



ISSN 0002-3272

Е.Л. Лебедев

СТРАТИГРАФИЯ И ВОЗРАСТ ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНОГЕНННОГО ПОЯСА



«НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Е.Л. Лебедев

СТРАТИГРАФИЯ
И ВОЗРАСТ
ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО
ВУЛКАНОГЕННОГО
ПОЯСА

Труды, вып. 421



МОСКВА
"НАУКА"
1987

Academy of Sciences of the USSR
Order of the Red Banner of Labour Geological Institute

E.L. Lebedev
**STRATIGRAPHY AND AGE
OF THE OKHOTSK-CHUKOTSK VOLCANOGENIC BELT**

Transactions, vol. 421

Лебедев Е.Л. Стратиграфия и возраст Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. — М.: Наука, 1987. (Труды ГИН АН СССР; Вып. 421).

В работе рассмотрены возраст Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, стратиграфия и этапность его развития, влияние вулканизма на климат. Приводятся некоторые особенности расчленения и прослеживания разновозрастных вулканогенных толщ. Рассматривается эволюция меловых флор пояса, отражающая этапность развития флор возвышенных местообитаний. На материале Охотско-Чукотского пояса показана возможность широкого применения палеоботанического метода для расчленения и корреляции мощных наземных вулканогенных толщ контрастного состава. Табл. 11, ил. 46, библиогр. 550 назв.

Рецензенты:

М.П. Долуденко, Н.И. Филатова

Редакционная коллегия:

академик А.В. Пейве (главный редактор),
член-корреспондент АН СССР *П.П. Тимофеев*,
В.Г. Гербова, В.А. Крашенинников

Ответственный редактор

В.А. Вахрамеев

Reviewers:

M.P. Doludenko, N.I. Filatova

Editorial Board:

Academician A.V. Peive (Editor-in-Chief)
Corresponding Member of the USSR Academy of Sciences *P.P. Timofeev*,
V.G. Gerbova, V.A. Krashennnikov

Responsible editor

V.A. Vachrameev

ВВЕДЕНИЕ

Охотско-Чукотский вулканогенный пояс с проявлениями золото-серебряного оруденения занимает площадь около 500 тыс. км² и имеет протяженность более 3 тыс. км. Кроме того, он является тектонотипом краевых вулканогенных поясов. Это заставляет обращать особое внимание на тщательное изучение строения и истории развития данной структуры.

Многие стороны палеовулканической деятельности и геологического строения вулканотектонических областей не могут быть поняты без детального изучения их стратиграфии. Между тем специальные биостратиграфические исследования, включающие прослеживание по флористическим данным разновозрастных вулканогенных толщ, выяснение их соотношений со стратотипами и т. п., в Охотско-Чукотском поясе до последнего времени практически не применялись. В результате многие геологические карты, составленные ранее для этих районов, по существу, являлись литологическими, что в условиях резкой фациальной изменчивости вулканитов нередко приводило к ошибкам в стратиграфии, а следовательно, и к сделанным на этой основе выводам.

Биостратиграфический метод широко используется и оказывает большую помощь в изучении стратиграфии и геологическом картировании осадочных отложений. В отношении его применения в вулканических областях существовал известный скептицизм, поскольку господствовало мнение, что вулканогенные толщи в силу специфики их накопления редко содержат представительные комплексы растений, а традиционный биостратиграфический метод здесь мало эффективен. Однако оказалось, что именно специфика накопления вулканогенных толщ способствует захоронению разреженных, но представительных по видовому составу тафоценозов, которые образуются в условиях расчлененного рельефа, пестрого состава растительных ассоциаций и массовой их гибели при интенсивных пеплопадах. Это служит основанием для проведения фито-стратиграфических работ и в областях, сложенных почти исключительно субазральными вулканогенными образованиями, как это имеет место в Охотско-Чукотском поясе, конечно, в комплексе с общегеологическими и палеовулкано-геологическими исследованиями.

Изучение меловых флор Охотско-Чукотского пояса имеет большое значение и для палеофлористики. Дело в том, что одной из важнейших задач палеоботаники является изучение переломных рубежей в развитии флор прошлого. Крупнейшим событием такого рода в истории растительного мира Земли является перестройка растительности на рубеже раннего и позднего мела, где отмечается появление и широкое расселение покрытосеменных, господствующих в современной растительности. Кроме того, важно выявление роли климато-ландшафтной обстановки в этом процессе. До последнего времени представления о характере данной перестройки опирались в основном на изучение равнинных флор из осадочных отложений. Между тем есть все основания полагать, что некоторые "прогрессивные" группы растений первоначально занимали более возвышенные местообитания. Однако в горных районах, приуроченных к древним складчатым областям, вероятность захоронения растительных остатков очень мала.

При решении этих вопросов Охотско-Чукотский вулканогенный пояс во многих отношениях может служить уникальным объектом для палеофлористических построений. Флоры пояса произрастали в возвышенных местообитаниях вулканически активной области, где захоронение склоновой растительности в единой последовательности на рубеже раннего и позднего мела могли сохраняться вследствие компенсационного характера подобных вулканогенных структур. Поскольку флоры пояса занимали

более высокие гипсометрические уровни, они достаточно специфичны, а изменения климата сказывались на них более резко, чем на равнинных флорах. Это облегчает выявление ряда климатически обусловленных особенностей в развитии переходных от мезофиты к кайнофиты флор возвышенностей, прослеженных затем в среднемеловых флорах на обширных территориях Сибирско-Канадской палеофлористической области, а также роли климато-ландшафтной обстановки в расселении ранних покрытосеменных. Одновременно, поскольку флоры являются хорошим индикатором климатических изменений, облегчается и обратная задача — реконструкция изменений палеоклимата по составу флористических комплексов. Между тем меловые флоры Охотско-Чукотского пояса в силу традиционных представлений о редкости здесь находок ископаемых растений до последнего времени были изучены недостаточно. Это создавало определенные пробелы в наших знаниях о перестройке растительности в среднемеловое время.

Охотско-Чукотский пояс является единственным районом в Советском Союзе, где в единой структурно-фациальной зоне наблюдается непрерывная последовательность флористических комплексов на рубеже раннего и позднего мела. В южном полушарии Земли области умереннотеплого климата с соответствующей растительностью в мелу практически неизвестны. К настоящему времени установлено, что в меловой период аридные зоны и субтропические условия распространялись там до южных окончаний Южно-Американского и Африканского континентов.

Изучение меловых флор в труднодоступных районах Охотско-Чукотского пояса мы начали в 1973 г. при активной помощи экспедиций объединения Аэрогеология. Коллекции меловых растений из вулканогенных образований, положенные в основу настоящей работы, собраны нами в пределах Ульяновского, Охотского, Пенжинского, Анадырского и Центрально-Чукотского секторов пояса. Ряд коллекций был получен от сотрудников ЛГО Аэрогеология, Хабаровского и Камчатского геологических управлений.

