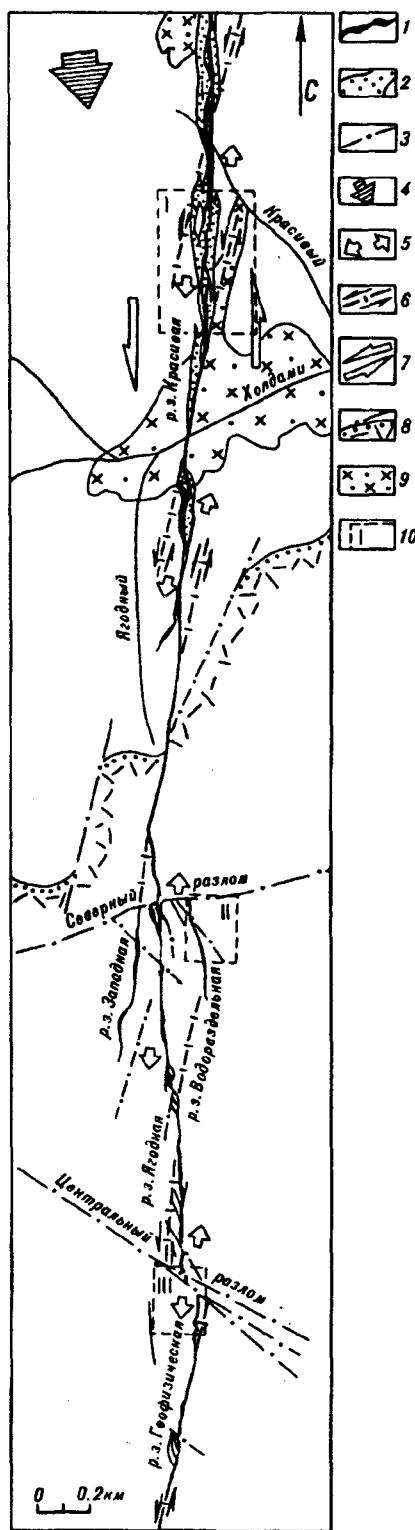
Месторождение Фестивальное расположено в юго-восточной части Комсомольского рудного района в пределах южного фрагмента одной из наиболее протяженных в районе меридиональных рудоносных сдвиговых зон (Перевальненской). Сдвиговая зона в целом характеризуется в плане довольно изменчивой морфологией, обусловленной чередованием элементов скола (пережимов) и элементов растяжения (раздувов) (рис. 1). Причем пережимы отклоняются к ССВ ($5-10^\circ$) от среднего меридионального простирания зоны, а раздувы — к ССЗ ($350-0^\circ$). В пределах Фестивального месторождения Перевальненская рудоносная сдвиговая зона состоит из трех крупных звеньев (сдвигов): Красивого, Ягодного и Геофизического, вмещающих одноименные рудные зоны, представленные жилообразными телами кварц-турмалиновых

Рис. 1. Структурная карта Перевальненской рудонной сдвиговой зоны в пределах Фестивального месторождения (с элементами геодинамики).

1, 2 — состав минерализованных зон: 1 — кварц-турмалиновые метасоматиты, 2 — кварц-серицититовые метасоматиты; 3 — разрывные нарушения; 4 — ориентировка регионального сжатия; 5 — направление сдвигового растяжения; 6 — возможное продолжение сдвиговых разрывов за пределами рудных зон; 7 — направление сдвига вдоль Перевальненской рудонной сдвиговой зоны; 8 — тектонический и стратиграфический контакт юрско-нижнемелового фундамента и верхнемелового вулканогенного чехла; 9 — кварцевые диоритовые порфириды; 10 — участки детальных наблюдений в подземных горных выработках (см. рис. 2-4): I — Широтный разлом (горизонт 650 м), II — Северный и Фланговый разломы (горизонт 650 м), III — Центральный разлом (горизонт 650 м).

и кварц-серицитовых метасоматитов. Они рассекают интенсивно дислоцированные терригенные породы среднерурско-нижнемелового фундамента и слабдеформированные вулканогенно-осадочные отложения верхнемелового чехла, слагающие Восточную грабен-синклинали. Кроме перечисленных выше, в состав месторождения входят также рудные зоны Западная, Пологая, Водораздельная и ряд мелких рудных тел. В составе руд выделяется [4] несколько устойчивых разновозрастных минеральных ассоциаций: кварц-турмалиновая, кварц-касситеритовая, кварц-сульфидная, кварц-карбонатно-сульфидная.

Методика исследований. В основу исследований положена методика, разработанная В.П. Уткиным [8], особенностью которой является детальное изучение структурных и динамокинематических элементов, дающих представление о характере движений геомасс и геодинамических условиях формирования рудных месторождений. На естественных коренных обнажениях и в подземных горных выработках Фестивального месторождения производились наблюдения и массовые замеры ориентировок элементов разрывов с признаками смещений и кинематических элементов (штрихов, борозд скольжения, аккреционных и коренных ступеней), а также замеры трещин и элементов складчатости. Большое значение придавалось установлению кинематических типов разрывов (сдвиг, надвиг, сброс и т.п.). Направления смещений по разрывам определялись по правилу Гофера (положение коренных и аккреционных ступеней), структурному рисунку оперяющихся трещин, подворотам слоев, разобщениям вдоль сместителя маркирующих тел. В целях выявления доминирующих систем разрывов и направлений движений вдоль них тектонических блоков анализировалась ориентировка структурных и кинематических элементов путем обработки данных на круговых диаграммах. Диаграммы построены в стереографической



проекции Вульфа на верхнюю полусферу. Для характеристики полей палеонапряжений при анализе диаграмм применялись метод поясов В.Н. Даниловича [2] и кинематический метод О.И. Гущенко [1]. На базе структурного анализа геологических карт, планов, разрезов, а также путем оценки пространственно-временных взаимоотношений разрывов с разной ориентировкой устанавливались генетические связи между системами разрывов и последовательность их формирования. Все это положено в основу характеристики геодинамических условий образования и развития разрывных систем и контроля оруденения на разных этапах формирования Фестивального месторождения.

ПРОСТРАНСТВЕННАЯ СИСТЕМАТИКА И КИНЕМАТИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЫВНЫХ СТРУКТУР

Согласно статистическому анализу (рис. 2—4) ориентировок разрывов с признаками смещений на месторождении выделяются пять пространственных систем разрывов (см. таблицу).

I система объединяет субмеридиональные разрывы, которые являются наиболее развитыми на месторождении, что нашло отражение на диаграммах (см. рис. 2—4). Разрывы этой системы наиболее протяженные, они контролируют основные рудные зоны, сложенные, главным образом, кварцевыми турмалинитами. Протяженность рудных зон достигает первых сотен метров при мощности от 1 до 5 м (см. рис. 1). Разрывы часто представлены продуктами дробления и перетирания пород, сместители разрывов преимущественно ровные, явно сколового типа. Наряду с крупными повсеместно проявлены и более мелкие разрывы этой системы как в виде единичных поверхностей смещения, так и их группировок. На поверхностях крупных и мелких разрывов нередко развиты тектонические штрихи и борозды скольжения. Ориентировки штриховки, а также коренных и аккреционных ступеней чаще всего указывают на левые сдвиги с незначительной вертикальной составляющей. Мелкие разрывы и, прежде всего, те из них, которые развиты внутри рудных зон, контролируют проявления поздних стадий рудоотложения, начиная с кварц-касситеритовой.

Широко представлены и разрывы II системы северо-западного направления. Среди них по морфологическому признаку и степени оруденения можно выделить две группы.

К первой группе относятся минерализованные, сложные по своей морфологии кулисы между несоосными левыми сдвигами I системы, а также апофизы и мелкие жилы, оперяющие рудные тела. В генетическом отношении эти структуры являются, в основном, разрывами растяжения и лишь иногда сколами, представляющими собой малоамплитудные правые сдвиги, сопряженные с разрывами I системы. Все они локализованы главным образом в зонах сосдвигового растяжения (раздувах) (см. рис. 1). Последние наиболее продуктивны в отношении оруденения, характеризуются наибольшей мощностью рудных тел, повышенным содержанием полезного компонента в руде и в целом отвечают понятию рудных столбов. Разрывы II системы, развитые

Пространственные системы разрывов

Индексы систем	Параметры ориентировки систем разрывов	
	Азимут простиранья	Угол падения
I	ССЗ 355—СВ 15°	З 50—90°, В 60—90°
II	СЗ 305—330°	ЮЗ 50—90°, СВ 45—90°
III	ЗСЗ 270—290°	ЮЮЗ 55—90°, ССВ 60—90°
IV	ВСВ 65—85°	ЮЮВ 65—90°, ССЗ 60—90°
V	СВ 35—75°	ЮВ 5—50°, СЗ 5—50°

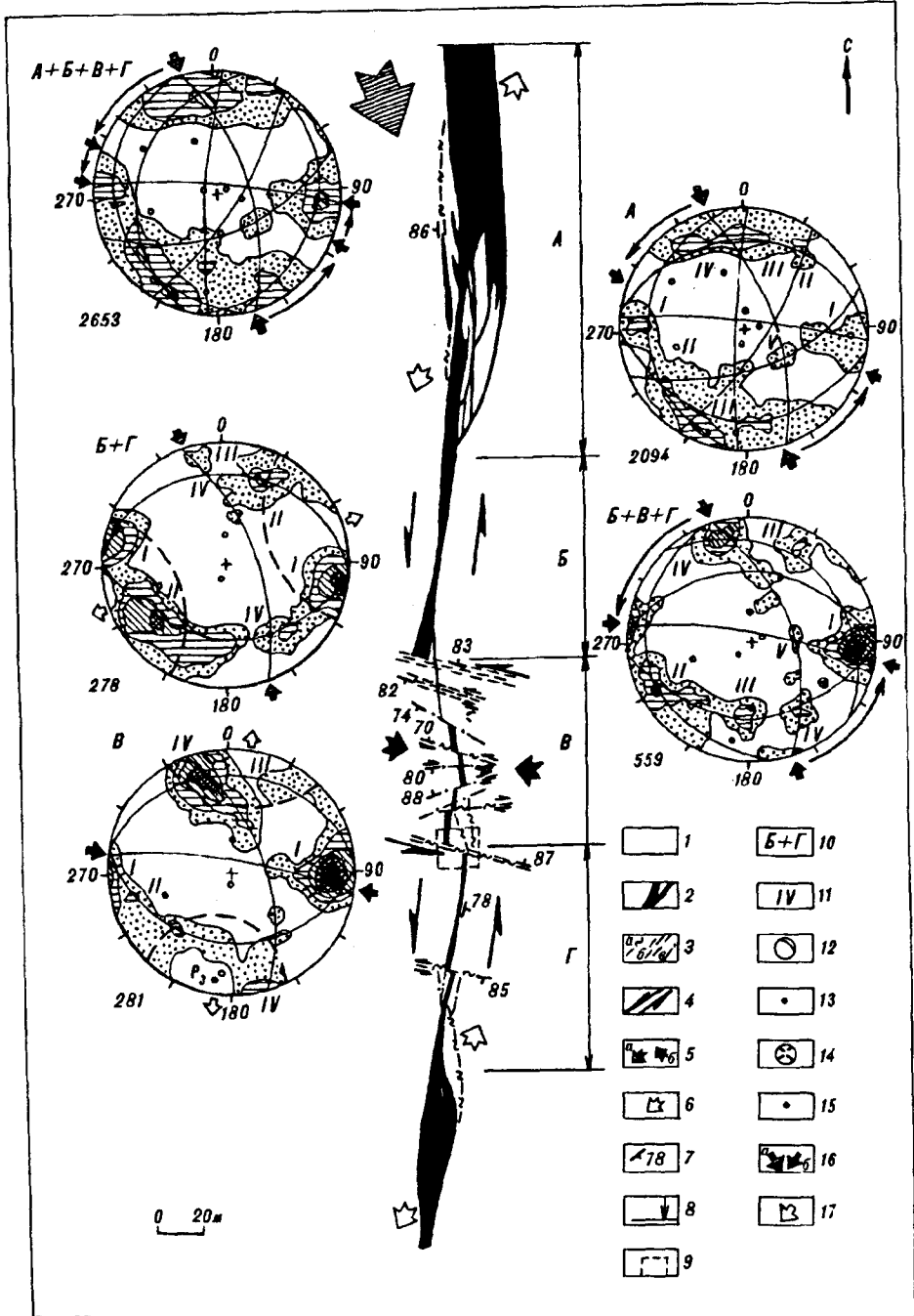


Рис. 2. Геодинамика формирования разрывных структур южного интервала рудной зоны Красивой (горизонт 516 м).

1 — алеврит-песчанниковые флишоидные образования; 2 — тела кварц-турмалиновых метасоматитов; 3 — разрывные нарушения (сдвиги), представленные: а — зонами дробления и милонитизации, б — зонами тектонического расщепления и раздвигания пород, в — отдельными сместителями; 4 — направление смещений по разрывам; 5 — ориентировки сжатия: а — регионального, б — локального; 6 — направление осевого растяжения; 7 — элементы залегания; 8 — границы генетически разнородных участков зоны и их обозначения; 9 — контур рис. 4, 10—17 — обозначения к диаграммам на рис. 2—4; 10 — индексы диаграмм, соответствующие генетически разнородным участкам рудной зоны; 11 — пространственные системы разрывов; 12—15 — проекции на верхнюю полусферу: экваторов поясов разрывов (12) и их осей (13), конусов растяжения (14), осей минимальных сжимающих напряжений (15); 16, 17 — ориентировка субгоризонтальных максимальных (16: а — региональных, б — локальных) и минимальных (17) сжимающих напряжений. Изолинии плотности полюсов разрывов проведены через 1%.

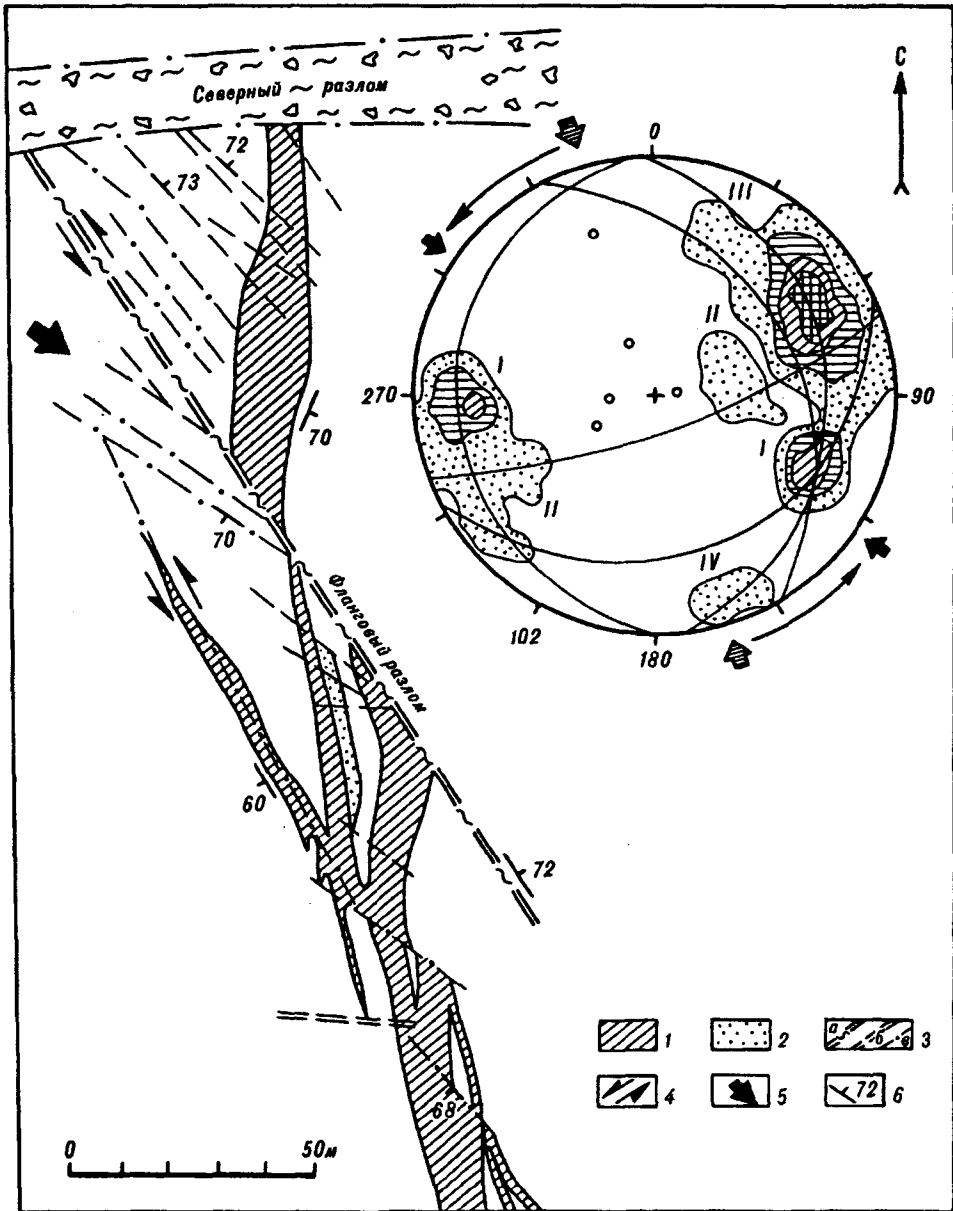


Рис. 3. Взаимоотношения Северного и Флангового разломов с рудной зоной Водораздельной (горизонт 650 м).

1 — кварц-турмалиновые метасоматиты; 2 — кварц-серцититовые метасоматиты; 3 — разрывные нарушения, представленные: а — зонами дробления и милонитизации, б — зонами тектонического расщепления и разлинования пород, в — отдельными сместителями; 4 — направление смещений по разрывам; 5 — ориентировка сжатия; 6 — элементы залегания. Усл. обозн. к диаграмме см. на рис. 2.

внутри зон кварцевых турмалинитов, вмещают главным образом кварц-касситеритовую и кварц-сульфидную минерализацию.

Ко второй группе в этой системе относятся крупные безрудные разрывы сколового типа, которые, как правило, являются секущими по отношению к рудным зонам и нередко смещают их. По ним наблюдаются разновозрастные смещения типа сбросов, правых и левых сдвигов и сбрососдвигов. Наиболее крупными из таких разрывов являются Фланговый и Центральный разломы.