При проведении полевых работ большую помощь оказали сотрудники ЛГО Аэрогеология, и прежде всего А.Л. Ставцев, А.С. Рейтлингер, Д.В. Синельников, В.Ф. Лиховицкий, Л.И. Кутузов, А.А. Розенкранц, В.В. Громов, В.Н. Фролов, В.Б. Агентов, В.И. Кричевец, Н.И. Филатова, Н.С. Шпак, И.И. Филичев, Б.Р. Григорян, А.Н. Ивлев, И.М. Фердман. Коллекции меловых растений и ценные сведения передали нам также А.А. Раузер, И.Ф. Ухина, Т.П. Хюппенен, Т.С. Степина, В.И. Дрондин, Ю.Н. Гамалев, А.Б. Цукерник, С.С. Лобунец, В.М. Гундобин, Т.В. Свербилсва, Л.И. Махонина, А.А. Алексеев, М.А. Назарова, В.А. Фараджев, Н.С. Афанасьева, Э.А. Стрижко, И.И. Сонин, А.С. Монтин, К.С. Васильев, В.В. Ковалева, С.И. Политова, Н.А. Назаров, С.И. Горохов, В.И. Белянкин и др. (Аэрогеология), Ю.М. Хотин, Ю.С. Турчинович (Камчатское ТГУ). Кроме того, важную научную информацию нам предоставляли и оказывали содействие М.Т. Турбин, Ю.П. Рассказов, В.Е. Чепыгин, В.А. Гурьянов, Е.Б. Бельтнев, М.В. Мартынюк, В.А. Ярмолук, Ф.С. Фролов, В.Б. Григорьев, Л.Р. Переверзев, Г.Р. Шишкина (Дальгеология), Ю.И. Никитин (ДВИМС), В.Г. Мальцев, В.В. Шульга, Б.И. Перминов (Охотская ГРЭ), А.И. Садовский, В.А. Титов, Г.П. Терехова, А.Д. Деятелилова, Г.М. Сосунев, М.Л. Гельман, П.О. Генкин, Ю.М. Бычков, К.В. Паракецов, Ю.Г. Кобылянский (Севостокгеология) и другие сотрудники перечисленных организаций. Большую помощь оказали работники местной авиации (Н.С. Малеванный, А.М. Тарасов и др.). Ряд вопросов строения Охотско-Чукотского пояса с большой пользой обсуждался с В.Ф. Белым.

В работе использованы и материалы спорово-пыльцевых анализов, проведенных П.И. Битюцкой, Г.Д. Давыдовой, Г.М. Братцевой. Нами просматривались рабочие коллекции меловых растений, имевшиеся в распоряжении Г.Г. Филипповой, М.М. Кошман, А.М. Камаевой. Отдельные вопросы обсуждались с палеоботаниками В.А. Самылиной, Т.Н. Байковской, И.А. Ильинской, Н.Д. Василевской, А.И. Киричковой.

Работа выполнена в лаборатории палеофлористики и стратиграфии континентальных отложений Геологического института АН СССР под руководством члена-корреспондента АН СССР В.А. Вахрамеева. Ряд вопросов обсуждался с академиком В.В. Меннером и доктором геолого-минералогических наук В.А. Крашенинниковым. Автор постоянно пользовался консультациями и советами В.А. Вахрамеева, М.А. Ахметьева, С.В. Мейена, М.П. Долуденко, Г.Е. Некрасова. Большую работу провели К.А. Печникова и Е.И. Костина, сотрудники фотолaborатории и картбюро ГИН АН СССР. Значительную помощь оказала В.К. Большакова.

Всем перечисленным лицам автор приносит глубокую благодарность.

ГЛАВА ПЕРВАЯ

ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЯ

Охотско-Чукотский вулканогенный пояс (ОЧВП) имеет площадь около 500 тыс. км² и протягивается более чем на 3 тыс. км вдоль Тихоокеанского сектора нашей страны, от бассейна р. Киран (хребет Джугджур) на юго-западе до Чукотского полуострова на северо-востоке; относится к окраинно-материковым вулканогенным поясам. Впервые эту структуру выделил в 30-е годы С.В. Обручев [1934, 1938]. ОЧВП — один из крупнейших структурных элементов Северо-Востока СССР — выполнен мощными (до 5000 м) субаэральными вулканогенными образованиями. Стратиграфию ОЧВП изучали многие геологи объединений Севвостокгеология (СВПГО, г. Магадан) и Дальгеология (ДВПГО, г. Хабаровск), ПГО Аэрогеология, СВКНИИ ДВНЦ АН СССР и других учреждений. Полный обзор этих исследований в рамках данной работы невозможен. Кратко они изложены при описании отдельных секторов пояса, а до 1966 г. — в сводной работе по геологии Северо-Востока СССР [Геология СССР, 1970].

Остановимся на эволюции основных представлений о возрасте вулканогенных образований ОЧВП.

На межведомственном стратиграфическом совещании 1957 г. в г. Магадане вулканогенные образования северо-восточного отрезка пояса, выделявшиеся в чаунскую серию, относили к верхнему мелу без уточнения. В более южных частях ОЧВП вулканиты были разделены на две серии: нижнемеловую охотскую (палеотипные андезиты) и верхнемеловую эвенскую (кислого состава). Между этими сериями предполагалось региональное угловое несогласие. Е.К. Устиев [1959, 1963а, б, 1965] считал, что пояс развивался в течение мела—палеогена, захватывая, возможно, верхи юры и неогена. В строении ОЧВП он выделял три разделенных несогласиями структурных этажа (снизу вверх): палеотипные эффузивы с преобладанием андезитов и андезито-базальтов (верхняя юра—нижний мел); преимущественно кислые эффузивы, отличающиеся эксплозивным характером извержений (верхний мел); платобазальты (палеоген—неоген?).

В 50—60-е годы на территории ОЧВП были начаты широкие геологосъемочные и тематические работы, которые стали значительно более детальными к 70-м годам. В сводной работе по геологии Северо-Востока СССР [Геология СССР, 1970] вулканогенные образования пояса были отнесены к аптскому (включая и низы вулканогенного разреза Ульинского прогиба) — датскому ярусам. На втором стратиграфическом совещании (Магадан, 1975 г.) вулканиты пояса были отнесены к альбу—сеноману. Большое внимание стратиграфическому изучению ОЧВП уделял В.Ф. Белый [1969а, 1975а, 1977, 1982; Белый и др., 1970а; и др.], который в последних работах относит вулканические покровы пояса к альбу—сеноману. В 60—70-е годы Г.Е. Некрасов, Н.Б. Заборовская, М.С. Марков и другие исследователи пришли к выводу, что во внутренней зоне ОЧВП, на пове Тайгонос, пояс начал развитие с конца верхней юры—начала нижнего мела. На Дальневосточном стратиграфическом совещании (Владивосток, 1978 г.) В.В. Громов и Е.Л. Лебедев [1978а] показали, что низы вулканогенного разреза в Ульинском прогибе, в южной части ОЧВП, по флоре относятся к нижнему неокому. Позднее было показано, что в пределах ОЧВП, от его южного замыкания до Чукотского отрезка, встречены сенонские отложения, датированные по флористическим комплексам [Филатова, Лебедев, 1982].

Меловые флоры Северо-Востока СССР изучали А.Ф. Ефимова [1959, 1963, 1966; Ефимова, Терехова, 1966], В.А. Зимин [1945], А.Д. Попова [1959], В.Д. Принада [1938], А.Н. Криштофович [1937, 1938, 1958а, б], Н.Д. Василевская [1957а, 1963,

1972, 1975, 1977а—в; Василевская, Абрамова, 1974; Василевская и др., 1975], Н.Н. Свешникова, Л.Ю. Буданцев [1969], А.Г. Аблаев [1973, 1974], Г.Г. Филиппова [1972а—в, 1975а—в, 1978а, б, 1979, 1980, 1982; Терехова, Филиппова, 1983], М.М. Кошман и др. Наиболее полные исследования ископаемых флор Северо-Востока СССР в 60—70-е годы провела В.А. Самылина [1959, 1960, 1962, 1963б, 1964, 1967а, б, 1968, 1972, 1973, 1974а, б, 1975, 1976; Самылина, Филиппова, 1970, 1973; Samylyna, 1968], выделившая по преемственности в составе и уровню развития семь стратофлор, или, по нашей терминологии, комплексов: пеженский (поздняя юра), ожогинский (неоком), селянский (апт), буоркемюсский (ранний альб), топтанский (средний альб), арманский (поздний альб, возможно часть сеномана), аркагаалинский (сеноман), гребенкинский (турон). Возраст буоркемюсской и топтанской флор приводится по работе В.А. Самылиной [1976]. Выделение этих комплексов послужило основой для дальнейшего палеоботанического обоснования стратиграфии континентальных отложений Северо-Востока.

Вопросы развития и палеофлористики меловых флор Северо-Востока СССР в той или иной степени рассматривали также В.А. Вахрамеев [1964б, 1966, 1976; Вахрамеев и др., 1970, 1979], Т.Н. Байковская [1956] и особенно В.А. Красилов [1975б, 1977б; Красилов и др., 1977, 1981].

Коллекции меловых растений из ОЧВП, представленные обычно по точкам небольшим количеством видов, определяли А.Н. Криштофович, В.А. Зимин, А.Д. Попова, В.Д. Принада, Н.Д. Василевская, В.А. Вахрамеев, Е.С. Рассказова, М.М. Кошман и др. Многие определения провели А.Ф. Ефимова, Г.Г. Филиппова, В.А. Самылина. Большинство этих определений помещено в работах В.А. Самылиной [1974а, б, 1976] и В.Ф. Белого [1977]. Значительную коллекцию ранне-среднеальбских растений из ОЧВП описала В.А. Самылина [1976]. Однако они происходят из осадочных, угленосных отложений омсукчанской и топтанской свит, развитых по западному борту пояса в омсукчанском грабене, и не решают вопросов корреляции с ними вулканитов ОЧВП.

Из вулканогенных образований ОЧВП несколько меловых растений описали А.Н. Криштофович [1937] из Ульяновского прогиба, А.Ф. Ефимова [1966] из Восточно-Чукотского участка, а в последние годы — В.А. Самылина и Г.Г. Филиппова [1970, 1973; Филиппова, 1972а, б, 1975в, 1980] из северных секторов пояса. В ОЧВП по сборам геологов, помимо альбских флор, наиболее часто встречались раннесеноманские флоры “аркагаалинского” типа с преобладанием хвойных растений, входящих, по нашим данным, в состав амкинской флоры, наиболее распространенной в поясе. Более высокие флоры позднего мела в поясе оставались практически неизвестными, не считая указаний В.А. Самылиной [1976] на небольшие коллекции тапской (13 видов), возможно соответствующей турону, и туромчинской флор. Флоры, относимые в 50—60-х годах к сеноману—дату, как показано В.А. Самылиной и нами, относятся к более раннему (альб-раннесеноманскому) уровню.

ОЧВП как вулканически активная область обладал расчлененным горным рельефом. Меловые флоры пояса произрастали в возвышенных местообитаниях, где изменения климата сказывались более резко, чем на равнинах. Поэтому флоры вулканогенного пояса достаточно специфичны, их состав и развитие отличаются от одновозрастных ассоциаций, произраставших в более теплых условиях равнин, а тем более приморских низменностей. Это определяло необходимость выделения опорных типовых флор в ОЧВП, к которым можно было бы привязывать и относительно небольшие коллекции растений, собранных среди вулканитов, т.е. произраставших в сходных условиях.

Большинство меловых комплексов, выделенных на Северо-Востоке СССР В.А. Самылиной [1974а, б], были установлены вне пределов ОЧВП или из осадочных, угленосных отложений, в разных структурно-фациальных зонах (рис. 1). Некоторые особенности состава средне-меловых флор, обусловленных, как будет показано ниже, изменениями климата, вызывали у ряда исследователей серьезные сомнения в последовательности арманского, аркагаалинского и гребенкинского комплексов, тем более что непосредственное взаимоотношение этих комплексов не наблюдалось. В стратотипической местности (восточная часть арманского вулканического поля) арманская свита, содержащая одноименный комплекс, с размывом залегает на отложениях неокма. Ольская свита, содержащая более высокий аркагаалинский комплекс, располагается в соседнем районе, в северной части Малтано-Ольского вулканического поля [Белый, 1977]. Типовая же аркагаалинская флора установлена западнее ОЧВП, среди угленосных

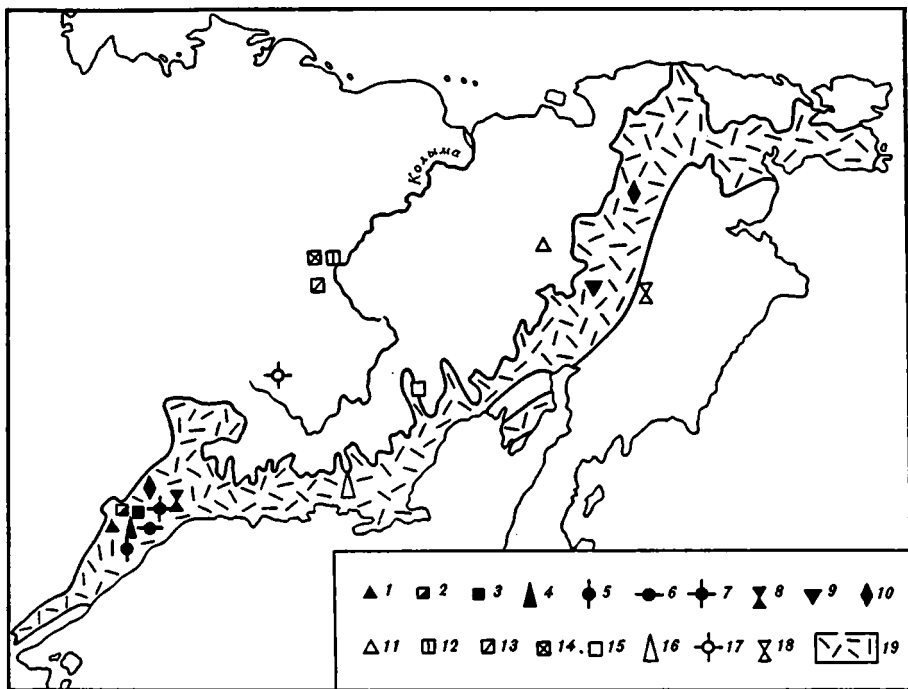


Рис. 1. Размещение типовых флористических комплексов в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе и сопредельных территориях Северо-Востока, выделенных Е.Л. Лебедевым [19836] и В.А. Самылиной [1974]