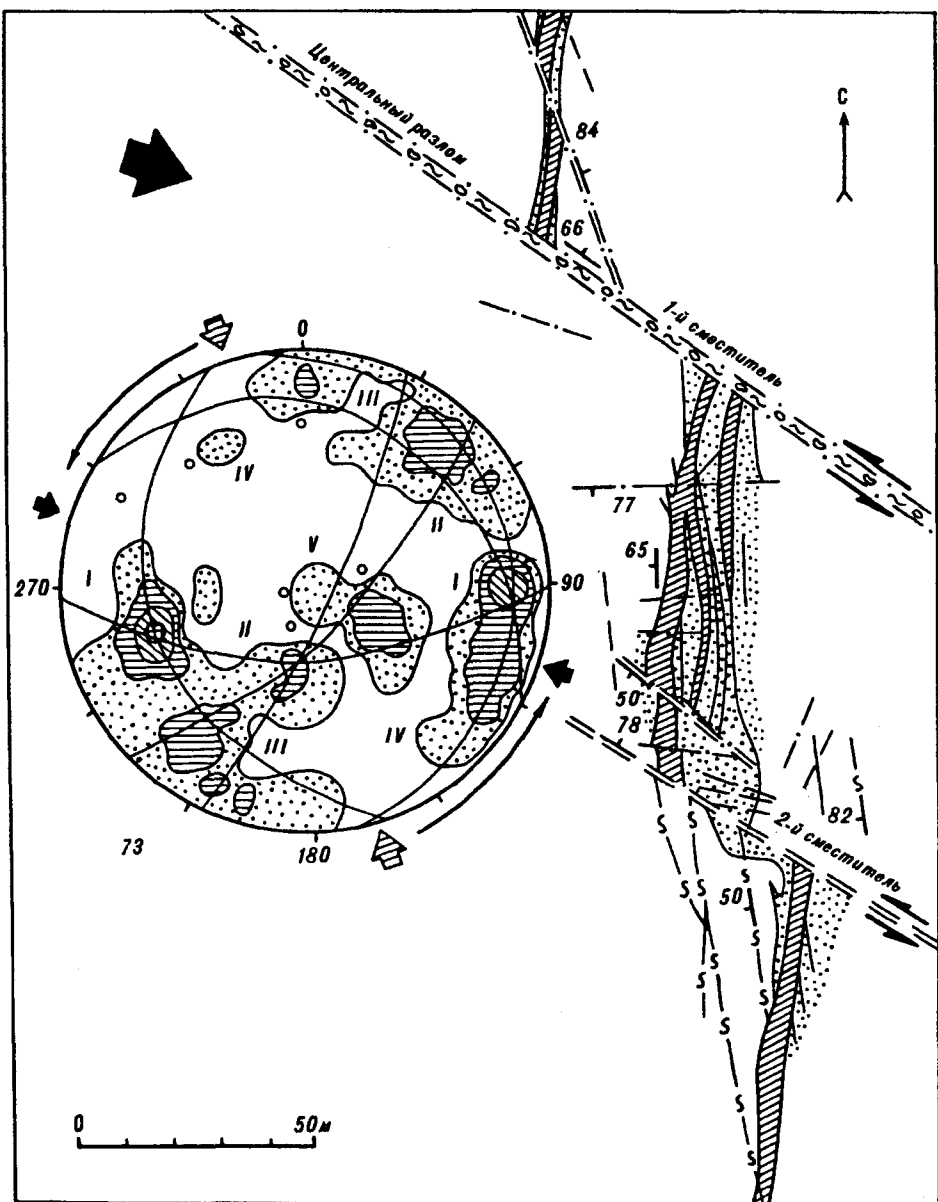


Рис. 4. Взаимоотношения зоны Центрального разлома с рудной зоной Ягодной — Геофизической (горизонт 650 м).
Усл. обозн. см. на рис. 3.

Фланговый разлом проявлен в восточной части месторождения, ограничиваясь с севера Северным разломом (см. рис. 1, 3). Простирается он в направлении СЗ $325-330^\circ$, падение близвертикальное от 70° до $82-85^\circ$. Состоит из нескольких сближенных сместителей с зеркалами скольжения, зонами дробления мощностью от 5—10 до 40—60 см с лимонитизированной и каолинизированной глиной трения. Общая мощность разлома достигает 3—5 м. По разлому установлены разновозрастные, преимущественно сдвиговые смещения разного знака. Наиболее ранними были правосторонние смещения, которые выявлены по смещению подошвы вулканогенного чехла. Их амплитуда составляет около 150 м. Последними являются левосторонние смещения, разобщающие рудную зону Водораздельную на 50—60 м.

Центральный разлом (см. рис. 1) образует зону повышенной трещиноватости, которая прослежена более чем на 2 км. Зона разлома ограничена двумя основными сместителями, расходящимися с глубиной. Они имеют одинаковое простирание (СЗ 305—310°), но отличаются по падению. Один из сместителей (северный) (см. рис. 4) имеет северо-восточное падение: ниже горизонта 650 м под углами 77—78°, выше — более пологое — 60—70°. Другой сместитель (южный) более выдержан по падению и близвертикален. Его общее падение — СВ 88°, хотя отдельные грани отклоняются до СВ 60—85° и ЮЗ 86°. Оба сместителя состоят из нескольких сближенных разрывов, пространство между которыми заполнено обломками вмещающих пород и обохренной глиной трения. Судя по морфологии Центрального разлома, он формировался как сброс, трансформированный впоследствии в левый сдвиг. Суммарная амплитуда левостороннего сдвигания вдоль зоны разлома, наблюдаемая по смещению рудных зон Ягодной и Геофизической, составляет 85—95 м.

Субширотные разрывы III и IV систем практически безрудны и являются секущими по отношению к рудным зонам. Минерализованные разрывы этих систем развиты главным образом внутри тел кварцевых турмалинитов. Они, как и рудоносные разрывы II системы, имеют сложную морфологию и контролируют, в основном, кварц-сульфидную и кварц-карбонатно-сульфидную стадии рудоотложения. Безрудные разрывы III и IV систем представлены прямолинейными зонами дробления и тектонического расщелачивания. Кинематика этих разрывов однозначно определена только на поздних стадиях формирования месторождения, для которых разрывы III системы характеризуются как левые сдвиги, а IV — как правые сдвиги и сбрососдвиги. Наиболее яркими представителями этих систем являются Широкий и Северный разломы.

Широкий разлом пересекает южный интервал рудной зоны Красивой. Его ширина на участке, вскрытом штольневом горизонтом (см. рис. 2, инт. В), достигает 80 м. С севера и юга зона разлома ограничена двумя крупными сместителями ЗСЗ простирания, мощность которых достигает 2 м и более. Эти разрывы простираются в направлении ЗСЗ 295° с крутым (83—87°) падением на ССВ, причем северный — более пологий, вследствие чего ширина зоны с глубиной увеличивается. Внутри этой зоны развиты многочисленные разрывы ЗСЗ и ВСВ простирания (III и IV системы), представленные зонами дробления, расщелачивания и милонитизации пород, а также отдельными сместителями.

Северный разлом (см. рис. 1) является фрагментом крупного Курмиджа-Пурильского разлома [4]. На участке месторождения он простирается в направлении ВСВ 75—85° с крутым падением на север под углами 80—85°, но отдельные сместители имеют и обратное падение (80—85°). Представлен зоной перетертых до глины трения пород мощностью до 20—25 м. На этапе поздне меловой складчатости Северный разлом сформировался как мало-амплитудный взброс. Позднее он был трансформирован в правый сдвиг, а затем — в сброс.

Пологие разрывы V системы развиты главным образом в породах вулканогенного чехла. Преимущественное развитие в породах фундамента пологих разрывов юго-восточного падения, параллельных северо-западному крылу Восточной грабен-синклинали, является отражением значительных срывов на границе фундамента и вулканогенного чехла. По типу смещений они являются мелкоамплитудными надвигами. Минерализованные пологопадающие разрывы встречаются редко, в основном вблизи рудоносных разрывов I системы. Развитые на границе фундамента и вулканогенного чехла, они в значительной степени экранировали оруденение по восстанию. Примером одного из наиболее крупных разрывов этой системы является рудная зона Пологая [3].

Таким образом, по результатам анализа пространственного поведения разрывов и их кинематических элементов установлено: 1) на месторождении преобладают разрывы (I—IV системы) с крутым падением (см. таблицу,

рис. 2—4); 2) на поверхностях их сместителей развиты, в основном, близгоризонтальные ($0-30^\circ$) штрихи скольжения; 3) разрывы объединяются в пояса с преимущественно крутым погружением осей (см. рис. 2—4). Все это подтверждает развитие структур месторождения в условиях сдвигового геодинамического режима.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ И ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ РАЗРЫВНЫХ СИСТЕМ

Среди крутопадающих разрывов I—IV систем, имеющих преимущественно сдвиговую природу, основную часть рудной минерализации несут разрывы I и II систем. При этом наиболее крупные из них контролируют самую раннюю — кварц-турмалиновую — минерализацию. Более поздняя минерализация проявлена только внутри тел кварцевых турмалинитов, почти не выходя за их пределы. Характерной чертой рудоносных разрывов является их сложная морфология, отражающая сдвиговую активизацию разрывов в период рудоотложения.

Вопрос о возрастных взаимоотношениях рудовмещающих структур с минерализованными разрывами сколового типа II, III и IV систем гораздо сложнее. С одной стороны, очевидно, что большинство из них являются послерудными, о чем свидетельствуют разобщения ими рудных тел и отсутствие в них рудной минерализации. Особенно это касается мелкоамплитудных сместителей. С другой стороны, крупные разломы существенно влияли на рудораспределение и морфологию рудных тел, также оставаясь безрудными. Это подтверждается как нашими наблюдениями, так и документацией геологов Солнечного ГОКа.

В истории развития разрывных структур месторождения выделяются три этапа: дорудный, рудный и пострудный.

Дорудный этап. Охватывает период образования складчатых и разрывных структур среднеюрско-нижнемелового фундамента и несогласно перекрывающего его верхнемелового чехла, а также становления интрузий, мелких штоков и дайкообразных тел диоритовых порфиринов силинского комплекса.

Вероятно, уже в дорудный этап были сформированы все установленные на Фестивальном месторождении пространственные системы разрывных нарушений. Наиболее яркими представителями разрывов, несущих признаки дорудного заложения, являются разломы: Северный (IV система), Фланговый и Центральный (II система), Широкий (III система) и Перевальненский сдвиг (I система).

Северный разлом, ограничивший по простиранию локализованные в субмеридиональных рудоносных сдвигах зоны Западную и Водораздельную, а также ряд ответвлений от зон Ягодной и Водораздельной (см. рис. 1), выполнял роль экрана. Севернее прослеживается лишь зона Ягодная, сменяющаяся затем зоной Красивой, интенсивность оруденения в которой резко ослабевает.

Вдоль Флангового разлома (см. рис. 1) в дорудное время происходили значительные перемещения. Амплитуда правостороннего сдвига, судя по смещению подошвы вулканогенного чехла, достигает первых десятков метров. Кроме того, рудная зона Водораздельная, пересекаемая Фланговым разломом, резко усложняет свою морфологию вблизи него (см. рис. 3). Это свидетельствует о том, что разлом в период формирования рудной зоны уже существовал, выступая в роли экрана.

Центральный разлом оказывал влияние на морфологию рудной зоны Геофизической на ее северном фланге (см. рис. 4). Между сместителями разлома рудная зона распадается на множество прожилков и мелких апофиз, которые в свою очередь по простиранию ограничиваются мелкими разрывами и трещинами субширотного простирания. При этом, согласно наблюдениям В.И. Сучкова (1973 г.), отмечается увеличение мощности турмалинитов в висячем боку южного сместителя, турмалинитовые прожилки в зоне разрыва ориентированы вдоль его контактов, вмещающие породы зоны разлома

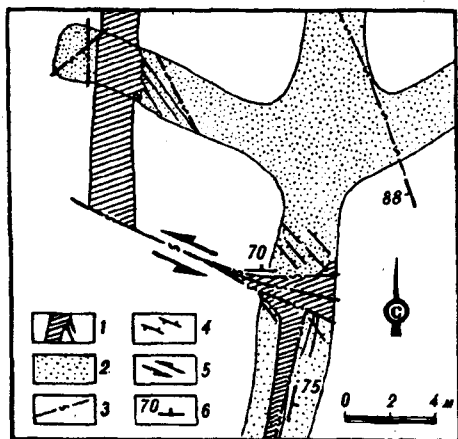


Рис. 5. Пример взаимоотношений запад-северо-западных левых сдвигов с рудной зоной Красивой на участке Широкого разлома (горизонт 615 м).

1 — тела кварц-турмалиновых метасоматитов; 2 — алевролит-песчанниковые флишеидные образования; 3 — прожилки кальцита; 4 — направление смещений по разрыву; 5 — направление смещений по разрыву; 6 — элементы залегания.

метасоматически изменены (серицитизация, турмалинизация, окварцевание).

Сходные признаки дорудного заложения, как показали наши исследования, характерны и для Широкого разлома (см. рис. 2). Это хорошо видно на примере его южного сместителя (рис. 5), где непосредственно вблизи контакта увеличивается мощность

рудного тела, а восточнее расположена серия мелких прожилков, ограниченных вышеупомянутым сместителем. Сам сместитель на участке, вскрытом штольной, представляет собой зону повышенной трещиноватости мощностью до полутора метров, выполненную кварц-турмалиновой минерализацией. Со стороны северного контакта нарушения наблюдается метасоматическое замещение (турмалинизация, окварцевание) вмещающих пород.

Что касается признаков дорудного заложения Перевальненского сдвига, то еще до внедрения рудоносных растворов по нему произошли значительные левосдвиговые перемещения. Как уже говорилось, амплитуда сдвигания, определенная по смещению подошвы вулканогенного чехла, составляет от 40—60 до 130 м [4]. В то же время по смещению рудных тел она составляет не более 35 м. Кроме того, сместителями Перевальненского сдвига контролируются некоторые мелкие штоки и дайки диоритовых порфиров, расположенные в зоне разлома. Однако по сравнению с крупными разрывами III и IV систем, Перевальненский сдвиг, по-видимому, сформировался несколько позднее. По морфологии сдвига можно предположить, что он развивался, как бы подстраиваясь под сеть этих разломов. Вблизи таких разломов, как Центральный и Северный, он либо меняет свое строение, стремясь пересечь их субнормально, либо резко усложняет свое строение, распадаясь на ряд мелких апофиз (см. рис. 1).

Итак, по разрывам субширотного направления (III и IV системы) на дорудном этапе не происходило значительных сдвиговых перемещений. В это время они развивались в основном как взбросы и взбрососдвиги. Субмеридиональные и северо-западные разрывы (I и II системы), напротив, проявили себя как сопряженные, соответственно левые и правые сдвиги. Из сказанного следует, что сжатие на дорудном этапе было ориентировано в направлении ССЗ 345°.

Рудный этап. В этот период продолжалось становление разрывов тех же систем, что и на дорудном этапе. При этом развивались, главным образом, субмеридиональные (I система) и северо-западные (II система) рудовмещающие структуры. Эти структуры являются элементами, составляющими Перевальненскую рудоносную сдвиговую зону, в пределах которой ими контролируются жильобразные тела, сложенные кварц-турмалиновыми метасоматитами с боковой фацией кварцевых серицититов. Кроме кварц-турмалиновой ассоциации в пределах рудных тел последовательно во времени проявились также более поздние минеральные ассоциации: касситерит-кварцевая, кварц-сульфидная, кварц-карбонатно-сульфидная [3, 4].

Ранее уже отмечалось, что крупные (сотни метров) структуры растяжения и скола в Перевальненском сдвиге расположены с шагом 150—200 м (см. рис. 1). Они в свою очередь состоят из чередующихся структур растяжения и скола более мелкого ранга (десятки и единицы метров) (см. рис. 2). При этом раздвиги отклоняются влево по простиранию относительно направ-

ления свола. Это свидетельствует о том, что именно левосдвиговая активизация зон скальвания ССВ простираения (I система) обеспечила на рассматриваемом этапе приоткрывание зон растяжения, которые в результате этого оказались наиболее благоприятными для рудолокализации структурами. Многие северо-западные разрывы в зонах растяжения трансформировались из правых сдвигов в раздвиги и левые сбрососдвиги.

Что же касается запад-северо-западных (III система) и восток-северо-восточных (IV система) разрывов, то они на рудном этапе в условиях ССЗ 345° сжатия были зажаты, оказывая таким образом экранирующее влияние на рудораспределение и морфологию рудных зон, существенно усложняя, тем самым, систему структурного контроля оруденения на месторождении.

Характер полей напряжений рудного этапа на более детальном уровне был исследован на примере рудной зоны Красивой, морфология которой практически идентична другим участкам Перевальненского рудоносного сдвига. Замеры пространственной ориентировки динамокинематических элементов были статистически обработаны и проанализированы для каждого генетически разнородного интервала рудной зоны (см. рис. 2), каковыми являются: скол (инт. Б + Г), зона растяжения (раздвиг, инт. А) и участок Широного разлома (инт. В).

На участке свола (см. рис. 2, инт. Б + Г) разрывы I и II систем развивались в условиях регионального сжатия (ССЗ 345°), под действием которого они образовывали динамопары, соответственно, левых и правых сопряженных сдвигов, где доминирующая роль принадлежала разрывам I системы. Кинематика и пространственное положение этих разрывных систем показывает, что они объединяются в конус растяжения с горизонтальной осью, ориентированной в направлении ВСВ 75° (см. рис. 2, диагр. Б + Г), и это подтверждает развитие структур на данном участке в условиях регионального сжатия (ССЗ 345°).

В раздвиге (см. рис. 2, инт. А), как установлено по ориентировкам и кинематике мелких разрывов, фиксируется поле напряжений с ориентировкой вектора сжатия 295—305°, при котором развивались рудовмещающие разрывы I, II и, главным образом, III систем (см. рис. 2, диагр. А). При этом движений по разрывам I системы практически не происходило, разрывы II системы трансформировались из правых сдвигов в левые, а разрывы III системы развивались как сбросы и правые сбрососдвиги. Появление такого поля напряжений, отклоняющегося от регионального влево на 50°, очевидно, связано с развитием самой зоны растяжения вследствие левосдвиговой активизации по сколу под действием ССЗ 345° сжатия и постепенным преобразованием ее в сосдвиговый раздвиг. Значит, выявленное в раздвиге поле напряжений с вектором сжатия СЗ 295—305° является локальным, производным от регионального, и относится, скорее всего, к полю напряжений второго порядка.

Разрывные структуры, формировавшиеся в зонах растяжения под действием локального сжатия (СЗ 295—305°), выполнены главным образом кварц-сульфидной минерализацией, что дает весьма конкретную временную привязку этому полю напряжений в рамках рудного этапа. Если для кварц-турмалиновой и касситерит-кварцевой (ранних) стадий рудоотложения было характерно ССЗ 345° сжатие, то для следующей за ними кварц-сульфидной — СЗ 295—305°. Значит, локальное поле напряжений является и более поздним.

Геодинамическая обстановка на участке Широного разлома (см. рис. 2, инт. В) больше тяготеет к пострудному этапу развития разрывных структур месторождения, поэтому характер полей напряжений на данном участке будет рассмотрен ниже.

На завершении рудного этапа, а точнее, в период кварц-карбонатно-сульфидной стадии рудоотложения устанавливается дальнейший разворот вектора сжатия против часовой стрелки до направления 280°, которое проявилось на значительном протяжении Перевальненского сдвига. Это выразилось в практически повсеместном мелкоамплитудном разобшении рудных тел соп-

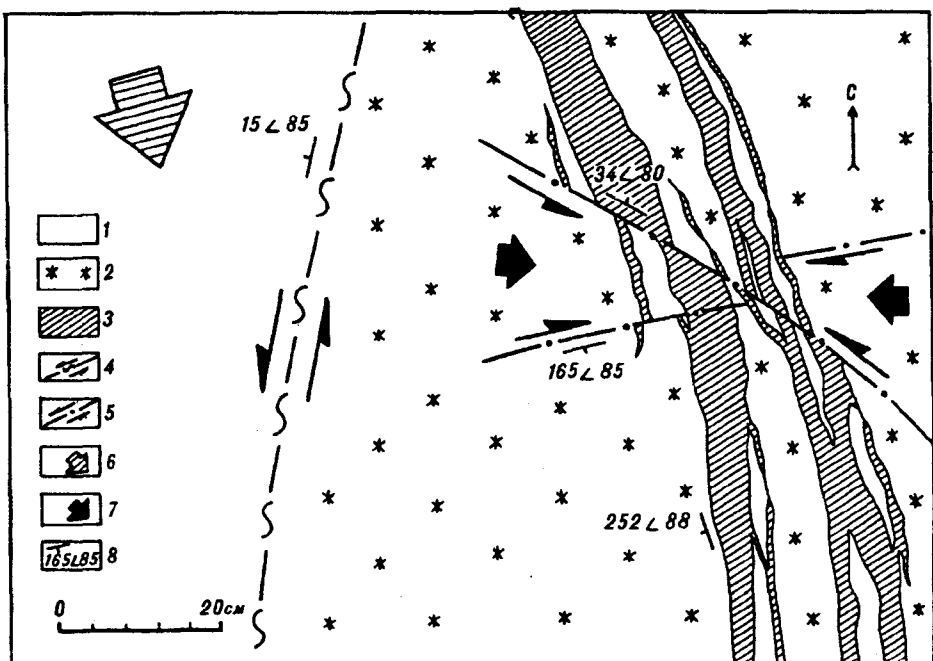


Рис. 6. Пострудные смещения кварц-сульфидных прожилков внутри рудной зоны.

1 — алевролит-песчанниковые флишoidные образования; 2 — кварц-турмалиновые метасоматиты; 3 — кварц-сульфидные прожилки; 4, 5 — направление смещений по западному контуру рудной зоны (4) и по разрывам внутри рудной зоны (5); 6, 7 — ориентировки сжатия: регионального (6) и локального (7); 8 — элементы залегания.

ряженными левыми и правыми сдвигами III и IV систем соответственно. Разрывы этих систем зачастую выполнены кварц-карбонатно-сульфидной минерализацией, как, например, в южной части рудной зоны Геофизической, где она рассечена сериями кальцитовых прожилков субширотного простирания.

Пострудный этап. Характеризуется продолжением активизации разрывов II, III и IV систем. По наблюдениям тектонической штриховки, наложенной на рудную минерализацию, и смещений маркирующих тел можно говорить о том, что разрывы II и III систем на пострудном этапе по типу движений являлись левыми сдвигами и сбрососдвигами, а IV — правыми сдвигами и сбрососдвигами. Зачастую разрывы этих систем формировали динамопары, состоящие из сопряженных левых (II, III системы) и правых (IV система) сдвигов, где ведущая роль принадлежала левым сдвигам. В результате активизации данных разрывных систем рудные тела оказались рассечены и нередко смещены ими, что в равной степени проявилось на всем протяжении Перевальненской структуры, причем наиболее значительные смещения произошли по крупным разломам дорудного заложения: Широтному, Северному, Фланговому и Центральному. Примечательной особенностью пострудных движений являются наиболее отчетливые штрихи и борозды скольжения на поверхности сместителей по сравнению со следами дорудных и синрудных смещений. Это позволяет с высокой степенью достоверности судить о кинематике пострудных разрывов.

Так, на пострудном этапе вдоль Широтного разлома произошли тектонические подвижки, в результате которых рудная зона Красивая оказалась смещена влево суммарно на 35 м (см. рис. 2, инт. В). Об этом свидетельствует структурный рисунок плана горизонта, а также многочисленные субгоризонтальные штрихи и борозды скольжения на поверхностях сместителей, развитых в зоне разлома. Они представлены сопряженными левыми и правыми сдвигами, соответственно, III и IV систем. Анализ замеров пространственной ориентировки разрывов для этого участка показал, что эти системы образо-

вывались в условиях одноосного растяжения с погружением оси растяжения на ССВ (аз. $10^\circ \angle 10^\circ$). Такая ориентировка растяжения соответствует субширотному сжатию 280° (см. рис. 2, диагр. В), которое, как показывают полевые наблюдения, проявилось не только на участке скола, но и в пределах зоны растяжения. Примером является разобшение кварц-сульфидных прожилков сопряженными сдвигами III и IV систем (рис. 6) вблизи западного контакта зоны растяжения, где они развивались как динамопара, причем основное смещение было левосторонним.

Рассматривая характер и величину послерудных смещений по Северному разлому, можно отметить следующее. По материалам Н.В. Огнянова [4], разобшение подошвы вулканитов холдаминской свиты по этому разлому показывает, что северное крыло разлома опущено на 280 м. Относительная возраста смещений по Северному разлому он же отмечает, что вычисленная графически вертикальная составляющая смещения рудной зоны Ягодной с учетом элементов ее залегания оказалась несколько меньшей, чем определенная по смещению подошвы вулканической толщи (150 м). Это позволяет полагать, что по Северному разлому происходило не только дорудное, но и послерудное смещение.

Фланговый разлом на пострудном этапе сместил влево близвертикальную зону Водораздельную на 50—60 м (см. рис. 3). В то же время диаграмма (см. рис. 3) показывает, что полюса разрывов группируются не только в сдвиговые, но и в сбросовые пояса с пологим ЮЮВ погружением осей. Это свидетельствует о том, что в какой-то момент по Фланговому разлому происходили сбросовые смещения. Поскольку наиболее ранние движения по разлому были правосторонние, а поздние — левосторонние, то можно заключить, что сбросовые смещения были промежуточными и приходятся, по-видимому, на рудный этап. Такая последовательность подтверждается и прямыми наблюдениями взаимоотношений между более поздней ярко выраженной левосдвиговой штриховкой, которая на поверхностях сместителей разлома затушевывает раннюю — сбросовую и сбрососдвиговую. Таким образом, Фланговый разлом в процессе формирования месторождения испытывает кинематическую трансформацию из правого сдвига через сброс в левый сдвиг, что было обусловлено, очевидно, разворотом сжатия против часовой стрелки от субмеридионального (345°) до северо-западного (305°) направления.

На участке Центрального разлома оба сместителя, ограничивающих зону разлома, разобщают Перевальненскую рудоносную структуру по типу левого сбрососдвига с горизонтальной амплитудой по северному сместителю 40—50 м, по южному — 35 м (см. рис. 4). Н.В. Огнянов (1977 г.) на основании разобшения подошвы отложений холдаминской свиты отмечает также сбросовую составляющую смещений по этим разрывам до 15—20 м и считает Центральный разлом левым сбрососдвигом. Анализ замеров пространственной ориентировки разрывов в зоне Центрального разлома и вблизи нее показал, что основные (I, II и III) системы разрывов объединяются в сдвиговые пояса с крутым погружением осей (см. рис. 4). При этом ведущую роль здесь играют разрывы II системы, характеризующиеся устойчивым простираем ($СЗ 305—310^\circ$) и различными углами и румбами падения ($СВ \angle \angle 60—90^\circ$ — $ЮЗ \angle \angle 50—90^\circ$). Они образуют пояса, оси которых близгоризонтальны и ориентированы в направлении $СЗ 295—320^\circ$; что позволяет рассматривать их как систему сопряженных сбросов и трещин растяжения, сформировавшихся в условиях горизонтального сжатия в направлении $СЗ 305—310^\circ$. Левосторонние смещения по ним могли произойти вследствие дальнейшего развития разрывных систем и переориентировки сжатия от субмеридионального (345°) до запад-северо-западного ($290—295^\circ$).

Таким образом, зарождение и становление разрывных структур месторождения, как рудовмещающих, так и безрудных на дорудном этапе и продуктивных стадиях рудоотложения (кварц-турмалиновой и касситерит-кварцевой) происходило под действием $ССЗ 345^\circ$ сжатия, отвечающего региональному полю напряжений. Затем, начиная с кварц-сульфидной

стадии рудоотложения, отмечается постепенный разворот вектора сжатия против часовой стрелки. Первоначально этот процесс проявился локально и только в северо-западных зонах растяжения Перевальненского разлома, где зафиксировано сжатие $СЗ\ 295-305^\circ$, производное от регионального. Эта тенденция сохраняется и в течение кварц-карбонатной стадии рудоотложения и пострудного этапа, когда произошел доворот вектора сжатия до направления $ЗСЗ\ 280-295^\circ$. Переориентировка напряжений сопровождалась соответствующей кинематической трансформацией разрывов, в том числе и секущих рудомещающих структур, охватившей на завершении дислокационного процесса весь исследованный участок Перевальненской сдвиговой зоны.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На месторождении выявлено пять разноориентированных систем разрывов, среди которых разрывы I—IV систем развивались в основном как сдвиги в отличие от пологих разрывов V системы с признаками надвигов. Каждая из систем, в свою очередь, по степени оруденения подразделяется на две группы: минерализованные разрывы со сложной морфологией (I—III системы) и неминерализованные разрывы сколового типа (II—IV системы), которыми рассечены и часто смещены рудные тела. В истории развития разрывов можно выделить три этапа: дорудный, рудный и пострудный, каждому из которых соответствовали определенные геодинамические условия.

1. На дорудном этапе основные движения происходили по разрывам I и II систем. Они развивались как, соответственно, сопряженные левые и правые сдвиги в условиях $СЗЗ\ (345^\circ)$ сжатия. В этих геодинамических условиях по разрывам III и IV систем происходили преимущественно взбрососдвиговые и взбросовые перемещения.

2. Рудный этап характеризуется сходными геодинамическими условиями с предыдущим (дорудным) этапом. Однако в зонах растяжения разрывы II системы трансформировались в левые сдвиги и сбрососдвиги, а разрывы III системы развивались как сбросы и сбрососдвиги с небольшой правосторонней составляющей смещений. При этом сжатие в зонах растяжения было ориентировано в направлении $295-305^\circ$ и может рассматриваться как сжатие второго порядка.

3. На пострудном этапе смещения происходили, в основном, по разрывам II, III и IV систем под действием сжатия, ориентированного в направлении $280-295^\circ$. Рудные тела в этом случае оказались рассечены и нередко смещены северо-западными левыми сдвигами (II система) и субширотными — сопряженными $ЗСЗ$ левыми (III система) и $ВСВ$ правыми (IV система) сдвигами.

Таким образом, формирование разрывных структур Фестивального месторождения, протекавшее в условиях левосдвигового геодинамического режима, имело четкую направленность. Она выразилась в поэтапном развороте вектора сжатия против часовой стрелки от исходного направления $СЗЗ\ 345^\circ$ к субширотному $ЗСЗ\ 280^\circ$ при завершении дислокационного процесса, что обусловило соответствующую кинематическую трансформацию разрывов развитых на месторождении систем. Известно [7], что подобная направленность переориентировки полей напряжений наблюдается и на других месторождениях, формировавшихся в аналогичных геодинамических условиях. Значит, она является закономерным следствием развития процесса левосдвиговых дислокаций, что необходимо учитывать при изучении других рудных объектов сходного генезиса.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гуценко О.И. Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений // Поля напряжений и деформаций в литосфере. — М.: Наука, 1979. — С. 7—25.
2. Данилович В.Н. Метод поясов в исследовании трещиноватости, связанной с разрывными смещениями / Иркут. политехн. ин-т. — Иркутск, 1961.

3. Дубровский В.Н., Малиновский Е.П., Родионов С.М. Структура и зональность оловорудных месторождений Комсомольского рудного района. — М.: Наука, 1979.
4. Огнянов Н.В. Геология оловорудных районов и месторождений Хингано-Охотской оловоносной области // Геология оловорудных месторождений СССР. Кн. 1. — М.: Недра, 1986. — С. 340—399.
5. Радкевич Е.А., Кохорин А.М., Коростелев П.Г. и др. Минерализованные зоны Комсомольского района. — М.: Наука, 1967.
6. Сучков В.И. Геолого-структурные условия размещения оруденения в центральной части Комсомольского рудного района: Автореф. канд. дис. — Владивосток, 1989.
7. Уткин В.П. О роли переориентировок напряжений в формировании месторождений // Изв. вузов. Геология и разведка. — 1980. — № 5. — С. 43—49.
8. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации и методика их изучения. — М.: Наука, 1980.
9. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации, магматизм и рудообразование. — М.: Наука, 1989.

ДВГИ ДВО РАН
Владивосток

Поступила в редакцию
12 апреля 1994 г.

S.A. Kasatkin, B.K. Sorokin, A.N. Mitrokhin

GEODYNAMICS OF RUPTURE SYSTEMS,
FESTIVALNY DEPOSIT
(Komsomolsk ore region)

As exemplified by the Festivalny deposit, space-and-time and genetic relationships between rupture systems of the Komsomolsk ore region are considered in terms of geodynamics.

It was ascertained that the formation of the rupture structures of the deposit was the result of a single deformation process, evolving in the conditions of sinistral geodynamic regime under NNW 345° compression. The process involved three stages (preore, ore and postore), and had a distinct sense, manifested in a gradual turn of the compression vector counter clockwise with respect to the initial direction of NNW 345° at the preore stage, skipping a number of intermediate directions at the ore stage, to sublateral WNW 280° at the postore stage. This resulted in a consistent kinematic transformation of the rupture systems.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.763(571.645)

Т.Д. Зонова, Е.А. Языкова

МЕЛОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ о. ШИКОТАН

(Курильские острова)

Приводятся сведения о структуре, литологии и фаунистической насыщенности меловых пород, развитых на о. Шикотан. Впервые предлагается биостратиграфическое расчленение кампан-маастрихтских отложений острова.

Остров Шикотан является самым крупным из островов Малой Курильской гряды, являющейся внешней зоной Курильской островной дуги (см. рисунок, а). Сам он тоже невелик (23 км в длину и примерно 10 км в поперечнике) и невысок (горные вершины не превышают 300 м и лишь г. Шикотан достигает 412 м). Остров вытянут в общем направлении Курильских островов, этому же направлению подчинены его основные геоморфологические и геологические структуры. Параллельно главной продольной оси острова выделены четыре поясообразно расположенные геоморфологические зоны (см. рисунок, б) [2] (с севера на юг): 1 — северная горная, 2 — низменная, 3 — центральная горная, 4 — зона морских террас. Две первые из них сформировались на верхнемеловых, наиболее древних, осадках острова, представленных породами вулканического и осадочного происхождения (см. рисунок, в). Меловые отложения простираются полосой северо-восточного направления вдоль северной и, в меньшей степени, центральной частей острова и вскрываются вкрест простирания в долинах рек и на берегах бухт, где и были изучены авторами настоящей статьи.

По составу горных пород полоса меловых отложений четко подразделяется на две толщи, отвечающие выделяемым на острове свитам — матакотанской (магматические породы) и согласно лежащей на ней малокурильской (осадочные породы).

Породы матакотанской свиты слагают обрывистый и высокий (до 200 м) северный берег острова и большую часть гористой местности, прилегающей к северному берегу. Они образуют моноклиналь северо-восточного простирания, наклоненную на юго-восток под углом 15—25°. Это потоки авгито-андезитовых лавобрекчий с пластообразными и шарообразными включениями туфоконгломератов и туфобрекчий, чередующиеся с пластами темно-серых, местами до черно-бурых андезитовых туфов и бледно-серых туфопесчаников. В последних, на юго-западной окраине острова на мысе Угловой, были обнаружены остатки *Schmidticeramus schmidtii* (Mich.), свидетельствующие о кампанском возрасте вмещающих пород. Призматические слои иноцерамид были встречены и в гальке в русле кл. Звездный, в 1,5 км выше его устья на площади распространения пород матакотанской свиты. Средняя мощность свиты свыше 1000 м.

Отложения малокурильской свиты простираются полосой по южной окраине северного горного пояса в более низменных участках острова вдоль юго-восточной границы изверженных пород матакотанской свиты, перекрывая их. В целом свита представлена осадочными породами, вскрытыми по долинам рек, берегам бухт и вблизи морских заливов.