1–10 — флористические комплексы, установленные Е.Л. Лебедевым [19836] в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе, в Ульинском прогибе: 1 — матийский (берриас–валанжин), 2 — ядринский (ранний, возможно, часть среднего альба), 3 — еманринский (средний альб), 4 — ариндский (поздний альб), 5–7 амкинская флора (ранний сеноман), включающая комплексы: 5 — уенминский, 6 — усть-амкинский, 7 — гырбыканский, 8 — дукчандинский (сеноман–ранний турон), 9 — аянкинский (кампан, вероятно ранний), 10 — делокачанский (кампан), наиболее полно представленный в Центрально-Чукотском секторе; 11–18 — флористические комплексы, установленные В.А. Самылиной [1974] на Северо-Востоке СССР: 11 — пеженский (поздняя юра, бассейн р. Большой Анюй), 12 — ожогинский (неоком, бассейн р. Ожогойной), 13 — силяпский (апт, бассейн р. Ожогойной), 14 — буоркемюсский (ранний, возможно, часть среднего альба, бассейн р. Зырянки), 15 — топтанский (средний альб, бассейн р. Сугой), 16 — арманский (поздний альб, бассейн р. Армань), 17 — аркагалинский (ранний сеноман, бассейн р. Аркагала), 18 — гробенкенский (средний сеноман–ранний турон, р. Гребенка); 19 — территория Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Возраст ряда комплексов (№№ 16–18) несколько уточнен по нашим данным

отложений бассейна р. Колымы. Соотношение с более низкими или более высокими флорами здесь неизвестно [Самылина, 1973, 1974а, б]. Более высокая грабенкинская флора установлена восточнее ОЧВП, в среднем течении р. Анадырь (см. рис. 1).

Резкая фациальная изменчивость субазральных вулканогенных образований значительно повышает роль палеоботанических (биостратиграфических) исследований при датировке возраста, прослеживании вулканогенных горизонтов и разработке стратиграфии обширного ОЧВП. Однако преобладало мнение, что вулканогенные толщи из-за специфики их накопления редко содержат представительные комплексы [Кобылянский, 1975], а традиционный биостратиграфический метод малоэффективен при изучении вулканогенных образований.

Специальные фитостратиграфические исследования в ОЧВП мы проводили с 1973 г. Было показано, что именно специфика накопления вулканитов может способствовать формированию представительных по составу растительных тафоценозов. Опорная последовательность среднемеловых комплексов была установлена в единой структуре и на сравнительно небольшой площади в Ульинском прогибе (см. рис. 1). Тем самым была подтверждена общая последовательность комплексов, установленных В.А. Самылиной в осадочных отложениях. Результаты исследований ОЧВП изложены ниже.

СТРАТИГРАФИЯ И ИСКОПАЕМЫЕ ФЛОРЫ МЕЛОВЫХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ПОЯСА

Рассмотрим стратиграфию вулканогенных образований и флористические комплексы по отдельным районам ОЧВП. Районирование пояса по секторам приведено на рис. 2. Меловые флоры ОЧВП, обладавшего расчлененным рельефом, произрастали в возвышенных местообитаниях, вследствие чего их состав и развитие отличаются от одно-возрастных ассоциаций, произраставших на равнинах. Это определило необходимость выделения типовых флор внутри пояса, к которым можно было бы привязывать и относительно небольшие коллекции растений, собранные среди вулканитов. Опорной для ОЧВП является последовательность флористических комплексов, установленная в Ульинском прогибе, т. е. в пределах единой структуры, дополненная данными по другим отрезкам пояса. Существенно, что аналогичные флоры выявлены и на 1500—2000 км севернее, в Пенжинско-Анадырском секторе.

Поскольку ОЧВП протягивается с юга на север на 3000 км, что обуславливало широкое изменение растительности, то в каждом из секторов приводятся свои опорные флористические комплексы. Это удобно для практики геологического картирования. Объединяют эти комплексы по всему поясу выделенные нами горизонты.

Возраст ряда комплексов ОЧВП установлен по соотношению с фаунистически датированными приморскими флорами Северо-Востока СССР и Северной Аляски. Под-робное сравнение и отличия комплексов от выше- и нижележащих даются при описа-нии флор Ульинского прогиба. Возраст и определения коллекций меловых растений, если специально не оговаривается, по чьим данным они приводятся, даются в интерпре-тации автора.

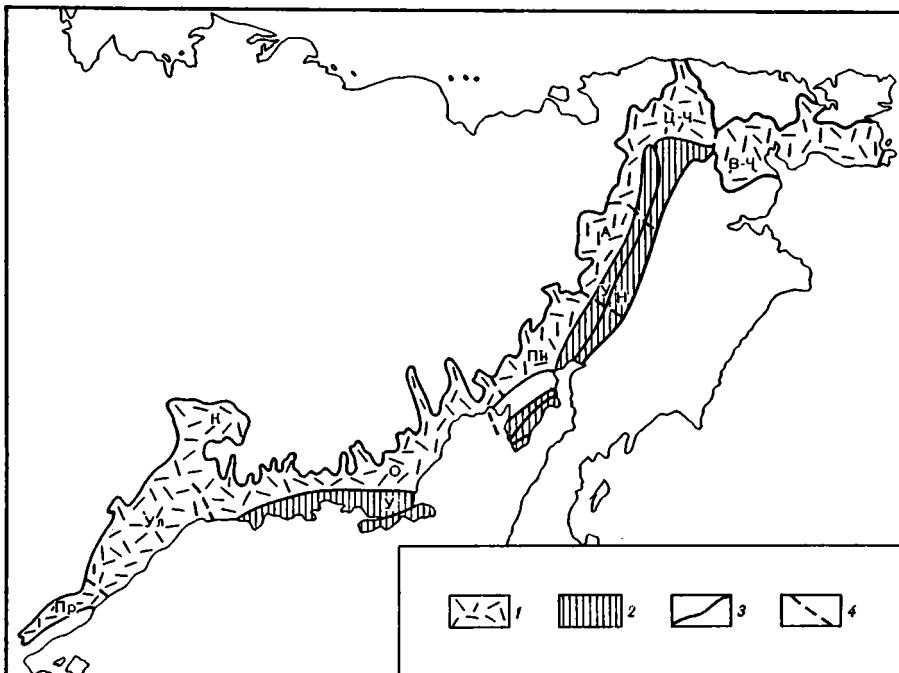


Рис. 2. Районирование Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (по В.Ф. Белому [1977], с допол-нениями)

1, 2 — зоны: 1 — внешняя, 2 — внутренняя (подзоны: у — унаследованная, н — новообразован-ная); 3, 4 — границы: 3 — пояса, зон, подзон, 4 — секторов и других подразделений (прогибы: Пр — Преджугджурский, Ул — Ульинский; К — Куйдусунская впадина; секторы: О — Охотский, Пн — Пенжинский, А — Анадырский, Ц-Ч — Центрально-Чукотский, В-Ч — Восточно-Чукотский)

1. УЛЬИНСКИЙ СЕКТОР

А. СТРАТИГРАФИЯ

Ульянский прогиб, приуроченный к юго-западному окончанию ОЧВП, представляет собой один из крупнейших структурных элементов пояса (около 350 X 170 км). С юга Ульяновский прогиб ограничен Прибрежным (Улканским) плутогенным поднятием [Моралев, Ставцев, 1961], северной границей является зона поперечных разломов северо-западного простирания, к которым приурочена Охотско-Кухтуйская депрессия. Прогиб отвечает внешней зоне пояса [Громов и др., 1980; Гринберг, 1976; Ставцев, Ботов, 1975].