Общая стратиграфическая шкала				Региональные стратиграфические подразделения							
Система	Отдел	Ярус	Подъярус	Зона по аммонитам, МСК, вып. № 24, 1989 г.	Свита	о. Шикотан					
						Аммоноидеи		Иноцерамиды			
						Зоны	Характерные комплексы	Зоны	Характерные комплексы		
Меловая	Верхний	маастрихтский	верхний	<i>Sphenodiscus binkhorsti</i>	малокурльская	<i>Pachydiscus subcompressus</i>	Neophylloceras cf. ramosum (Meek), Gaudryceras sp.	Tenuipteria (?) awajiensis	Tenuipteria (?) awajiensis Mats		
			нижний	<i>Pachydiscus neubergicus</i>				Shahmaticeramus delfinensis	Shahmaticeramus delfinensis (Zon. et Sal.), Sh. subkusiroensis Zon.		
		кампанский	верхний	<i>Bostrychoceras polyplacum</i>			матакотанская	<i>Canadoceras multicosatum</i>	Canadoceras multicosatum Mats., Gaudryceras sp.	Inoceramus aff. balticus	Inoceramus aff. balticus Boehm
			нижний	<i>Hoplitoplacenticeras marroti</i>							
	нижний	<i>Delawarella campaniensis</i>	<i>Canadoceras multicosatum</i>	Schmidticeramus schmidti	Schmidticeramus schmidti (Mich.), Sachalinoceramus sachalinensis (Sok.)						
		<i>Placenticeramus bidorsatum</i>									

На восточном побережье залива Шикотан и особенно на южном берегу бухты Дельфин отложения свиты прорываются молодыми субвулканическими породами. Внедрения последних сопровождаются нарушением залегания свиты и метаморфизацией ее пород. На контакте вмещающие темно-серые алевролиты и черные сланцы нарушены и превращены в роговики темно-лиловой окраски.

Малокурльская свита представляет собой ритмичное чередование слоев песчаников, алевролитов и сланцев. Они могут быть скомпонованы в четыре пачки, которые рассмотрены ниже. В основании свиты наблюдается мало-мощная пачка тонкозернистых пород, претерпевших изменения по направлению с северо-востока на юго-запад. На северо-востоке (залив Шикотан, бухта Хромова) это очень плотные, местами известковистые сланцы, орго-вожикованные алевролиты, содержащие *Barallelodon* sp. и остатки призматических слоев и обломков иноцерамид на западном берегу залива Шикотан и *Gaudryceras* sp., *Canadoceras multicosatum* Mats. в бухте Хромова. Здесь же, выше по разрезу, найден *Pachydiscus* (P.) cf. *subcompressus* Mats. — индикатор маастрихта. На юго-западе (бухта Дельфин) — это уже сильно рассланцованные, оскольчатые алевролиты и аргиллиты с *Inoceramus* aff. *balticus* Boehm. и *Gaudryceras* sp. Видимо, в этой части разреза отложения могут быть отнесены к зонам *Canadoceras multicosatum*; *Inoceramus* aff. *balticus*, *Pachydiscus subcompressus*, выделяемым на Сахалине, или каким-то их частям.

Выше следуют две главные слагающие свиту пачки. Внизу залегает толща чередующихся песчаниковых разностей от пластов монолитных крепких светло-серых песчаников, содержащих в основании гальки авгитового андезита и лавобрекчий, до пачек рыхлых плитчатых песчаников, обогащенных вулканическим материалом с зеленоватыми прослоями, обогащенными глауконитом. Эти песчаные пачки разделяются менее мощными прослоями

Сахалин, зоны по			Япония [3], зоны по		
аммоноидеям, Языкова Е.А., 1993 г.			иноцерамидам, Зонova Т.Д., 1993 г.		
			аммоноидеям	иноцерамидам	
Pachydiscus subcompressus	Pachydiscus Pachydiscus flexuosus — Pachydiscus (Neodesmoceras) gracilis	Korjalkia kociubinskii Inoceramus hetonaianus, Shahmaticeramus kusiroensis	Tenuipteria awajimensis	Pachydiscus flexuosus — Neodesmoceras gracile	Inoceramus hetonaianus
	Pachydiscus (Neodesmoceras) japonicus	Shahmaticeramus shikotanensis		Neodesmoceras japonicum — Damesites hetonaiensis	Inoceramus shikotanensis
	Canadoceras multicostratum	Inoceramus balticus	Anapachydiscus fascicostatus	Inoceramus aff. balticus	
	Pachydiscus egertoni	Schmidticeramus schmidti	Canadoceras kossmati	Inoceramus schmidti	

часто ороговикованного зелено-буро-лилового алевролита и аргиллита, а также пластами светлых туфов. В средней и верхней частях толщи обнаружены первые, достаточно многочисленные находки крупных, но сильно давленных остатков *Shahmaticeramus shikotanensis* (Nag. et Mats). Остатки представителей вида были собраны на западном берегу залива Шикотан вместе с *Inoceramus pecteniformis* Zon., *Gaudryceras* sp. и в бухтах Малокурильская, Хромова, Крабовая и Дельфин. В последней вместе с ними обнаружен *Inoceramus pecteniformis* Zon. и *Parallelodon* sp.

Описанную толщу выше сменяет более тонкоритмичная толща флюидного типа с преобладанием прослоев песчанистого алевролита и аргиллита. Она прослежена в бухтах Малокурильская, Хромова, Отрадная, Крабовая и Дельфин. К ней приурочены наиболее обильные сборы остатков *Shahmaticeramus shikotanensis* (Nag. et Mats.) и *Neophylloceras* sp., свидетельствующие о маастрихтском возрасте вмещающих пород и возможности установления на острове одноименной зоны в объеме, равном двум рассмотренным толщам.

Надо заметить, что изучавший эти отложения Я. Сака [2] отнес их к сенону на основании сопоставления собранных им иноцерамид с таковыми из формации Уракава на Хоккайдо. Видимо, он допустил ошибку, так как для формации Уракава характерен *Inoceramus uwajimensis* Yeh. — зональный индикатор коньяка. Впоследствии Нагао и Мацумото [3] иноцерамиды, подобные собранным на о. Шикотан, выделили в вид *Inoceramus shikotanensis* Nag. et Mats. и сделали его зональным таксоном одноименной зоны маастрихтского возраста [4].

Венчает разрез свиты пачка “нотного” переслаивания. Это равномерное чередование слоев песчанистого алевролита, мелкозернистого песчаника, аргиллита и известковистого сланца, мощность которых колеблется от 20 до 50 см. В верхней части свиты преобладают черные сланцы и щебенчатые

алевролиты с редкими и маломощными слоями светлых туфов. Верхняя, алевролитовая часть пачки особенно хорошо вскрыта в карьерах вдоль дороги Малокурильское — Горобец, а “нотное” переслаивание — в бухте Дельфин. Именно к нему приурочены обильные находки *Shahmaticeramus delfinensis* (Zon. et Sal.), представитель которого встречен и в нижнем течении р. Горобец, впадающей в одноименную бухту. К “нотному” переслаиванию (бухта Дельфин) приурочены и находки *Neophylloceras cf. ramosum* (Meek.), *Shahmaticeramus subkusiroidensis* Zon., *Tenuipteria* (?) *awajiensis* Mats. Эта часть свиты может быть выделена в качестве зоны *Shahmaticeramus delfinensis*, самые верхи которой возможно могут быть сопоставлены с биостратоном *Tenuipteria* (?) *awajiensis*. Общая мощность свиты 200—300 м.

Выше прослеживается пачка рыхлых вулканогенных песчаников с шаровой отдельностью и широкими карманами размыва. Она наблюдается на западном берегу залива Шикотан и в бухтах Малокурильская, Отрадная, Крабовая. В бухте Дельфин ее начинают характерные “узорчатые” песчаники. Вопрос о возрасте и положении этой пачки остается пока открытым.

Органические остатки, собранные в породах свиты, позволяют не только определить их возраст (поздний кампан — маастрихт), но дают возможность наметить биостратиграфическое расчленение изученных отложений.

Опираясь на существующие зональные схемы, разработанные для соседних регионов (Сахалин, Северо-Восток России, Японии), можно предложить биостратиграфическое расчленение для меловых отложений о. Шикотан. Оно приведено в таблице, где отражено и сопоставление его с сопредельными территориями.

Новым элементом схемы является зона *Shahmaticeramus delfinensis*. Определенность стратиграфической приуроченности находок вида и их количество позволяют предложить ее выделение, а помещение на уровень зоны *Shahmaticeramus kusiroensis* ... обосновано совместной находкой представителей названных зональных таксонов в Корякии. Косвенным подтверждением является и находка *Shahmaticeramus subkusiroidensis* Zon. в бухте Дельфин, представители которого приурочены к зоне *Shahmaticeramus kusiroensis* ... на Сахалине [1].

В итоге можно заметить, что в маастрихтское время о. Шикотан, как и соседние территории — Сахалин, Хоккайдо, Корякия, был затоплен морем, в котором отложились толщи морских осадков малокурильской свиты. Это является очередным подтверждением общеизвестного факта о мировом распространении маастрихтской трансгрессии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Атлас руководящих групп меловой фауны Сахалина. — С.-Пб.: Недра, 1993.
2. Сага Я. Геология и геоморфология о. Шикотан / Геолфонды ВСЕГЕИ. — Л., 1936.
3. Matsumoto T., Takayanagi M. Recent advances in the Cretaceous biostratigraphy of Japan by coordinating Mega- and Micro-Fossils // Recent Prog. Nat. Sci. — 1981. — V. 6. — P. 125—138.
4. Nagao T., Matsumoto T. A monograph of the Cretaceous Inoceramus of Japan // Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. 4. — 1940. — V. 6, N 1. — P. 1—64.

ВСЕГЕИ

Санкт-Петербург

Поступила в редакцию

20 июня 1994 г.

Т.Д. Зонова, Ye.A. Yazykova

CRETACEOUS SEDIMENTS OF THE SHIKOTAN ISLAND

(the Kuril islands)

Information on the structure, lithology and faunistic saturation of the Cretaceous rocks developed on the Shikotan island is given. Biostratigraphic disjunction of the Campanian-Maastrichtian sediments of the island is represented for the first time.

О МЕЛОВЫХ ЭПОХАХ УГЛЕНАКОПЛЕНИЯ ВОСТОКА РОССИИ

Рассматривается закономерность размещения и эволюции меловых углеобразующих породных комплексов месторождений, бассейнов, площадей, структур угольного разреза и угольных пластов, качества углей в зависимости от геоструктурного положения области угленакопления, литофациальных условий осадочного процесса, влияния термального и динамического метаморфизма. Отмечается, что юрско-меловые и меловые угленосные толщи представляют определенный интерес в качестве объектов на поиски месторождений нефти и газа, а угли — в качестве сырья для переработки на синтетическое жидкое и газообразное топливо.

Среди геологических событий, определивших особый облик меловой эпохи в геологической истории Тихоокеанской провинции, весьма серьезным является развитие растительности и связанное с ним углеобразование, свидетельствующее о геодинамической стабильности в регионе.

Углеобразование на Востоке России началось в перми и триасе, однако промышленные запасы углей формировались в основном в течение более поздних четырех эпох: юрско-нижнемеловой, верхнемеловой, палеогеновой и неогеновой [1]. На меловое время приходится две эпохи углеобразования: раннемеловая, в ряде районов унаследованная от юрского времени, и позднемеловая (сенонская), сравнительно четко отделенная по времени снизу и сверху активными инверсионными процессами, перерывами в торфонакоплении.

Наиболее ранняя мезозойская промышленная угленосность известна во внутриматериковых структурах восточной и юго-восточной окраины Сибирской платформы. В Южно-Якутском бассейне на южном фланге Алданского щита Сибирской платформы в нижнеюрской беркамитской свите отмечены линзы и пропластки углей и углистых аргиллитов, алевролитов. В среднеюрском разрезе дурайской свиты содержится уже более 20 пластов угля, пять из которых имеют рабочую мощность, а с верхнеюрским комплексом пород горкитской свиты связана основная промышленная угленосность бассейна [4, 9, 10]. В Ленском бассейне в ранней и средней юре образовались линзы и маломощные пласты углей, а в верхнеюрской толще прибрежно-морских и континентальных отложений насчитывается уже 150 пластов угля простого строения мощностью 1,5—2,0 м, изредка до 9,5 м [4, 8].

Начиная с позднеюрской эпохи зоны угленакопления мигрируют в направлении от внутренних зон континента к его окраинам, охватывая в верхнеюрское, меловое и кайнозойское время все новые и новые площади, перемещаясь к окраинным морям Арктической и Тихоокеанской провинций осадконакопления и углеобразования (рис. 1) [1].

Таковы в общих чертах предыстория, историко-тектонический фон зарождения и эволюции меловой угленосности на обширной территории Востока России.

Раннемеловой этап юрско-нижнемеловой эпохи угленакопления для Южно-Якутского бассейна являлся временем "угасания" процесса торфонакопления, а в структурах, располагающихся к востоку и юго-востоку от него, на окраинах срединных массивов, на сочленении или у сочленения последних с областями мезозойской складчатости (Верхнеамурский, Буреинский, Удско-Верхнезейский прогибы) — начала или расцвета углеобразования (рис. 2).

На ранних этапах мела (берриас — валанжин) унаследованно от юрского времени угленосность развивается (кроме Южно-Якутского бассейна) в Верхнеамурском, Буреинском прогибах; незначительная угленосность отмечается на юго-западной окраине Колымского массива в Зырянском каменно-угольном бассейне Магаданской области, линзы и маломощные пласты углей — в структурах Омолонского срединного массива и на Чаун-Чукотской

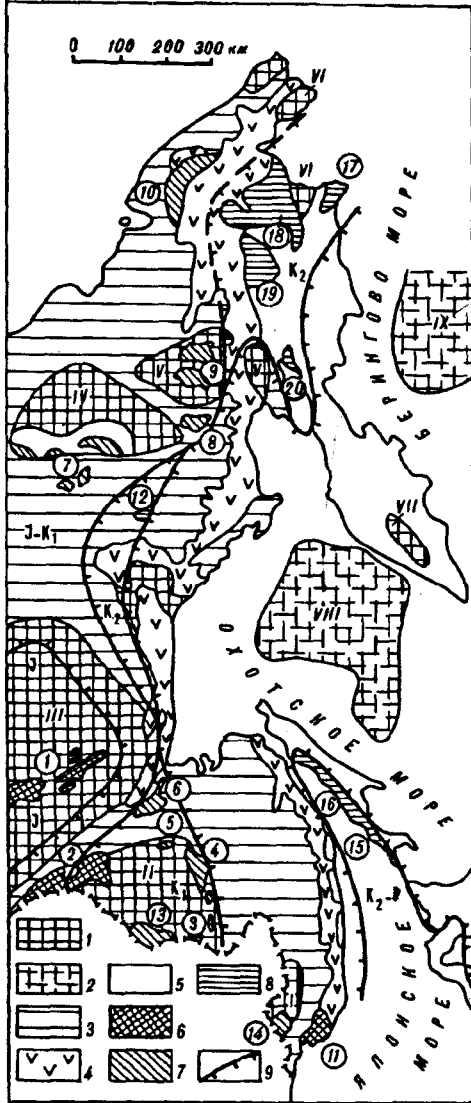


Рис. 1. Схема размещения угольных бассейнов, районов в северо-западном секторе зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану (по В.Г. Варнавскому).

Основные структурные элементы: 1, 2 — платформы и срединные массивы, установленные (1) и гипотетические (2) (римские цифры на схеме: 1 — Ханкайский, II — Бурейнский, III — Восточно-Сибирский, IV — Колымский, V — Омолонский, VI — Чукотский, VII — Камчатский, VIII — Охотия, IX — Ериунгия); 3 — области подпалеооазойской — мезозойской складчатости; 4 — Восточно-Азиатский вулканогенный пояс; 5 — области кайнозойской складчатости. Угленосные площади, районы, бассейны (6—8) с юрско-нижнемеловым (6), нижнемеловым (7), верхнемеловым (8) возрастом угленосных толщ (цифры в кружках): 1 — Южно-Якутский, 2 — Верхнеамурский, 3 — Хинганский, 4 — Бурейнский, 5 — Огоджинский, 6 — Удский, 7 — Зырянский, 8 — Омсукчанский, 9 — Омолонский, 10 — Чаун-Чукотский, 11 — Партизанский, 12 — Аркагалинский, 13 — Амуро-Зейский, 14 — Суйфун-Хансанский, 15 — Углетгорский, 16 — Александровский, 17 — Беринговский, 18 — Анадырский, 19 — Марковский, 20 — Пенжинский; 9 — границы областей распространения угленосных отложений существенно юрского, юрско-нижнемелового, нижнемелового, верхнемелового возрастов.

угленосной площади, примыкающей к Чукотскому срединному массиву (см. рис. 2) [1, 3—6].

На Нерюнгринском и Кабахтинском угольных месторождениях Южно-Якутского угленосного бассейна в разрезе холодниканской свиты (K_1^{1-3}) выявлены невыдержанные по мощности, быстро выклинивающиеся пласты угля, достигающие местами рабочей мощности. Восточнее и ближе к юго-восточной окраине Сибирской платформы в Токинском районе бассейна, в верхней части свиты установлены два рабочих пласта мощностью 4 и 3,5—24 м.

В Верхнеамурском угленосном бассейне угольные пласты установлены в юго-восточной части одноименного прогиба в толще пресноводно-континентальных отложений толбузинской (верхняя юра) и молчановской (верхняя юра — нижний мел) свит, а также на востоке прогиба, где в переходных от морских к континентальным отложениях аякской свиты верхней юры и пресноводно-континентальных образованиях депской, молчановской (J_3-K_1) и перемыкинской (K_1) свит установлено 100 пластов и пропластков каменного угля, из которых единичные достигают рабочей мощности [1, 2, 6].