Ульянский прогиб имеет северо-восточное простирание, согласное системе глубинных разломов, контролирующих его развитие, и выполнен меловыми вулканитами различного состава до 3000—3500 м мощности (рис. 3, 4). Значительная его часть располагается на срединном Охотском массиве, представленном как выступами метаморфических пород фундамента (архейские гнейсы, кристаллические сланцы), так и породами чехла (верхнедевонские? эффузивы и осадочные отложения верхнего палеозоя — нижней юры). Некоторые участки прогиба ложатся на геосинклинальные комплексы Яно-Колымской мезозойской складчатой области. На подстилающих породах меловые вулканиты залегают несогласно и с конгломератами в основании.

Стратиграфию и строение вулканогенных образований Ульяновского прогиба начали изучать в начале нашего века [Казанский, 1913; Зверев, 1914]. В 1938—1939 гг. В.И. Серпухов отнес эффузивы в западной части прогиба к мелу, разделив их на две части: основные (внизу) и кислые (вверху). В 1943—1946 гг. геологические работы проводили Е.Ф. Мартынов, К.Т. Злобин, В.А. Куцаенко, Л.С. Степаньков, С.И. Федоров, Г.Г. Кайгородцев, В.Я. Петров, Н.И. Грушкова, в 1955—1958 гг. — С.И. Федотов, И.К. Мухомор, Ю.В. Эльтеков, Е.Г. Песков и др. Результаты этих работ обобщил Г.Н. Чертовских [1964], разработавший в 1957 г. совместно с Т.В. Шейкашовой [1964] схему стратиграфии Ульяновского прогиба, послужившую основой для дальнейших работ (рис. 5).

С 1959 г. геологическая съемка проводится: в западной части прогиба экспедицией № 2 ПГО Аэрогеология (А.Л. Ставцев, М.А. Тархова, А.А. Беэр-Константиновский, И.М. Фердман, Н.С. Шпак, М.В. Минц, В.В. Громов, Л.И. Громова, А.Н. Ивлев, В.И. Кричевец и др.), в восточной — Северо-Восточным и Дальневосточным ТГУ, ныне ПГО Севвостокгеология и Дальгеология (Р.Б. Умитбаев, В.Ф. Карпичев, А.Ф. Корольков, Е.Г. Песков, Ф.С. Фролов, А.П. Иванов, В.А. Григорьев, Г.В. Роганов, Л.Р. Переверзев др.). В последние годы Г.А. Гринберг [1976], А.Г. Бахарев [1976], М.В. Минц [1974], З.М. Самозванцева, В.В. Ярмолюк [1973], В.Б. Агентов [1976] и другие геологи выполняют тематические, а автор — биостратиграфические исследования [Лебедев, 1975, 1978, 1979; Вахрамеев, Лебедев, 1976; и др.].

Согласно стратиграфической схеме Г.Н. Чертовских [1964], в основании вулканогенных образований Ульяновского прогиба залегает толща палеотипных вулканитов преимущественно среднего состава позднеюрско-раннемелового возраста, выше располагаются верхнемеловые и палеогеновые отложения (см. рис. 5). В составе верхнего мела выделены (снизу вверх): дальнинская свита кварц-полевошпатовых песчаников с прослоями алевролитов и аргиллитов, по флоре условно отнесенная к сеноману; учуликанская свита андезитов, андезито-базальтов, их туфов, вулканических брекчий и базальных конгломератов (сеноман—турон); амкинская свита, сложенная липаритами, дацитами, их туфами, туфолавами, туфогенными песчаниками и алевролитами (сеноман); хетанинская — андезитов, андезито-базальтов, изредка их туфов. К палеогену относили уракскую свиту стекловатых липаритов, трахитов, их туфов и туфолав и хакаринскую свиту оливиновых и двупикросеновых базальтов и андезито-базальтов. В сводной работе по геологии Северо-Востока [Геология СССР, 1970] палеотипные вулканиты, начинающие разрез меловых вулканогенных образований Ульяновского прогиба, отнесены к апту (см. рис. 5).

С 1961 г. в эту схему были внесены некоторые дополнения, в результате чего она выглядела следующим образом: аланская, ульбериканская и магейская свиты (нижний мел без уточнения), выше которых располагались верхнемеловые: дальнинская, учуликанская, амкинская, хетанинская и уракская свиты и палеогеновая — хакаринская.