В Бурейнском прогибе наиболее угленасыщенными являются юрско-меловой и меловой разрезы Верхнебурейнской впадины (Чегдомынский угленосный район) [6]. На северных участках ее в разрезе верхней подсвиты талынжанской свиты (оксфорд — кимеридж) установлено до 12 пластов угля суммарной мощностью угольной массы более 40 м, в ургальской свите (волжский, берриасский, валанжинский века) насчитывается уже до 48 пластов угля с суммарной мощностью до 65 м. В разрезе чагдамынской свиты (готерив — низы баррема) известно до 10 пластов угля суммарной мощностью пластов около 24 м и, наконец, в чемчукинской свите (баррем — первая половина апта) насчитывается до 25 пластов и пропластков угля суммарной мощностью более 15 м. Таким образом, в Верхне-Бурейнской впадине Бурейнского прогиба углеобразование происходило непрерывно с позднюрского (оксфорд — кимеридж) времени до первой половины апта. В пределах впадины по времени менялись лишь участки преимущественного (максималь-

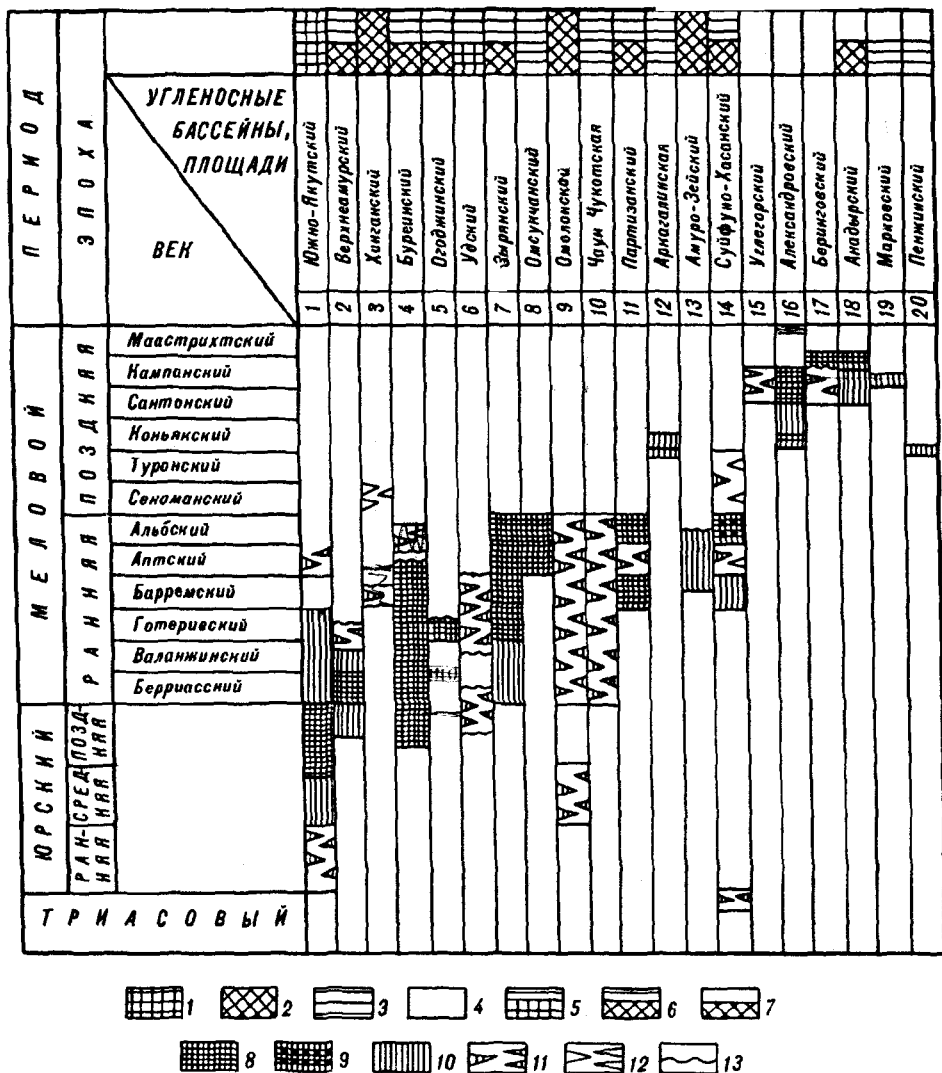


Рис. 2. Стратиграфическая корреляция мезозойских эпох угленакопления в структурах Востока России (по В.Г. Варнавскому).

1-7 - угленосные структуры (впадины, прогибы, угленосные бассейны, площади, районы) древних платформ (1) срединных массивов (2), области позднепалеозойской, мезозойской (3) и кайнозойской (4) складчатости, 5-7 - зоны сочленения (платформ и области палеозойской и мезозойской складчатости (5), массивов и области мезозойской (6), кайнозойской (7) складчатости); 8 - промышленная угленосность; 9 - промышленная угленосность с содержанием значительных количеств высококалорийных, рабдописитовых углей; 10 - промышленная незначительная угленосность (1-2 пласта угля малой мощности); 11, 12 - угленосность представлена линзами и маломощными пластами углей (11) и углистых пород (12); 13 - контакт размыва.

ного) угленакопления. Весьма незначительная угленосность проявляется в начале формирования кындальской свиты. В самом начале миграции бассейна в пределы впадины (в начале альба) здесь образовались маломощные пласты и линзы углей и углистых глин.

В южнее расположенной Тырминской впадине Буреинского прогиба (Тырминский угленосный район) угленосным является разрез ургальской свиты, в составе которой насчитывается до 5 пластов каменного угля мощностью 0,5-3,7 м [6]. В расположенной северо-западнее Гербикиано-Огоджинской впадине Буреинского прогиба в разрезе верхней части огоджинской свиты (готерив) установлено более 15 пластов каменного угля, 11 из которых имеют мощность 0,6 м. Характерной особенностью буреинских углей являются сложное строение пластов, резкая изменчивость их строения и мощности

по простиранию и средняя, высокая зольность угольной массы. Зола пластов угля, представленная мелкорассеянным по массе угля туфогенным материалом, свидетельствует о том, что накопление растительной массы угольных пластов сопровождалось вулканизмом на сопредельных территориях. Площади с общей и относительной (посвитной) максимальной угленосностью мигрируют с юга прогиба на север-северо-восток, в соответствии с направлением миграции морского бассейна. Угли Буреинского прогиба гумусовые с прослоями сапропелевых, каменные марки Г, Д, а в зонах термального метаморфизма — Т [1, 6, 10].

В Удском прогибе в разрезе джелонской свиты (поздняя юра — берриас) выявлено до 12 пластов и пропластков угля и углистых аргиллитов мощностью от долей метра до 3,65 м, а в составе боконской свиты (берриас — баррем) — несколько маломощных пластов и пропластков угля. Угли гумусовые, бурые, переходные к каменным (группа Б₃ и марка Д).

На крайнем юге материковой части Дальнего Востока в Партизанском и Раздольненском угольных бассейнах эпоха углеобразования проявилась в барремский и альбский века.

В Партизанском каменноугольном бассейне углеобразующие фации формируются практически непрерывно в период накопления осадочной толщи пород сучанской серии с барремского века до альба включительно. Степень угленосности в бассейне нарастает снизу вверх по разрезу серии. В нижней угленосной подсвите старосучанской свиты содержится 7 пластов угля (5 из которых рабочие), а в ее верхней угленосной подсвите — 12 пластов (8 рабочих). В верхней угленосной подсвите вышележащей северосучанской свиты установлено до 19 пластов угля, 10 из которых имеют рабочую мощность. Безугольные подсвиты содержат линзы и редкие пропластки углей. Пласты угля имеют сложное строение и неустойчивую мощность (от первых десятков сантиметров до 5,4 м). Под влиянием термального метаморфизма секущих интрузий и межпластовых внедрений андезитов и дацитов угли приобрели широкий диапазон марочности (от Д до Т). Подобно углям Буреинского бассейна, сучанские угли гумусовые с прослоями сапропелевых, средне- и высокозольные (А^с — 12—34 %) и столь же трудно обогатимы. Состав золы и распределение ее в угольной массе свидетельствуют о том, что накопление растительного материала в торфяных болотах сопровождалось вулканизмом на сопредельных площадях, снабжавшим торфяники пепловым материалом. Литолого-фациальный состав и строение разреза сучанской серии свидетельствуют о том, что угленакопление происходило в ландшафтных условиях на стыке “суша — море” в условиях прибрежно-морских низменных долин. Перекрывается угленосный комплекс серии пестроцветной толщей осадков коркинской серии [10, 11].

В Раздольненском каменноугольном бассейне угленосность связана с нижнемеловым пресноводно-континентальным комплексом пород уссурийской (баррем), липовецкой (апт) и галенковской (альб) свит никанской серии, несогласно с размывом лежащей на юрских, триасовых и пермских комплексах пород, а местами на верхнепермских гранитах. Перекрывается угленосный комплекс также с размывом и несогласием сеноман-туронскими пестроцветными алевролитами, туфогенными песчаниками, туфами, гравелитами и конгломератами коркинской серии, в толще которых изредка отмечаются маломощные пропластки и линзы угля и углистого аргиллита. Угленосность уссурийской свиты (наиболее погруженной в бассейне) изучена слабо, здесь обнаружены несколько маломощных пропластков (0,1—0,5 м) угля. В верхней части серии содержится до 4 пластов каменного угля рабочей мощности и большое количество пропластков и линз. Уголь гумусовый, высокомолистый (рабдописсит). Преобладают угли смешанные рабдописсит-гумусовые. Количество рабдописситовой составляющей в общей массе угля увеличивается в восточном направлении от 13—25 % на Константиновском месторождении до 70 % на Липовецком. Подобно сучанским, угли Раздольненского бассейна высокозольные (29—32 %), марки Д и подверглись контактовому воздействию палеогеновых интрузий андезитов с контактовым

изменением до марки Т. Примечателен химизм углей. Смола их содержит 81,8 % углерода и 9,9 % водорода. В углях высокое содержание фенолов (до 36,6 %) и нейтральных масел (до 42,7 %). В связи с подобными качественными особенностями угли являются отличным сырьем для химической промышленности [10, 11].

В Зырянском каменноугольном бассейне (Магаданская область) установлено до 130 пластов угля мощностью преимущественно до 2, изредка 13,6 м и, в основном, сложного строения. Размещаются они в толще нижнемелового комплекса пород зырянской серии (снизу: ожогинская, сияльская, буоркемюсская свиты). Угленосность возрастает снизу вверх по разрезу серии. В ожогинской свите выявлены редкие прослой углистых аргиллитов и линзы углей; в сияльской — не менее 45 пластов угля (33 из которых имеют рабочую мощность); в буоркемюсской — до 55 пластов угля (41 из них мощностью от 0,61 до 7,78 м). Строение угольных пластов преимущественно сложное, редко простое. Угли гумусовые с прослоями сапропелевых, сложенные остатками высших наземных растений. Степень углефикации углей изменяется от марок Д—Г до Ж—Т [5, 9, 12].

В Омсукчанском бассейне установлено до 30 пластов угля преимущественно сложного строения и мощностью в среднем 1—2 м. Лишь отдельные пласты достигают мощности 8 м. Зольность средняя (18—20 %). Размещаются они в разрезе омсукчанской свиты (апт — альб), обладающей мощностью 1500—2900 м. Угли месторождения претерпели значительный метаморфизм. Вблизи гранодиоритов под воздействием контактового метаморфизма они графитизированы до образования чистого графита. Нередко пласты графита достигают мощности более 5 м. В целом же угли относятся к тощим и антрацитам.

Незначительная угленосность нижнемелового возраста отмечена в наложенных структурах внутренних зон Буреинского, Омолонского срединных массивов и в пределах Чаун-Чукотской угленосной площади (см. рис. 1).

В южной части Зейско-Буреинской впадины, в ее Лермонтовском, Екатеринбургском, Поярковском грабен-прогибах скважинами структурного нефтегазопромыслового бурения в разрезе вулканогенно-терригенной толщи верхней подсвиты поярковской свиты (вторая половина баррема — нижняя половина альба) вскрыты редкие маломощные (от долей метра до 1, 2 м) пласты и линзы углей, углистых аргиллитов. Угленосность этих структур изучена крайне слабо. Известно, что угли здесь бурые, переходные к каменным.

В структурах Хинганской и Бирско-Белоянской зон Буреинского массива маломощные и высокозольные пласты и пропластки каменных углей и углистых аргиллитов выявлены в осадочных толщах баррема, а на севере Хинганской зоны — пропластки и линзы углисто-глинистых сланцев — в сеноманских осадочных слоях. На Бирском и Лондоковском месторождениях Бирско-Белоянской структурно-фациальной зоны поисковыми и разведочными работами установлено на первом 4, на втором — 2 пласта каменного угля. Угли гумусовые, каменные (марки Г), средне- и высокозольные, весьма сложного строения и невыдержанной мощности [6].

В пределах Омолонской угленосной площади нижнемеловая угленосная толща лежит на разновозрастных (архей — юра) образованиях. В Моланджинском, Пенжинском и Кедонском угленосных районах выявлено до 5 маломощных пластов и пропластков каменного угля марки Г [5]. На Чаун-Чукотской угленосной площади в нижнемеловом осадочном комплексе выявлено до 13 пластов каменного угля. Девять из них имеют рабочую мощность. Пласты большей частью сложного строения и не выдержаны по мощности. Угли гумусовые, марки ОС [5].

В сеноман-туронское время практически на ней территории Дальнего Востока сложилась обстановка, неблагоприятная для торфонакопления. Лишь редкие унаследованные отголоски раннемеловой эпохи углеобразования отмечаются в позднемеловое время (сеноман — турон) в Хинганской зоне и в Раздольненском каменноугольном бассейне. Здесь известны линзы углистых

аргиллитов и углисто-глинистых сланцев (см. рис. 2) [3, 6, 9, 11]. Поздне-меловая угленосность известна преимущественно в структурах области кайнозойской складчатости (см. рис. 2). Исключением выглядит Аркагалинская угленосная площадь, которая в это время являлась единственным в области мезозойской складчатости местом формирования углей позднетурон-ранне-сенонского возраста [8]. Здесь в приразломной грабеновой структуре на мезозойском складчатом основании сформировался континентальный угленосный комплекс осадков, несогласно с размывом налегающий на триасовый морской. Угленосность незначительная — 12 пластов, линзообразных залежей и пропластков угля, мощность их от 1 до 15,8 м. Пласты в основном простого строения. Угли гумусовые, каменные, марки Д, низкзолные (в среднем 11 %), легкообогатимые [5].

Поздне-меловая эпоха угленакопления проявилась в структурах области кайнозойской складчатости: на Западном Сахалине (Александровский, Углегорский районы), Западной Камчатке (Пенжинский район), на Анадырской угленосной площади (Беринговский, Анадырский, Марковский районы) (см. рис. 2) [1, 5, 10, 12].

На Западном Сахалине, в Александровском районе угленакопление происходило в коньякском — первой половине кампанского веках. В субконтинентальной толще осадков арковской (жонкьерской) свиты установлено до 65 пластов и пропластков угля, из которых на различных участках района от 1 до 12 пластов имеют рабочую мощность. Угли гумусовые с прослоями сапропелевых, каменные, марки Г—Ж, большей частью высоко- и средне-золные; пласты сложного строения. Южнее Александровского района субконтинентальная толща переходит в прибрежно-морскую и далее на юг — в морскую. И здесь, в Углегорском районе, в прибрежно-морских условиях на заключительном этапе поздне-мелового углеобразования Западного Сахалина (вторая половина сантона — первая половина кампана) образуются мало-мощные пласты и линзы углей, углистых аргиллитов (см. рис. 2).

На Западной Камчатке, на восточном побережье Пенжинской губы верхне-меловые континентальные угленосные отложения (турон — нижний сенон) несогласно с размывом налегают на более древние образования, содержат до 26 пластов и пропластков угля, из которых 20 имеют рабочую мощность. Угли гумусовые, каменные, марки Д—Г.

На Анадырской угленосной площади угленосность, в целом, незначительная. В Беринговском угленосном районе на участках месторождений бухты Угольная, Алькатваямском, Амаамском, бухты Гавриила в позднесенонских (сантон — кампан) прибрежно-морских и континентальных осадках верхне-барановской подсвиты выявлены пропластки и линзы углей, а в вышележащей корякской свите (кампан) в прибрежно-морском и континентальном комплексах пород содержится до 3 пластов и пропластков каменного угля, среди которых один мощностью 1,5—4,35 м, сложного строения, золностью 5—30 %. Угли гумусовые, с прослоями сапропелевых, каменные, марки Г.

В Анадырской впадине (Онеменском, Рарыткинском угленосных районах) в прибрежно-морских и континентальном комплексах пород рарыт-кинской свиты установлено до 20 пластов, пропластков угля мощностью от 0,5 до 3,0 м, преимущественно сложного строения, мало и среднезолных (до 14 %). Уголь гумусовый с прослоями сапропелевого, каменный, марки Д. В приконтактных с интрузивными телами зонах они термально метаморфизованы до антрацитов.

Таким образом, мезозойское торфонакопление наиболее мощно на Востоке России проявилось в юрско-ранне-меловую эпоху, а наибольшее площадное распространение углеобразующие фации получили в ранне-меловое время (см. рис. 1, 2). Угленосные площади приурочены к тектонически устойчивым относительно малоподвижным областям (платформам, срединным массивам, областям сочленения платформ и массивов со складчатыми областями). Практически повсеместно мезозойская угленосность развивалась на участках суши, освободившихся от покрова морских вод, по мере того, как начиная с позднетриасового (на Сибирской платформе), позднечурского (Приамурье,

Магаданская область), первой половины раннего мела (Приморье) и первой половины позднего мела (Сахалин, Чукотка, Камчатка) происходили миграция геосинклинального режима и смена морских условий осадочной седиментации континентальными в направлении от внутриматериковых областей к окраинам современного континента, от платформ и срединных массивов к области кайнозойской складчатости. В соответствии с общей тенденцией миграции мезозойского моря от платформ и срединных массивов к окраинам континента, закономерно развивается угленосность. В юрский этап юрско-раннемеловой эпохи углеобразование происходило в осадочных бассейнах зоны древних платформ и массивов, в раннемеловой этап — на сочленении платформ и массивов с областями позднепалеозойской и мезозойской складчатости и в пределах последних, а позднемеловая угленосность отмечается в областях кайнозойской складчатости (см. рис. 1, 2).

На рубеже юрско-раннемеловой и позднемеловой эпох почти вся территория Востока России (область докайнозойской складчатости) превратилась в горную страну с широко проявленными эрозионными процессами. Торфонакопление осуществлялось в исключительных случаях, в реликтовых (от раннего мела) межгорных впадинах. В маастрихте процессы инверсии и вулканизма охватывают область кайнозойской складчатости (островная и полуостровная части современной суши, акватория окраинных морей), повсеместно развиваются эрозионные процессы, торфонакопление прекращается. Кайнозойский осадочный комплекс практически всюду (за редким исключением) ложится на меловой с размывом и в большинстве районов с угловым несогласием, а палеогеновая и неогеновая эпохи торфонакопления развиваются, начиная с позднего дания, в приразломных грабеновых структурах активизированных древних и молодых платформ в континентальных условиях (см. рис. 1, 2).

Положение угленосных структур в зонах сочленения малоподвижных платформенных и активных складчатых областей обусловило асимметричность современных структур угленосных бассейнов и площадей. Как правило, их борта, обращенные к платформам, пологие, а к складчатым областям — крутые.

Углеобразование на площадях, сопряженных с тектонически активными складчатыми областями (Буреинский, Партизанский и др. бассейны) сопровождалось вулканизмом и обильным привнесом в растительную массу торфяников пеплового материала, обуславливая высокую зольность и трудную обогатимость углей.

На участках угленосных площадей, тяготеющих к платформам и массивам, угольные пласты обычно более простого строения, сравнительно меньшей зольности и повышенной мощности.

В степени преобразования (углефикации) органического вещества наряду с региональным существенную роль играли термальный и динамический метаморфизм. Поэтому нередко более молодые по времени образования угли складчатых областей имеют более высокую степень метаморфизма органического вещества, нежели угли угленосных бассейнов платформ и срединных массивов.

В прибрежно-морских и прибрежно-континентальных условиях формировались гумусовые угли с прослоями сапропелевых, и, в этой связи, юрско-меловые и меловые угленосные толщи представляют определенный интерес в качестве объектов на поиски месторождений нефти и газа, а угли — в качестве сырья для переработки на синтетическое жидкое и газообразное топливо.

ЛИТЕРАТУРА

1. Варнавский В.Г., Крапивенцева В.В. Условия формирования и закономерности размещения областей угленакопления на территории северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса // Геология и полезные ископаемые Пермского Прикамья. — Пермь, 1973. — С. 212—219.

2. *Варнавский В.Г., Сорокин А.И.* Структурный контроль размещения угольных залежей в мезозойско-кайнозойских впадинах юга материковой части Дальнего Востока // *Геология Верхнего Приамурья / ДВНЦ АН СССР.* — Владивосток, 1977. — С. 79—83.
3. *Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР.* Т. 9. Кн. 1. — М.: Недра, 1973.
4. *Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР.* Т. 9. Кн. 2. — М.: Недра, 1973.
5. *Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР.* Т. 10. — М.: Недра, 1962.
6. *Геология СССР.* Т. 9. Хабаровский край и Амурская область. Полезные ископаемые. — М.: Недра, 1976.
7. *Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых.* Т. 8. Восток СССР. — Л.: Недра, 1984.
8. *Маркевич В.С.* О возрасте аркагаалинской свиты // *Вулканический мел Дальнего Востока / ДВО АН СССР.* — Владивосток, 1989. — С. 93—98.
9. *Пензин Ю.П.* Эволюция древнего торфонакопления на Северо-Востоке Азии // *Эволюция углеобразования на Северо-Востоке Азии / СВКНИИ ДВО АН СССР.* — Магадан, 1987. — С. 5—18.
10. *Подольн В.И.* Сырьевая база развития угольной промышленности, результаты и направления поисковых и разведочных работ на уголь в Дальневосточном экономическом районе // *Проблемы угольной геологии Востока СССР / ДВО АН СССР.* — Владивосток, 1990. — С. 15—27.
11. *Семериков А.А., Шарудо И.И., Перепегина Е.А. и др.* Геологическое строение и условия осадконакопления на территории Сучанского каменноугольного бассейна / *СО АН СССР.* — Новосибирск, 1964.
12. *Фандюшкин Г.А.* История формирования угленосных отложений Анадырско-Корякской складчатой системы // *Эволюция углеобразования на Северо-Востоке Азии / СВКНИИ ДВО АН СССР.* — Магадан, 1987. — С. 117—131.

*ИТиГ ДВО РАН
Хабаровск*

*Поступила в редакцию
19 мая 1994 г.*

V.G. Varnavsky

ON THE CRETACEOUS EPOCHS OF COAL ACCUMULATION
IN THE EAST OF RUSSIA

The regularities of the distribution and evolution of the Cretaceous coal-forming rock complexes of the coal fields, basins, areas as well as structures of the coal section and coal seams, the quality of the coals depending on the geostructural location of the coal accumulation region, lithofacial conditions of the sedimentary process and the influence of the thermal and dynamic metamorphism are examined.

It is noted that Yurassic-Cretaceous and Cretaceous coal-bearing series represent a certain interest as objects for oil and gas prospecting and coals as raw materials for working into synthetic liquid and gaseous fuel.

УДК 551.763(571.63)

В.А. Михайлов

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО СТРАТИГРАФИИ ВУЛКАНОГЕННОГО МЕЛА
ЦЕНТРАЛЬНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ

На основании проведенных в последние годы исследований уточнены возраст, состав и строение вулканогенных толщ верхнего мела юго-западных флангов Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Выделена антоновская толща сеномана — коньяка, занимающая в схеме стратиграфии промежуточное положение между синанчинской свитой и приморской серией. Показано, что основные стратиграфические единицы пояса характеризуются асинхронными литологическими границами, пилообразно смещающимися и скользящими по разрезу.

Стратиграфии Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса (ВСАВП) посвящены многочисленные работы [1—4, 10, 12 и др.]. Однако остаются дискуссионными не только сопоставление и корреляция вулканогенных толщ пространственно разобщенных вулканотектонических структур (ВТС), но и синхронизация вулканических процессов на всем протяжении

© В.А. Михайлов, 1994

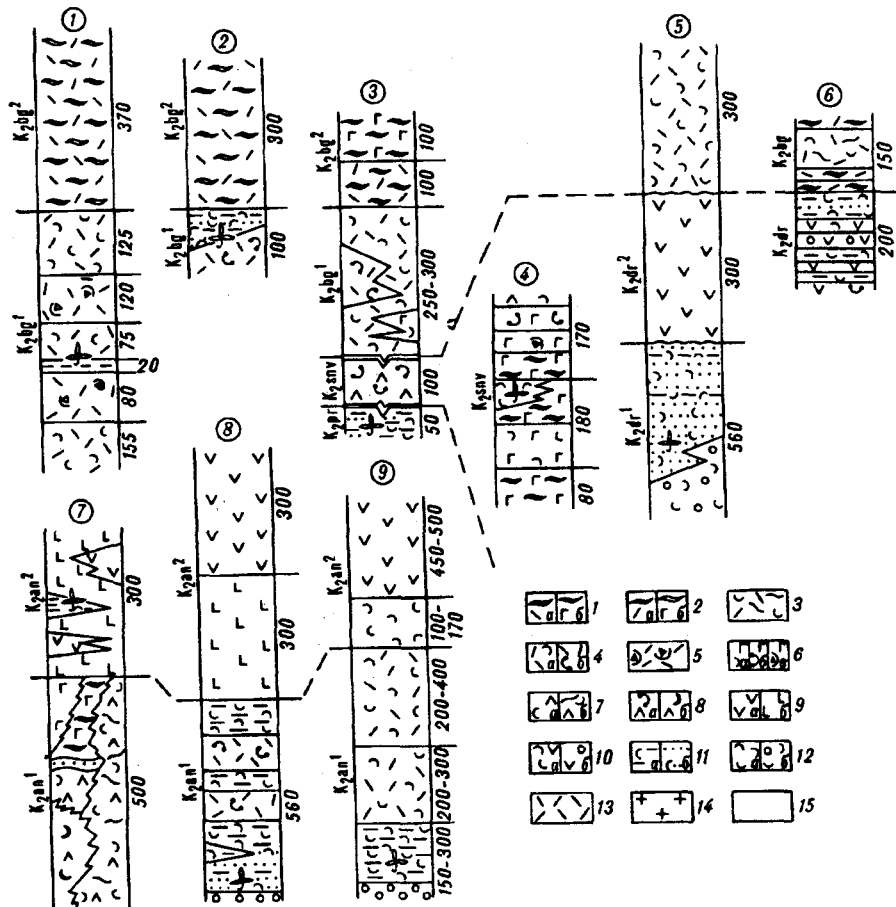
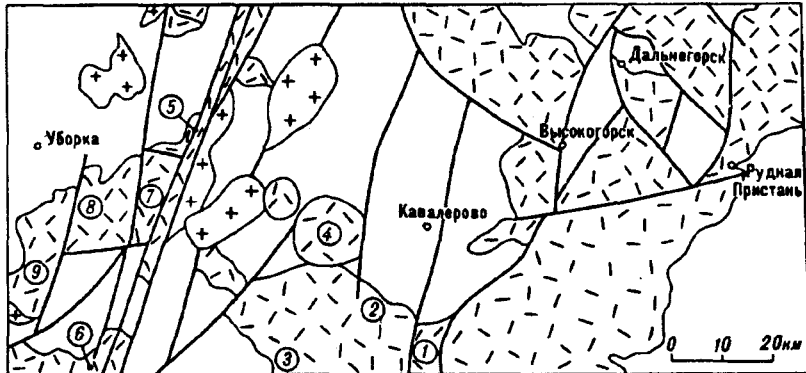


Рис. 1. Схема размещения и сопоставления разрезов.

1 — илгиспумиты риолитов (а), риодацитов (б); 2 — илгнимбриты риолитов (а), риодацитов (б); 3 — спекшиеся туфы риолитов; 4 — туфы риолитов псаммитовые (а), псефитовые (б); 5 — то же, агломератовые; 6 — туфы риодацитов псаммитовые (а), псефитовые (б); агломератовые (в); 7 — псаммитовые туфы (а) и спекшиеся туфы (б) дацитов; 8 — туфы дацитов псефитовые (а), бомбовые (б); 9 — андезиты (а) андезитобазальты и базальты (б); 10 — туфы андезитов псаммитовые (а), лапшилиевые (б); 11 — туфоалевролиты (а), туфопесчаники (б); 12 — туффиты (а), туфоконгломераты (б); 13 — поля развития вулканитов; 14 — то же, гранитов; 15 — то же, осадочных пород. Местоположение разрезов (цифры в кружках): 1 — руч. Тарадалилова Пады; 2 — р. Павловка; 3 — руч. Винский; 4 — Лужжинская кальдера; 5 — р. Шумная; 6 — р. Ср. Ангоновка; 7 — р. Изюбринка; 8 — междуручье Павловка — Чугуевка; 9 — р. Лев. Чугуевка. На сопоставительных колонках мощности приведены в метрах. Буквами обозначены: K_{2an} — антоновская толща, K_{2gr} — приморская серия, K_{2dr} — дорофеевская свита, K_{2spv} — сияновская свита, K_{2bg} — богопольская свита.

ВСАВП, в том числе в его внутренней и внешней (перивулканогенной) зонах. Как было показано [7], литостратиграфические единицы пояса характеризуются асинхронными границами, пилообразно смещающимися и скользящими по разрезу, что затрудняет их корреляцию и часто приводит к ошибкам при

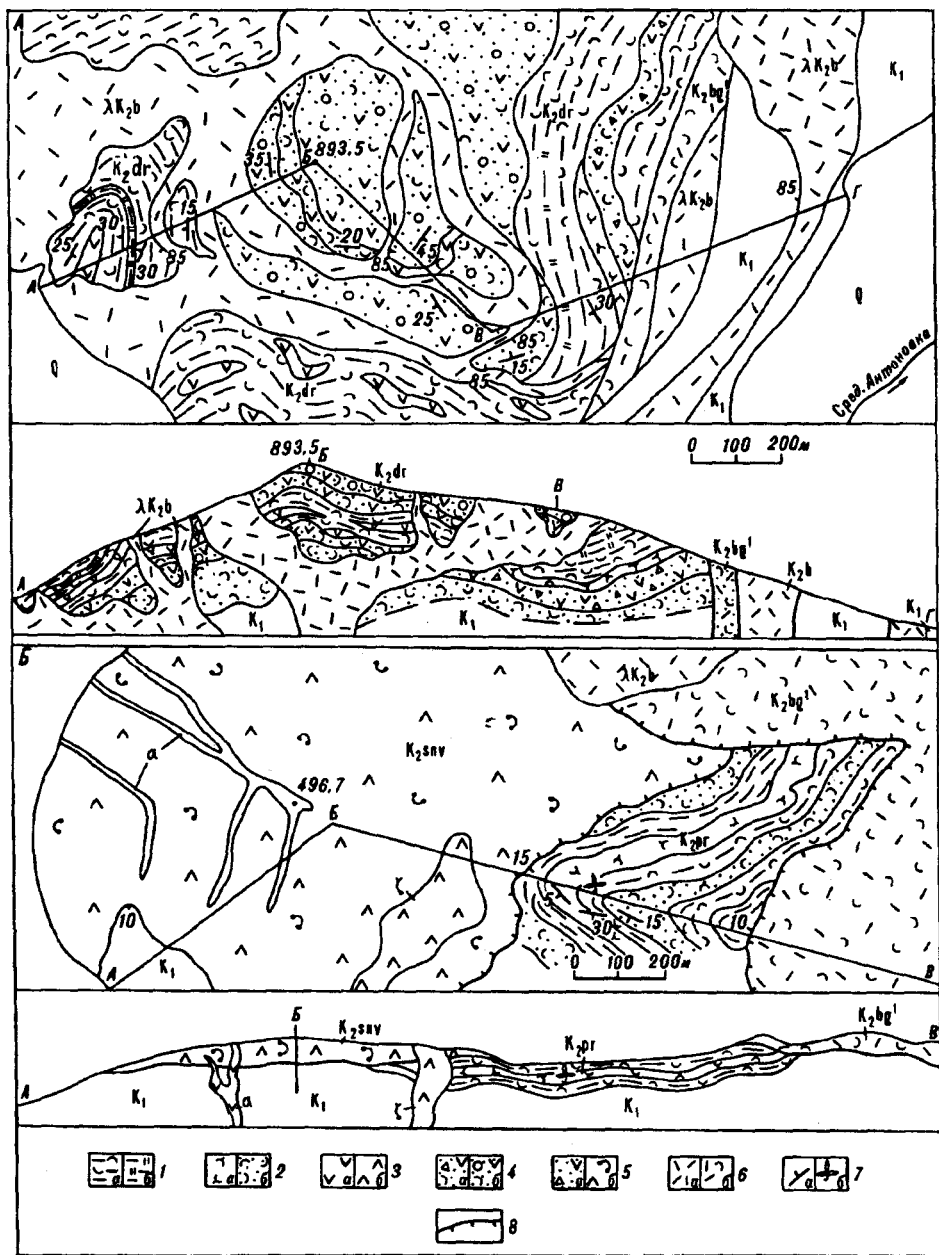


Рис. 2. Схематические геологические разрезы в верхних р. Средняя Антоновка (А) и в бассейне руч. Винский (Б).

1 — туфоалевролиты (а), кремнистые туффиты (б); 2 — туффиты (а), туфопесчаники (б); 3 — андезиты (а), дациты (б); 4 — туфы андезитов псаммитовые (а), лапиллиевые (б); 5 — псефитовые туфы андезитов (а), дацитов (б); 6 — риолиты (а), их туфы (б); 7 — элементы залегания слоистости (а), места находок растительных остатков (б).

сопоставлении палеонтологически не охарактеризованных толщ с подразделениями региональной стратиграфической схемы. Исследования, проведенные в последние годы подразделениями Приморгеолкома в юго-западной части Кавалеровского рудного района, позволили уточнить возраст, состав и строение вулканогенных толщ в целом ряде ВТС Центрального Сихотэ-Алиня (рис. 1).

Одна из наиболее крупных вулканообразований Приморья — Павловская грабенообразная депрессия полигонально удлиненной формы (22 × 40 км)

ограничена системой ступенчатых сбросов северо-западного направления, а с юго-востока отделена крупным субмеридиональным сдвигом от Якутинской депрессии. По своей форме и составу эти две структуры сходны, однако, в отличие от Якутинской, вулканогенные образования Павловской депрессии до последнего времени относились к приморской серии [5, 9]. Структура выполнена преимущественно туфами, спекшимися туфами и игнимбритами риолитов, из-под покровов которых в краевых частях ВТС фрагментарно обнажаются туфогенно-осадочные образования. В частности, туфогенно-осадочные породы развиты в юго-западном секторе вулканоструктуры, где в бассейне руч. Винский была известна флора, послужившая, очевидно, основанием сопоставления палеонтологически немых толщ спекшихся туфов и игнимбритов риолитов Павловской ВТС с приморской серией (турон — ранний сантон). В 1992 г. нами проведены дополнительные сборы флоры в туффитах ключа Винский и изучено положение флороносных слоев в разрезе (см. рис. 1, 2, Б).

Здесь в пологоскладчатой толще (свыше 50 м) переслаивающихся туфоалевролитов, туфопесчаников, туффитов, залегание которой конкордантно форме рельефа, собраны *Woodwardia* sp., *Cladophlebis septentrionalis* Holl, *Nilssonia* sf. *alaskana* Holl, *Cinkgo* ex gr. *adiantoides* (Ung.) Heer, *G.* ex gr. *lepada* Heer, *Cephalotaxopsis* aff. *microphylla* Svesh. et Budants., *Taxus vera* Sveshn., *Taxites* ex gr. *intermedius* (Holl) Samyl., *Atrotaxopsis* sp., *Pityophyllum* sp., *Pityostrobus* sp., *Sequoiadendron* sp., *Cryptomeria* sp., *Sequoia* sp., *Elatides* cf. *communis* Phyllip., *Corylus* sp., *Cissites* sp., по заключению С.И. Неволіной, принадлежащие кисинскому или монастырскому горизонту приморской серии. Однако флороносные слои по пологим надвигам, представленным зонами дробления и тектоническими глинами (0,2—0,5 м и более), перекрыты на западе туфами дацитов (до 100 м), а на востоке — спекшимися туфами риолитов (250—300 м), сменяющимися в верхней части разреза (см. рис. 1, разрез 3) игниспумитами риолитов (100 м) и риодацитов (100 м). В этой связи возраст последних не может обосновываться собранной органикой.