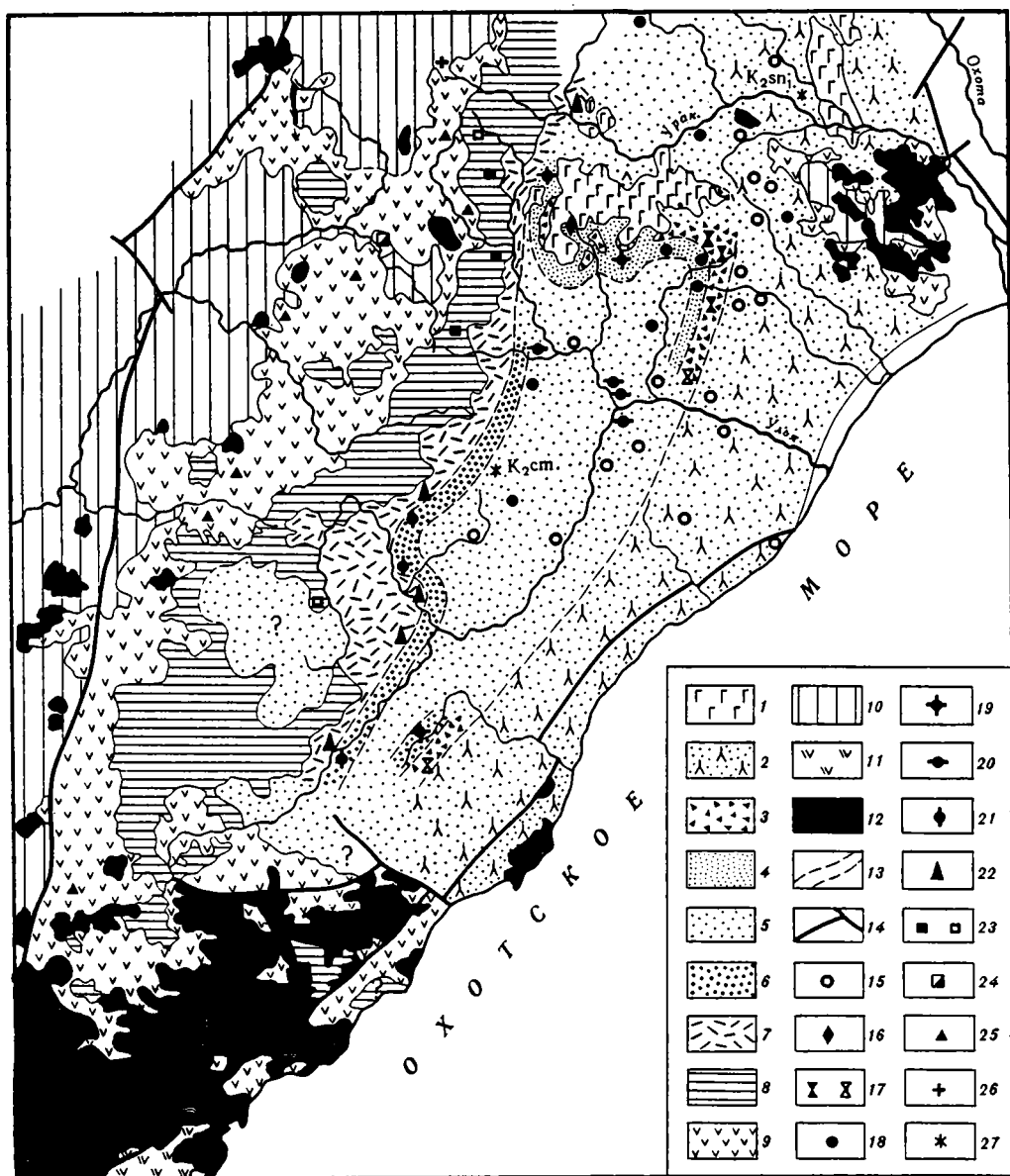


Рис. 3. Схема геологического строения Ульяновского прогиба (по Е.Л. Лебедеву [19836], В.И. Кричевец, В.Б. Агентову, Д.В. Синельникову, А.Л. Ставцеву, В.В. Грозову, с дополнениями)

1 — хакаринская свита; 2–7 — ульинская серия: 2 — нерасчлененная (турон-сенон), 3 — дукчандинский горизонт, 4 — гырбыканский подгоризонт, 5 — усть-амкинский подгоризонт, 6 — уенминский подгоризонт, 7 — ариндский горизонт; 8 — еманринская свита; 9 — учуликанская свита; 10 — породы основания (архей, палеозой, мезозой); 11 — джелонская (?) свита; 12 — меловые гранитоиды; 13 — простираение фитостратиграфических горизонтов; 14 — основные зоны разломов; 15–25 — основные местонахождения ископаемых растений: 15 — небольшие сборы в основном хвойных растений, 16 — делокачанский комплекс (кампан), 17 — дукчандинский комплекс (средний сеноман–ранний турон), 18–21 — амкинская флора (ранний сеноман): 18 — амкинская флора, нерасчлененная, 19 — гырбыканский (верхнеамкинский комплекс), 20 — усть-амкинский (среднеамкинский) комплекс, 21 — уенминский (нижнеамкинский) комплекс, 22 — ариндский комплекс (поздний альб), 23 — еманринский комплекс (средний альб), 24 — ядринский комплекс (ранний, возможно, часть среднего альба), 25 — матийский комплекс (берриас–валанжин); 26 — юрская флора; 27 — места взятия спорово-пыльцевых проб и их возраст, по П.И. Битюцкой. Незакрашенные символы флор — сборы с небольшим количеством видов. Распространение делокачанской толщи на схеме не показано

Возраст			Подразделе- ния	Колонка	Мощность, м	Флористический комплекс		
Верхний мел нижний палеоген			Хака- ринская свита		600	Не обнаружено		
Верхний мел			Делокачанская толща		50-60	Делокачан- ский	Anemia (?), Hausmannia, Pterophyllum, Cephalotaxopsis, Trochodendroides	
						Кетандин- ский	Разнообразие пыльцы группы Triprojectacites, единичные макроостатки	
							Дукчандин- ский	Birisia, Taeniopteris, Sphenobaiera, Araucarites anadyrensis, Menispermities aff. favosus, Platanus embicola, "Credneria" ex gr. grewiopsoides
						Амкинский	Гырбы- канский	Isoetites onkilonicus, Taeniopteris, Sphenobaiera orientalis, Libocedrus catenulata, Metasequoia cuneata, Quereuxia angulata, Trochodendroides ex gr. arctica
							Усть-Ам- кинский	Arctobaiera, Metasequoia cuneata, Araucarites ex gr. anadyrensis, Quereuxia angulata, Trochodendro- ides ex gr. arctica
							Уенмин- ский	Nilssonina, Sphenobaiera orientalis, Araucarites ex gr. anadyrensis, Metasequoia cuneata, Trochodendro- ides ex gr. arctica
							Ариндский	Gleichenia, Birisia ochotica, Taeniopteris, Desmiophyl- lum magnum, Elatocladus smittiana, Cephalotaxopsis heterophylla, Pagiophyllum triangulare, Menispermities sp.
						Еманринский	Cladophlebis arctica, Adiantopteris, Neozamites, Sphenobaiera biloba, Sequoia aff. minuta, S. ex gr. concinna, Dicotyledones	
							Ядринский	Osmunda denticulata, Neozamites, Heilungia, Desmiophyllum magnum
						Матийский	Cladophlebis aff. multinervis, Sagenopteris (?), Ginkgo ex gr. adiantoides, Pseudotorellia, обилие Czekanowskia, Phoenicopsis, Ctenis anyuensis	
Нижний мел			Еманринская свита		800-900			
Неоком	Учуликан- ская свита		700-1000					

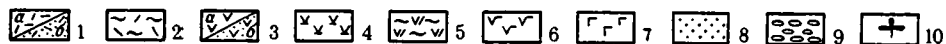


Рис. 4. Положение флористических комплексов в разрезе меловых вулканитов Ульинского прогиба
1 — липариты, трахилипариты (а), дациты и их туфы (б); 2 — игнимбриты кислого состава; 3 — андезиты, андезито-дациты (а) и их туфы (б); 4 — трахиандезиты; 5 — игнимбриты дацитового состава; 6 — андезито-базальты; 7 — базальты и трахибазальты; 8 — туфы, туффиты, туфопесчаники, вулканомиктовые песчаники; 9 — конгломераты, туфоконгломераты; 10 — остатки растений

Эта схема, исключая дальнинскую и учулинскую свиты, с 1965 г. была принята в практике геологосъемочных работ ПГО Азрогеология (см. рис. 5).

Первоначально стратиграфия Ульинского прогиба основывалась на представлениях о циклическом характере вулканизма. В своем крайнем выражении эти представления сводятся к тому, что все однитипные породы располагаются на одном уровне. Так, в 1945 г. С.И. Федотов разделил вулканогенный разрез на пять свит (снизу вверх): 1) основные палеотипные эффузивы; 2) кислые эффузивы; 3) кайнотипные основные эффузивы; 4) снова кислые эффузивы; 5) кайнотипные основные эффузивы. Нетрудно заметить, что схема Г.Н. Чертовских [1964] в основных чертах наследует представления С.И. Федотова (см. рис. 5). Последующие работы все более ясно показывали, что Ульинский прогиб в значительной степени сложен вулканогенными толщами контрастного состава. Резкая фациальная изменчивость вулканогенных пород по простиранию подтверждается и последующими биостратиграфическими исследованиями.

Во время геологосъемочных и биостратиграфических работ 1973–1976, 1979, 1981 гг. были пересмотрены стратотипы свит, выделенных первоначально в северо-западной части

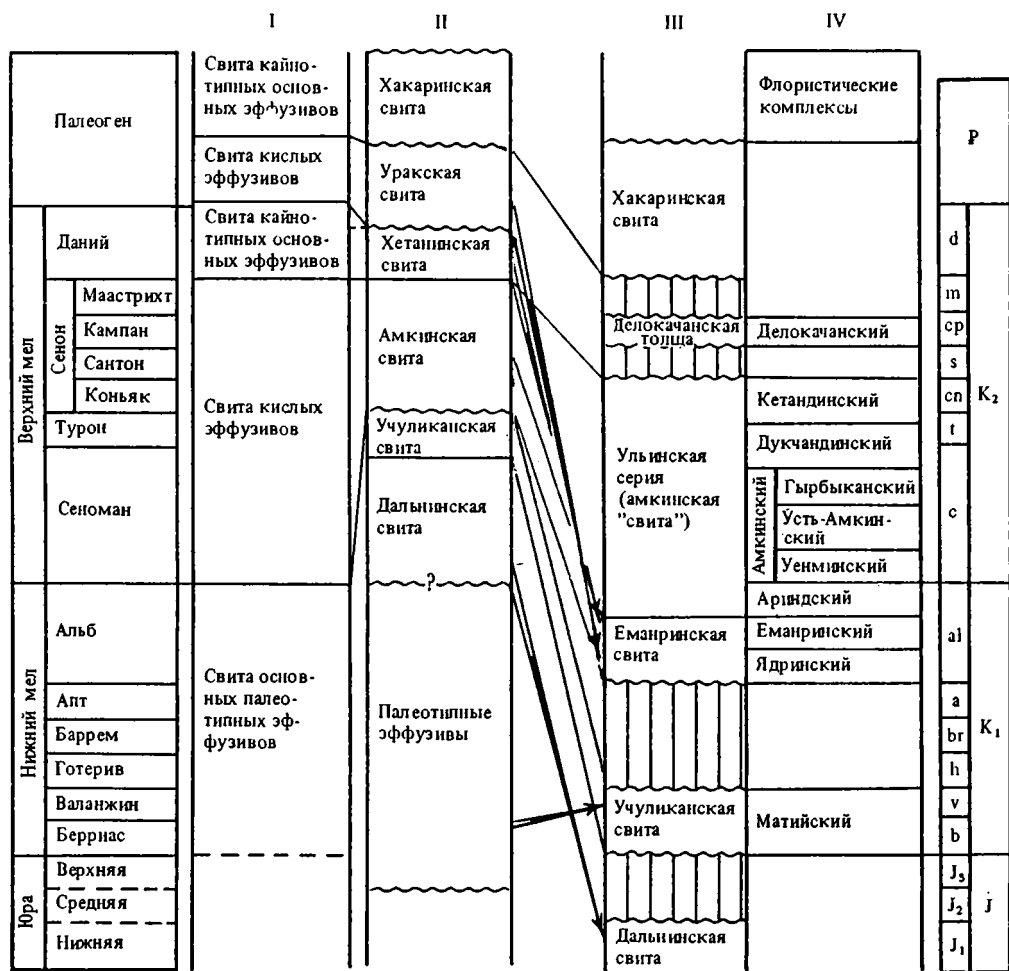


Рис. 5. Стратиграфические схемы вулканогенных образований Ульяновского прогиба по данным различных исследователей

I — С.И. Федотов (1945 г.), II — Г.Н. Чертовских (1957 г.), III — В.В. Громов, Е.Л. Лебедев (1977 г.), IV — Е.Л. Лебедев (1979 г.)

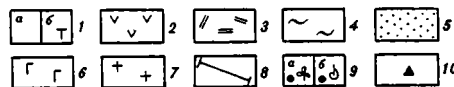
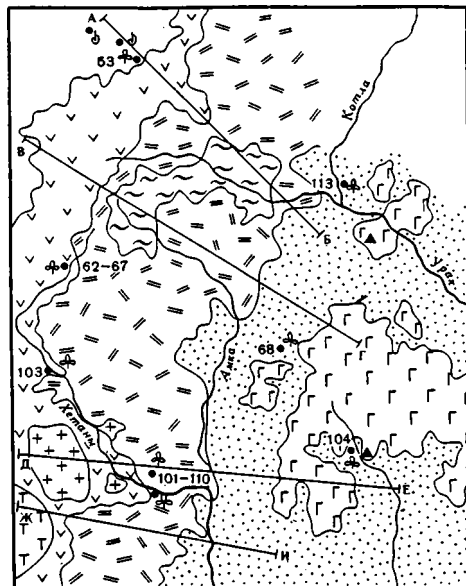
Стрелками показано уточнение положения в разрезе некоторых выделенных ранее толщ и стратотипов свит

Ульяновского прогиба и затем распространенных на весь прогиб. Мы вместе с В.В. Громовым предложили новую схему стратиграфии меловых вулканитов прогиба [Громов, Лебедев, 1978a], уточненную в 1979 г. (см. рис. 5). Снизу вверх выходят: учуликанская свита, возраст ее по флоре берриас-валанжин; еманринская, нижний-средний альб; ульянская серия (= амкинской свите), верхний альб-нижний сенон; делокачанская толща, кампан [Громов и др., 1980; Лебедев, 1983b]. Хакаринская свита по данным абсолютного возраста отнесена к верхам верхнего мела-низам палеогена (см. рис. 5). Эта схема использует и дополняет представления Г.Н. Чертовских.

Комплексный подход позволил уточнить не только возраст, строение и структуру меловых вулканитов Ульяновского прогиба (см. гл. V), но и последовательность ряда выделенных ранее стратиграфических подразделений. Выяснилось, что стратотипы хетановской и уражской свит, выделявшихся первоначально выше амкинской свиты, располагаются ниже ее и входят в состав еманринской свиты. Дальнинская свита, относившаяся ранее к сенону, входит в комплекс пород, подстилающих меловые вулканиты прогиба, и относится к юре (рис. 5, 6). В отличие от стратиграфических

Рис. 6. Схема геологического строения бассейна верховьев рек Амки и Урак (по В.В. Громову, Е.Л. Лебедеву [19786], с уточнениями)

1 — песчаники юры (а) и вулканиты позднего девона (?) (б) основания пояса; 2 — учуликанская свита; 3 — еманринская свита; 4 — урацкая толща (стратотип); 5 — ульинская серия; 6 — хакаринская свита; 7 — меловые гранитоиды; 8 — разрезы (см. рис. 7); 9 — сборы ископаемой флоры (а) и фауны (б); 10 — точки определения абсолютного возраста пород хакаринской свиты. Распространение делоканской толщи и разрывные нарушения на схеме не показаны



схем 1961–1965 гг. стратотипы перечисленных выше свит располагаются в пределах Ульинского прогиба. Среди меловых вулканогенных образований выделено десять флористических комплексов, от берриас-валанжина до кампана включительно (см. рис. 3–5).

Перейдем к краткому анализу имеющихся представлений о стратиграфии Ульинского прогиба и обоснованию изменений, проведенных на основе комплексных геолого-биостратиграфических исследований.