В 1988 г. нами были изучены разрезы Павловской ВТС в верховьях р. Павловка и в бассейне руч. Тарадаилова Падь (см. рис. 1, разрезы 2 и 1 соответственно). На левобережье р. Павловка в прослоях тонкоплитчатых алевролитов среди толщи агломератовых, псефитовых туфов риолитов и дацитов (100 м), залегающей в основании мощной (более 300 м) толщи игнимбритов и спекшихся туфов риолитов, собраны *Pinus* sp., *Sequoia* sp., *Glyptostrobus* sp., *Thuja cretacea* (Heer) Newb., *Androwettia catenulata* Bell., *Juniperus* sp., *Spirea* sp., *Rubus* sp., *Corylites* sp., *Alnites* sp., *Viburnum* sp., *Celtis* cf. *newberry* Knowlt., *Quercuxia* sp. В той же толще на правобережье р. Павловка обнаружены *Selaginella* sp., *Amentotaxus* cf. *campbellii* (Gardner) Florin, *Sequoia* sp., *Glyptostrobus* sp., *Androwettia catenulata* Bell., *Magnoliaephyllum* sp., *Platanus* sp., *Menispermities* sp., *Cocculus* sp., *Corylites* sp., *C.* cf. *insiguis* Krassil., *Celastrus* sp., *Tiliaephyllum* sp., *Zizyphus* sp., *Viburniphyllum* sp., *Macclinthokia* sp. Комплекс, по заключению С.И. Неволіной, позднемаастрихтский.

Сходный разрез изучен и в восточном секторе Павловской ВТС, в бассейне руч. Тарадаилова Падь. В его основании залегают псаммитовые и псаммопсефитовые кристаллотуфы риолитов (155 м), агломератовые и бомбовые туфы риолитов (80 м), дацитовые туфы, слоистые перемытые туфы, туфопесчаники, туфоалевролиты с *Marchantites* sp., *Cladophlebis* sp., *Pinus* sp., *Androwettia catenulata* Bell. предположительно позднего маастрихта. Они без видимого несогласия перекрыты псаммопсефитовыми туфами риолитов (75 м), псефитовыми до агломератовых туфами (120 м), псаммитовыми кристаллотуфами (125 м) и серыми игнимбритами риолитов (370 м).

Приведенные факты, а также сходство разреза с разрезами Якутинской, Березовской, Ороченской ВТС, с которыми Павловская депрессия находится в аналогичной структурной позиции, позволяют отнести слагающие ее пирокластические толщи кислого состава к богопольской свите позднего маастрихта. Одновременно уточняется положение границы между внутрен-

ней и внешней (перивулканической) зонами ВСАВП [7], которая, как оказалось, совпадает с юго-восточным ограничением Павловской ВТС.

Геолого-съемочными работами последних лет (Я.В. Каменский и др., 1990 г.) уточнены возраст, состав и строение Лужкинской полигенной кальдеры, имеющей округло-изометричную форму диаметром 12 км (см. рис. 1, разрез 4). Ранее слагающие ее образования относились к богопольской свите [9]. Разрез Лужкинской структуры представлен переслаивающимися различного размера туфами и игнимбритами риодацитов и дацитов с маломощными (8 м) горизонтами слоистых туффитов с *Gliptostrobus comoxensis* Bell., *Cephalotaxopsis* sp., *Juniperus* sp., вероятно, маастрихтского времени. Мощность отложений достигает 430 м; со стратифицированными образованиями тесно связаны многочисленные экструзии риодацитов и дацитов. Уточнение возраста слагающих Лужкинскую кальдеру вулканитов сближает ее с такими же структурами, развитыми на всем протяжении ВСАВП (Пластунская, Базовская, Караванная и другие вулканокальдеры). Это служит дополнительным подтверждением связи сантон-маастрихтских образований с этапом кальдерообразования [8].

Вдоль зоны Центрального разлома протягивается цепочка вытянутых в субмеридиональном направлении грабенообразных вулканоструктур, выполненных андезитами, андезитобазальтами, трахиандезитами, туфами андезитов, переслаивающимися с туфопесчаниками, туфоалевролитами, гравелитами, традиционно относимыми к маастрихтской дорофеевской свите (см. рис. 1, разрез 5). Здесь на правобережье руч. Шумный в середине 70-х годов собраны *Cephalotaxopsis anadyrensis*, *C. heterophylla*, *C. microphylla laxa* Holl, *Metasequoia paradoxa*, *Trochodendroides* ex gr. *arctica* (Heer) Berry, *Menispermites* cf. *septentrionalis* Holl, *Protophillum* и др. (В.В. Голозубов, 1977 г.). По мнению С.И. Неволной, возраст комплекса маастрихтский. Сходные комплексы флоры были обнаружены севернее, в бассейне р. Бол. Поперечная: *Taxodium distichum* Heer, *Cephalotaxopsis* sp., *Sequoia langsdorfii* (Br.) Heer, *Typha latissima*, *Viburnum lesquerenxii* Ward, *Trochodendroides arctica* (Heer) Berry, *Nordenskioldia borealis* Heer и др. (Е.Д. Касьян, 1957). Толща андезитов перекрывается толщей туфов риолитов, относимой к богопольской свите.

Сходный разрез изучен нами в верховьях реки Ср. Антоновка (см. рис. 1, разрез 6, рис. 2, А). В его основании залегает смятая в пологие брахиформные складки, обычно конформные рельефу, толща переслаивания туфов и лав андезитов, гравелитов и конгломератов, туфоалевролитов и туфопесчаников (200 м), перекрытая без признаков несогласия игниспумитами, игнимбритами и спекшимися туфами риолитов, сходными с породами богопольской свиты (150 м).

Однако при изучении разрезов в междуречье Антоновка — Павловка — Изюбринка — Лев. Чугуевка (см. рис. 1, разрезы 7—9) получены принципиально новые данные, противоречащие существующей схеме стратиграфии верхнего мела Приморья. Здесь в основании разреза развита мощная (500—1000 м) толща переслаивающихся и фациально сменяющих друг друга по простиранию туфов, спекшихся туфов и игнимбритов риолитов, риодацитов и дацитов с прослоями туфопесчаников и туфоалевролитов. В прослоях туфопесчаников нижней части толщи В.В. Голозубовым в 1977 г. в междуречье Павловка — Чугуевка (см. рис. 1, разрез 8) собраны *Syrptomeria subulata* (Heer) Sveshn., *Clyptostrobus wachrameevi* Sveshn., *Diksonia* sp., *Platanus* sp., *Rulae* sp. и др., характерные, по мнению С.И. Неволной, для флористического комплекса монастырского горизонта. Южнее, в бассейне р. Лев. Чугуевка (см. рис. 1, разрез 9), также в основании толщи, И.П. Макухиной в 1961 г. собраны *Sequoia fastigiata* (Stern.) Heer, *Tumion* sp., *Sphenopteris onkilonica* Krysh., *Viburnum* sp., *Cladophlebis* cf. *oerstedtii* (Heer) Sew., *Platanus newbergiana* Heer. Этот комплекс, как считает С.И. Неволна, скорее всего сеноман-туронский. Находки ископаемой флоры и близость состава позволили параллелизовать описываемую толщу с приморской серией.

Повсеместно она перекрыта мощной (300—670 м) толщей базальтов, андезитобазальтов, андезитов с прослоями туффитов и туфоалевролитов. Различными исследователями она относилась то к самаргинской свите маастрихта, то к кузнецовской свите палеогена, то к кизинской свите неогена. На ее предположительно молодой возраст помимо положения в разрезе выше слоев с “приморской” флорой указывал также сравнительно свежий облик пород: наличие недевитрифицированных стекловатых разностей, “искристых” андезитобазальтов, неразложенных темноцветов, свежих основных плагиоклазов, что, в целом, не характерно для древних толщ среднего состава уровня синанчинской свиты. Здесь, на правом берегу р. Прав. Изюбринка, в 1957 г. Ф.Е. Киневым и И.З. Бурьяновой и в 1959 г. В.П. Феликсом в прослоях туфоалевролитов собраны *Taxodium* sp., *T. dubium* (Sternb.) Heer, *Equisetum arctica* Heer, *Ginkgo adiantoides* (Unger) Heer, *Osmunda sachalinensis* Krysht., *Phyllites* sp., *Sequoia* sp., *S. reichenbachii* Gein., *Cladophlebis?* sp., по заключению С.И. Невониной, датско-палеогенового времени.

Однако в 1993 г. на правом берегу р. Изюбринка в протяженных (до 1—2 км) прослоях (10—30 м) туффитов и туфоалевролитов в средней части описываемой толщи автором собраны, а С.И. Невониной определены: *Osmunda* sp., *O. cf. asuwensis* Matsuo, *Cladophlebis* sp., *C. cf. septentrionalis* Holl, *Onychiopsis* cf. *psilotoides* (Stokes et Webb.) Ward?, *Sphenopteris?* sp., *Gleichenites* sp., *Ginkgoites?* (Baiera?) sp. nov., *Pityophyllum* sp., *Sequoia?* sp., *Taxodium?* sp., *Taxites heterophylla* (Holl) Samyl., *Cephalotaxus?* sp., *C. aff. microphylla* Sveshn. et Budants., *Araucarites* cf. *kryshthovichii* Nev., *Cryptomeria?* sp., *Ussuria gracilis* Nev., *Thuja cretacea* (Heer) Newb., *Pityospermum* sp., *Corylus* sp., *C. cf. jeliseevii* Krysht., *Viburnum?* sp., *Hollickia?* sp., *Dicotylophyllum* sp., *Quereuxia angulata* (Newb.) Krysht. По мнению С.И. Невониной, сохранность отпечатков зачастую неудовлетворительная, нижнемеловые реликты *Onychiopsis psilotoides?* и *Ginkgoites?* (Baiera?) определены условно и на них полагаться нельзя. Как отмечает С.И. Неволлина, остальные виды присутствуют в армазовском, кисинском и монастырском флористических комплексах. Склоняясь все-таки к армазовскому горизонту, нельзя исключать и другие подразделения приморской серии. Возможен и новый палеофлористический комплекс в приморской серии или промежуточный между петрозувским и армазовским. Несмотря на определенную условность заключения, ясно, что с маастрихтскими дорофеевской или самаргинской свитами толщу андезитобазальтов междуречья Антоновка — Павловка — Чугуевка параллелизовать нельзя. Она не сопоставима также и с синанчинской свитой по следующим характеристикам: 1) более молодому палеофлористическому комплексу, 2) относительной кайнотипности пород, 3) наличии в основании довольно мощной толщи пирокластички кислого состава. Мы не знаем ни одного разреза петрозувской и синанчинской свит, сопоставимого по составу и строению с описываемой толщей. Ее нельзя параллелизовать и с приморской свитой, для которой, как известно [5, 9], характерен однообразный состав с преобладанием пирокластических образований риолитового и риодацитового состава, вулканы среднего состава весьма редки, а андезитобазальты и базальты нигде не описаны.

Таким образом, описанные отложения междуречья Антоновка — Павловка — Чугуевка не имеют аналогов в существующей схеме стратиграфии верхнего мела Приморья, в связи с чем предлагается их выделять в особое стратиграфическое подразделение — антоновскую толщу сеномана — коньяка, занимающую в схеме стратиграфии промежуточное положение между синанчинской свитой и приморской серией. Толща разделяется на две пачки: нижнюю (500—1000 м), сложенную туфами, игнимбритами риолитов, риодацитов и дацитов с прослоями туфопесчаников и туфоалевролитов, и верхнюю (300—670 м), представленную базальтами, андезитобазальтами, андезитами с прослоями туффитов и туфоалевролитов. Для уточнения состава, строения, возраста толщи и ее соотношения с другими стратиграфическими подразделениями необходимы дополнительные исследования.

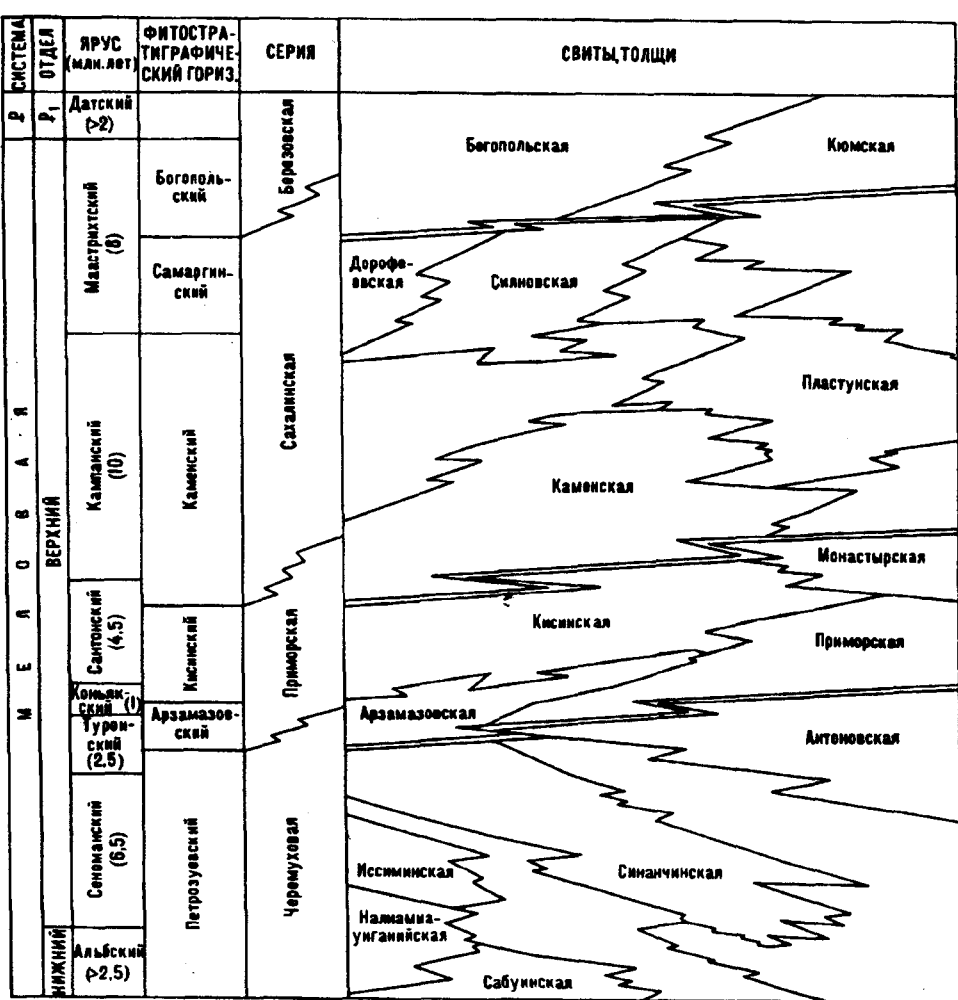


Рис. 3. Схема соотношения стратиграфических подразделений ВСАВП.

Ранее [6, 8] в качестве основных стратиграфических подразделений ВСАВП, отвечающих главным этапам вулканизма, предлагалось выделять серии — характерные естественные формационно-стратиграфические сообщества, состоящие из более мелких стратиграфических единиц — свит и толщ — с асинхронными литологическими границами, пилообразно смещающимися и скользящими по разрезу.

Однако асинхронность, как выясняется, свойственна не только свитам и толщам, но и сериям (рис. 3), что подтверждает представления В.Г. Сахно [13], отмечавшего соответствие различных этапов магматизма (с присущими им формациями) в разных зонах вулканических поясов Востока Азии в зависимости от геодинамического режима их развития. Это может послужить основой структурно-формационного анализа вулканического пояса, синхронизации и корреляции процессов вулканизма и осадконакопления позднего мела, палеовулканологических реконструкций, а в дальнейшем — методологической основой геологического картирования вулканических сооружений, отличающихся значительной фациальной и формационной изменчивостью.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аблаев А.Г. Позднемеловая флора Восточного Сихотэ-Алиня и ее значение для стратиграфии. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1974.

2. *Баскина В.А.* Магматизм рудоконтролирующих структур Приморья. — М.: Наука, 1982.
3. *Быковская Е.В., Подгорная Н.С.* Стратиграфия и петрология верхнемеловых и третичных вулканогенных образований Ольга-Тетюхинского района // Информ. сб. ВСЕГЕИ. — 1959. — № 17. — С. 12—44.
4. *Ветренников В.В.* Особенности вулканизма, тектоники и оруденения окраинно-материковых вулканических поясов. — М.: Недра, 1976.
5. *Левашев Г.Б., Рыбалко В.И., Изосов Л.А. и др.* Тектономагматические системы аккреционной коры / ДВО АН СССР. — Владивосток, 1989.
6. *Михайлов В.А.* Стратиграфия Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса // Вулканогенный мел Дальнего Востока / ДВО АН СССР. — Владивосток, 1989. — С. 14—35.
7. *Михайлов В.А.* Магматизм вулканотектонических структур южной части Восточно-Сихотэ-Алинского пояса / ДВО АН СССР. — Владивосток, 1989.
8. *Михайлов В.А., Рыбалко В.И., Неволлина С.И.* Основные стратиграфические подразделения Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса // Континентальный мел СССР (тезисы докладов) / ДВО АН СССР. — Владивосток, 1988. — С. 29—31.
9. *Назаренко Л.Ф., Бажанов В.А.* Геология Приморского края / ДВНЦ АН СССР. — Владивосток, 1987.
10. *Олейников А.В.* Некоторые черты геологического строения Среднего Сихотэ-Алия // Вулканические зоны Востока Азии / ДВНЦ АН СССР. — Владивосток, 1978. — С. 48—53.
11. *Плахотник В.Г.* Стратиграфия верхнемеловых и кайнозойских вулканогенных образований Северо-Восточного Сихотэ-Алия // Сов. геология. — 1962. — № 3. — С. 140—148.
12. *Рыбалко В.И., Неволлина С.И.* О возрасте ольгинской и нельминской серии в Южном Сихотэ-Алии // Инф. сб. ПГУ. № 6. — Владивосток: Дальневосточн. кн. изд-во, 1968. — С. 37—40.
13. *Сахно В.Г.* Позднемезозойские континентальные вулканические пояса Востока Азии: Автореф. докт. дис. — Владивосток, 1994.

*Приморгеолком
Владивосток*

*Поступила в редакцию
27 апреля 1994 г.*

V.A.Mikhailov

**NEW DATA ON THE STRATIGRAPHY
OF THE CRETACEOUS VOLCANOGENE,
THE CENTRAL SIKHOTE-ALIN**

The age, composition and structure of the Upper Cretaceous volcanogenic rocks of the south-western flanks of the East Sikhote-Alin volcanic belt is specified on the grounds of the investigations carried out in the recent years. Cenomanian-Coniacian antonovsky series occupying the intermediate position between the synanchinsky and primorsky series in the stratigraphic scheme is distinguished. It is illustrated that the main stratigraphic units of the belt are characterized by asynchronous lithological boundaries serratedly shifting and sliding along the section.

УКАЗАТЕЛЬ СТАТЕЙ,
ОПУБЛИКОВАННЫХ В ЖУРНАЛЕ ЗА 1994 г.

Андреев А.А., Сваричевский А.С. Трансформные разломы северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса	2
Астахов А.С. Минералого-геохимическая специализация шельфовых отложений окраинных морей Востока Азии	3
Афанасов М.Н., Степанов В.А. Рудоконтролирующая роль позднекембрийских поверхностей несогласий в структуре складчатых областей палеозоя (Приамурье)	5
Беляев Г.В., Е Тянь, Юань Кесин, Сюй Аньдун. Нижний кембрий севера платформы Янцзы: расчленение и корреляция по археоциатам с разрезами юго-восточной России	5
Бердников Н.В., Карсаков Л.П. Термобарогеохимические исследования метаморфизованных габброидов из расслоенного массива в бассейне р. Холодникан (южная Якутия)	3
Болотникова Т.Н. Палиностратиграфия кайнозойских отложений Павловского бурогоугольного месторождения (юго-западное Приморье)	1
Болотникова Т.Н. Новые данные по стратиграфии Чернышевского бурогоугольного месторождения (южное Приморье)	2
Быков В.Г. Отношение скоростей продольных и поперечных сейсмических волн и физико-механические свойства горных пород	1
Варнавский В.Г. О перспективах нефтегазоносности приматерикового шельфа Татарского пролива	3
Варнавский В.Г., Крапивенцева В.В. Палеогеографические критерии нефтегазоносности Верхнебуреинской впадины	6
Власов Г.М. Тихий океан: итоги глубоководного бурения и тектоника плит, некоторые геологические проблемы	5
Войнова И.П., Зябрев С.В., Приходько В.С. Петрохимические особенности раннемеловых внутриплитных океанических вулканитов Киселевско-Маноминского террейна (северный Сихотэ-Алинь)	6
Говоров И.Н., Школьник Э.Л., Мельников М.Е., Хершберг Л.Б., Волохин Ю.Г., Васильев Б.И., Мечетин А.В. Комплексные месторождения фосфоритов и кобальт-марганцевых корок Западной Пацифики: условия залегания, вещественный состав, закономерности размещения	5
Голубев В.М. Конспект теории развития Земли и человека	2
Гоневчук В.Г., Гоневчук Г.А., Герасимов Н.С. Место и особенности генезиса пурильских гранитоидов в составе мяо-чанской оловоносной серии Дальнего Востока	5
Горошко М.В., Кириллов В.Е. Геология и металлогения Учуро-Майского района юго-восточной окраины Сибирской платформы	4
Горошко М.В., Соломатин Г.Б., Николаев В.В. Новые геолого-геофизические данные о структуре и рудоносности Арбарастахского массива	2
Гулий В.Н. Особенности минерального состава и рудоносность докембрийских карбонатных пород Алданского щита	2
Деревскова Н.А., Куликов Н.В. Типы коллекторов нефти и газа северо-восточного шельфа Сахалина	1
Дубинин Е.П. Границы плит океанической литосферы	3
Еремин Г.Д. Вычисление абсолютной погрешности разности температур при геотермических исследованиях	1
Жирнов А.М. Золотоносность Хинганской области Верхояно-Буреинского металлогенического пояса	4
Захаров Ю.Д. Стратотип границы индского и оленекского ярусов нижнего триаса	4
Зимин С.С., Ленников А.М., Октябрьский Р.А., Соляник А.Н., Худоложкин В.О. О роли фосфора в магматических расплавах и природе апатитоносных базитов	5
Зябрев С.В. Раннемеловые кремни Киселевско-Маноминского террейна — наиболее молодые океанические отложения в структуре юга континентальной части Дальнего Востока России	6
Ивашов П.В. Экспериментальное моделирование процесса химического выветривания минералов	2
Игнатьев В.А. Наледи и мантийные диапиры на Чукотке	2
Каплун В.Б. Результаты магнитотеллурических зондирований западной части Сихотэ-Алинской складчатой системы	5

Касаткин С.А., Сорокин Б.К., Митрохин А.Н. Геодинамика разрывных систем Фестивального месторождения (Комсомольский рудный район)	6
Кириллова Г.Л. Сравнительная характеристика внутриконтинентальных рифтовых бассейнов восточной Азии: Суляо и Амуро-Зейский	6
Кириянов В.В. Меловая флора бассейна верхнего течения р. Юдома	6
Коростелев П.Г., Гвоздев В.И., Демашов С.Б., Кокорин А.М., Кокорина Д.К., Куксенко В.А., Недашковский А.П., Семеняк Б.И., Сinyaев Е.Я., Сучков В.И. Соотношение оловянной и молибденовой минерализации в оловорудных месторождениях Дальнего Востока	3
Коростелев П.Г., Демашов С.Б., Кокорин А.М., Кокорина Д.К., Сinyaев Е.Я. Топазовые грейзены Хинганского месторождения	5
Корчагин Ф.Г., Маслов Л.А. Геодинамика Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода	1
Кравченко Н.С., Бурдэ Б.И. Петрохимические и геохимические особенности главных типов магматических горных пород Приамурья	1
Лихт Ф.Р. Условия образования и стратиграфия нижнемеловых отложений южного Приморья	6
Мальшев Ю.Ф., Липина Е.Н. Геотермические характеристики структурных элементов земной коры Восточной Азии и их связь с глубинным строением	1
Маляренко А.Н., Леликов Е.П. Габбро-плагиогранитные и плагиогранитные ассоциации Филиппинского моря	1
Маркевич В.С., Болотский Ю.Л., Бугдаева Е.В. Кундурское месторождение динозавров в Приамурье	6
Маргын Ю.А. К проблеме химической классификации базальтовых пород — систематика по глинозему	2
Мельников М.Е., Пуляева И.А. Железомарганцевые корки поднятия Маркус-Уэйк и Магеллановых гор Тихого океана: строение, состав, возраст	4
Мельников О.А. Новые данные о палеогеновых отложениях в Западно-Сахалинском антиклинории	1
Михайлов В.А., Олейников А.В. Стратиграфия петрозевского горизонта восточного Приморья	6
Морин А.О. Возраст, кинематика и амплитуда Прибрежного разлома (западное Приохотье)	5
Наталин Б.А., Алексеенко С.Н. Сдвиговые дислокации амурского комплекса и их значение для меловой геодинамики Востока Азии	1
Наталин Б.А., Фор М., Монье П., Борукаев Ч.Б., Приходько В.С., Врублевский А.А. Аноийский метаморфический купол (Сихотэ-Алинь) и его значение для мезозойской геодинамической эволюции восточной Азии	6
Нехорошева Л.В. Девонские мшанки Приамурья	2
Олейник Ю.Н., Рязанцева М.Д. Раннемеловой магматизм в восточном обрамлении Ханкайского массива	5
Павлюткин Б.И., Петренко Т.И. К стратиграфии третичных угленосных отложений юго-восточной окраины Ханкайского массива	2
Попов А.М. К вопросу об объеме прохоровской свиты Ханкайского массива (по данным изучения раннекембрийских водорослей)	4
Приходько А.Ю. Магнитно-минералогический принцип реконструкции геодинамической обстановки формирования магматических пород	3
Приходько В.С., Степашко А.А., Землянухин В.Н. Структура дунитового ядра Кондерского массива как основа локального прогноза коренной платины	1
Пушаровский Ю.М. О "субдуктологии" в свете нелинейной геодинамики	4
Раткин В.В., Хетчиков Л.Н., Пахомова В.А., Симаненко Л.Ф. Состав и физико-химические условия кристаллизации сфалерита как отражение зональности Партизанского скарново-полиметаллического месторождения (Приморье)	3
Раткин В.В., Шпикерман В.И. Урультунское стратиформное флюорит-свинцово-цинковое месторождение на Колыме: соотношение осадочных и гидротермальных процессов формирования руд	5
Рейснер Г.И., Попова А.К., Чичагов В.П. Современная эндогенная обстановка впадин внутренних и окраинных морей	5
Ромашкин А.И. Магматизм Ингилийского района как показатель позднепротерозойского рифтогенеза на юго-востоке Сибирской платформы	5
Руб М.Г., Баскина В.А., Руб А.К. Геохимические особенности файалитсодержащих граносиенит-порфиров Усть-Микулинского штока (Центральный Сихотэ-Алинь)	5
Рязанцева М.Д., Герасимов Н.С., Говоров И.Н. Рубидий-стронциевые изохроны и петрогенез магматических пород Вознесенского рудного района (Приморье)	4
Сахно В.Г., Матюнин А.П., Чашин А.А. Магматизм Широкопадинской рудно-магматической системы (южное Приморье)	4
Сидоров А.А., Еремин Р.А. Сравнительная металлогения Северо-Востока России и Аляски	2
Симаненко Л.Ф., Раткин В.В., Пахомова В.А., Дмитриев В.Е., Афанасьева Т.Б. Самородные минералы группы мышьяка в скарновых рудах Дальнегорского боросиликатного месторождения (юг Дальнего Востока России)	2
Соболев Р.Н., Туан Д.Ч. Рудоносные гранитоидные комплексы Южного Вьетнама	3
Степашко А.А., Столяров С.А. Петрохимическая структура дунитового ядра Чадского массива (Алданский щит)	3

Тан Тяньфу, Школьник Э.Л., Сюэ Яосун, Юй Цунлю. К проблеме генезиса зернистых фосфоритов платформы Янцзы (КНР)	4
Тарарин И.А., Чубаров В.М. Основные и ультраосновные породы Центрального разлома Филиппинского моря	1
Уфимцев Г.Ф. Время в науках о Земле: удивительное и многообразное	4
Филиппова Г.Г. Стратиграфия и флора меловых отложений северной части хр. Пекульней (Чукотка)	3
Чехов А.Д., Паланджян С.А. К тектонике офиолитов полуострова Тайгонс	6
Шнай Г.К. Лампрофиды Южного Верхоянья	3
Эйриш Л.В., Моисеенко В.Г. Принципы регионального прогноза золотого оруденения Дальнего Востока	5

Краткие сообщения

Варнаровский В.Г. О меловых эпохах угленакопления Востока России	6
Зонова Т.Д., Языкова Е.А. Меловые отложения о. Шикотан (Курильские острова)	6
Косыгин В.Ю., Исаев В.И., Пятаков Ю.В., Швец Л.Д. Методика количественной интерпретации аномального гравитационного поля с использованием блоково-градиентных моделей	1
Крымсалова В.Т. Радиоларии и стратиграфия вулканогенно-кремнисто-терригенных отложений междуречья Талаян — Правый Талаянын (хр. Рарыткин, Корякское нагорье)	1
Крымсалова В.Т. О меловых и палеогеновых радиолариях Пенжинского прогиба (Корякское нагорье)	2
Лян Чан Чен, Зимин С.С., Октябрьский Р.А., Молчанов В.П. Новый тип скарнового оруденения в Чхончжин-Кайшантуньской зоне офиолитов (КНДР и КНР)	4
Морин А.О. Влияние экспозиции обнажения на измерение ориентировок тектонических трещин	1
Чехов А.Д. К тектонике Корякского нагорья (двадцать лет спустя)	4
Юшманов Ю.П., Врублевский А.А. К вопросу о тектоностратиграфическом строении Дальнегорского рудного района (Приморье)	4

Критика и дискуссии

Михайлов В.А. К вопросу о выделении новых стратиграфических единиц в меловых образованиях Приморского края	5
Резанов И.А. Капитальная сводка по геологии Тихоокеанской впадины	5

Хроника

О первом совещании региональных координаторов Международного проекта 350 "Изменение окружающей среды и биоты Восточной и Южной Азии в течение мелового периода"	3
Предварительные результаты работ китайско-российской экспедиции по проекту 350 Международной программы геологической корреляции	2

Юбилейные даты

55-летие Галины Леонтьевны Кирилловой	3
70-летие Ольги Владиславовны Равдоникас	4

Некрологи

Юрий Александрович Косыгин (1911—1994)	2
Леонид Львович Красный (22.IX.1938—31.X.1993)	2
Игорь Ипполитович Берсенев (1916—1993)	2
Николай Иванович Лаврик (10.01.1929—28.06.1994)	5

PACRIM '95

19-22 NOVEMBER 1995 AUCKLAND, NEW ZEALAND
FIRST ANNOUNCEMENT AND CALL FOR PAPERS

PACRIM '95 will examine the geology and ore deposits of the dynamic environment of the Pacific Rim. It will also examine the political, economic and environmental constraints on mining and exploration in this area of increased investment. The Congress will have eight main themes.

THEME 1: METALLOGENY AT PLATE BOUNDARIES

The Pacific Rim and Pacific Basin contain many of the world's best-known examples of divergent, convergent, strike-slip and oblique-slip tectonic regimes. This theme will focus on metallogeny at plate boundaries, and will include the following topics.

- Tectonic setting of ore deposits
- Sea floor mineralisation: modern and ancient
- Gold mineralisation at plate boundaries
- Porphyry deposits
- Gold in arc terrains: the magmatic connection
- Fluid migration in diverse tectonic regimes
- Sediment-hosted base metal sulphide deposits

THEME 2: CASE HISTORIES OF RECENT DISCOVERIES

This theme will include papers which describe case histories of ore deposits which have recently been discovered or have recently begun operations.

THEME 3: MINING AND THE ENVIRONMENT

Environmental planning has become an integral part of every exploration and mining venture. This theme will address methods which help minimise the environmental impact of mining and exploration, with an emphasis on the special needs and requirements of the Pacific Rim region. Topics in this theme will include the following:

- Exploration methods to minimise environmental impact
- Mine site environmental management and waste disposal
- Off-site environmental impacts and management
- Environmental standards and special regional needs

THEME 4: MINING GEOLOGY: PROBLEMS AND SOLUTIONS

The complex geology of many of the ore deposits in the Pacific Rim region creates challenging problems for mine geologists. This theme will focus on these challenges, and will explore possible solutions. Topics will include:

- Structural analysis applied to mining geology
- Grade control techniques: reconciliation and evaluation
- Geotechnical problems related to extraction
- Drilling technology

THEME 5: MINING AND METALLURGY

Mining and metallurgy form the core of the mineral extraction industry. This theme will include case studies of mining and processing operations in the Pacific Rim region.

THEME 6: POLITICAL AND ECONOMIC CONSTRAINTS

This theme will examine the diverse political and economic framework of the many countries which surround the Pacific Rim, including the following topics.

- Government controls on mining
- Investment opportunities in Pacific Rim nations
- International reserves and resources codes
- Economic and legal constraints on mining and exploration

THEME 7: STRUCTURAL GEOLOGY, TECTONICS, GEOPHYSICS AND GEODYNAMICS

The dynamic environment of the Pacific Rim has contributed fundamentally to our understanding of the interrelations among structural geology, tectonics, geophysics and geodynamics. This theme will explore these topics.

THEME 8: PETROLOGY, GEOCHEMISTRY AND VOLCANOLOGY

Petrology, geochemistry, and volcanology provide a record of the evolution of the earth's crust and mantle. This theme will explore the following topics.

- Evolution of plate boundaries and concomitant magmatic evolution
- Tectonic controls on metamorphism
- Ophiolite complexes
- Subduction related magmatism
- Metamorphic core complexes
- Recent circum-Pacific volcanism

Expression of interest

I am interested in attending the Congress
 I am interested in presenting a paper
I am interested in the following themes: (circle one)
1 2 3 4 5 6 7 8
 I am interested in being an exhibitor
 I am interested in pre-and post-Congress tours
I will / will not be accompanied
Name: _____
Address: _____

Fax: _____

Please return to:

Mrs. Charmayne Perera
The Australasian Institute of Mining and Metallurgy
P.O. Box 122
Parkville, Victoria 3052
Australia
Phone: +61-3-347-3166
Fax: +61-3-347-8525

Receipt of abstracts (no more than 500 words)	31 December 1994
Notification of abstract acceptance	31 January 1995
Receipt of papers	30 April 1995
Notification of acceptance of papers	31 July 1995
Receipt of final papers	15 September 1995

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор *Н.А. ШИЛО*

Романовский Н.П. (зам. главного редактора), Симаков К.В. (зам. главного редактора), Кириллова Г.Л. (отв. секретарь), Бакулин Ю.И., Власов Г.М., Врублевский А.А., Лаврик Н.И., Малышев Ю.Ф., Моисеенко В.Г., Попеко Л.И., Равдоникас О.В., Ревердатто В.В., Сергеев К.Ф., Сидоров А.А., Сухов В.И., Шарпов В.Н., М. Хэлбути (США), А. Аоки (Япония), Чень Гога (КНР)

РЕДАКЦИОННЫЙ СОВЕТ

В. Патон (США), Д. Грайбек (США), С. Портер (США), Ян Красон (США), М. Сесили (Канада), А. Пантелеев (Канада), Х. Окада (Япония), М. Шимазу (Япония), Т. Нозава (Япония), Лю Гуандин (КНР), Сунь Шу (КНР), Ки-хун Чанг (Корея), Кейс Крук (Австралия), Пан В.П., Троян В.Б., Гагаев В.Н., Бедокуров Е.Н., Ващиллов Ю.Я., Буряк В.А., Сычев П.М., Красный М.Л., Некрасов И.Я.

Адреса редакции: 680063 Хабаровск, ул. Ким Ю Чена, 65. ИТиГ ДВО РАН
630099 Новосибирск, ул. Советская, 18, ВО "Наука". Сибирская издательская фирма. Тел. 35-72-52

Зав. редакцией *Н.А. Лившиц*
Мл. редактор *М.А. Языкова*
Художественный редактор *Л.В. Матвеева*
Технический редактор *Л.П. Минеева*
Оператор набора *В.В. Чернова*
Оператор электронной верстки *Т.Р. Пантхакина*

Сдано в набор 09.08.94. Подписано к печати 11.11.94. Бумага типографская. Формат 70 × 108 1/16. Офсетная печать. Усл. печ. л. 14,7. Уч.-изд. л. 15. Тираж 228 экз. Заказ № 209.

Ордена Трудового Красного Знамени ВО "Наука". Сибирская издательская фирма.
630099 Новосибирск, ул. Советская, 18.

Оригинал-макет изготовлен на настольной издательской системе.
Новосибирская типография № 4 ВО "Наука". 630077 Новосибирск, ул. Станиславского, 25.

(Адрес подписчика)