Дальнинская свита развита на небольшой площади в верховьях р. Учуликан, где в 1975 г. в коренных выходах мы обнаружили *Cladophlebis ex gr. orientalis* Phyn. (характерный для юры), *Nilssonia ex gr. mediana* (Leck. et Bean) F.-Str., *Ginkgo sp.*, *Sphenobaiera sp.*, *Czekanowskia ex gr. rigida* Heer и др. В подстилающих флороносную толщу морских отложениях (см. рис. 6) собраны *Pentacrinus ex gr. subangularis* Polub., *P. sinus* Polub., *Rudirhynchia pojahensis* (Moiss.), *Actropecten sp.*, отнесенные И.И. Тучковым к ранней юре [Громов, Лебедев, 19786].

Разрез меловых вулканитов Ульинского прогиба начинается с учуликанской свиты, залегающей на подстилающих породах архея, палеозоя и мезозоя (верхний триас–нижняя юра) несогласно, с перерывом в осадконакоплении и с базальными конгломератами в основании.

Учуликанская свита (название по р. Учуликан, левому притоку р. Урак). Выделяются две подсвиты: нижняя — конгломераты и туфоконгломераты, реже туфопесчаники, туффиты, лавы средних пород и в небольшом объеме вулканиты умереннокислого состава. Конгломераты от средне- до валунно-галечных, с разной окатанностью материала. Состав галек и валунов разнообразен: архейские гнейсы и кристаллические сланцы, гранитоиды и вулканиты протерозоя и нижнего палеозоя, песчаники, алевролиты и аргиллиты верхоянского комплекса. Мощность до 150–200 м. В верхней подсвите мощностью до 500 м основная роль принадлежит андезитам, андезито-базальтам, их туфам и вулканическим брекчиям, туффитам, слагающим изменчивые по простиранию пачки. В небольшом объеме присутствуют игнимбриты дацитового и андезито-вого состава, дациты, липариты, их пепловые туфы. Общая мощность свиты 600–700 м. Возраст по флоре берриас–валанжин.

Стратотип учуликанской свиты располагается в среднем течении р. Учуликан. Свита прослеживается по всему западному борту прогиба, на южном его окончании по литологическим данным аналогичные породы выделены на поверхность по разломам, ограничивающим Прибрежное (Улкское) поднятие (см. рис. 3, 4). Видимо, они присутствуют и в районе других поднятий (Юровский блок и др.). Максимальная мощность конгломератов в основании свиты достигает 140 м (реки Саха, Учуликан), но на большей части территории они не превышают первых метров, а местами выклиниваются.

Конгломераты нижней подсвиты ранее выделялись как аланская или мериконская свита. Аланскую свиту впервые выделили Ф.Ф. Вельдяков и Р.Б. Умитбаев в 1958 г.

по левобережью р. Охоты (ручей Алан), где она очень слабо палеофлористически охарактеризована. Мериконскую свиту выделил В.И. Гольденберг в 1958 г. в Удском прогибе, т. е. намного южнее Ульинского прогиба. Верхняя подсвита учуликанской свиты картировалась ранее как ульбериканская. Последняя была выделена северо-восточнее прогиба, в бассейне р. Ульберикан в 1958 г. по материалам И.М. Сперанской и И.К. Мухомора [Чиков, 1970]. Картирование показало, что в Ульинском прогибе данные толщи совпадают со стратотипом учуликанской свиты, изученной Г.Н. Чертовских в 1957 г., поэтому по правилу приоритета за указанными отложениями следует сохранить наименование учуликанской свиты. К тому же прочие свиты установлены за пределами прогиба.

Учуликанской свите соответствует матийский флористический комплекс (см. рис. 4). Непосредственно в стратотипе учуликанской свиты флоры мы не обнаружили. Она собрана в 25 км юго-западнее р. Учуйликан, в верховьях р. Хетана (рис. 7, см. рис. 3), в толще, уверенно сопоставляемой со стратотипом по конгломератам в основании и по подошве перекрывающих пород еманринской (бывшей магейской) свиты [Громов, Лебедев, 19786]. Матийский комплекс отнесен к берриас-валанжину. Ранее учуликанскую свиту относили к сеноман-турону [Чертовских, 1964] и приводили ряд ископаемых растений, собранных однако не по р. Учуйликан, а в восточной части прогиба. Среди них укажем *Cephalotaxopsis ex gr. gigantea*, *C. intermedia*, *Torreya gracillima*, *Smilax* (?) sp., *Zizyphus* sp., собранные по р. Гырбыкан; *Ginkgo adiantoides*, *Sequoia cf. fastigiata*, *Araucarites* sp., обнаруженные в нижнем течении р. Улья ([Чертовских, 1964], стратиграфическая колонка), т. е. в отложениях, сопоставляемых с разрезом р. Учуйликан по литологическим признакам. В настоящее время очевидно, что по рекам Улья и Гырбыкан породы с данной флорой имеют сеноман-раннетуронский возраст, но относятся не к учуликанской, а к "амкинской свите" (ульинская серия).

Еманринская свита (название по ручью Снежному, по-эвенски "еманра", — правому притоку р. Хетана) сложена разнообразным комплексом пород: липаритами, дацитами, их туфами и туффитами, игнимбритами кислого состава, андезитами, андезито-базальтами, трахиандезитами, туфами и туффитами среднего состава. Иногда в основании отмечаются валунно-галечные конгломераты. Породы образуют литологически характерные пачки различной мощности, прослеживающиеся не более чем на 8—10 км. Мощность свиты 800—900 м. Возраст по флоре ранний—средний альб.

Стратотип еманринской свиты выделен В.В. Громовым и Е.Л. Лебедевым [1978а, б] в интервале 7—17 км выше устья р. Хетана (см. рис. 3, 4, 7). Здесь снизу вверх по разрезу залегают: в основании валунно-галечные конгломераты мощностью до 30 м, материал которых представлен андезито-базальтами из подстилающей учуликанской свиты; туфы и туффиты крупно- и грубообломочные, пестро окрашенные и светло-серые кислого состава (30—40 м); игнимбриты липарито-дацитового состава с невыдержанными прослоями пепловых туфов, желтые, коричневатые-серые, светло-коричневые (200—300 м); туффиты и туфопесчаники среднего и умеренно кислого состава желтовато-зеленоватые и темно-серые, образующие слоистую толщу с остатками ископаемых растений (50 м). Завершают разрез андезиты, андезито-базальты, трахиандезиты, туфы и туффиты среднего состава (200—300 м), которые В.Т. Шейкашова [1964] описывала как стратотип хетанинской свиты. Общая мощность стратотипического разреза около 700 м. Южнее мощность свиты возрастает до 800—900 м.

От стратотипа еманринская свита прослеживается узкой полосой в северо-восточном направлении. Эти породы (включая и район стратотипа) Г.Н. Чертовских [1964] и В.Т. Шейкашова [1964] ранее относили к амкинской свите. Позже данная толща картировалась здесь в качестве "магейской" свиты (см. рис. 5, 6). Однако последняя была выделена в 1958 г. В.И. Гольденбергом в Преддзугдурском прогибе, т. е. в другой структурной зоне. Отметим, что в состав еманринской свиты входят разрезы, выделяемые ранее в качестве стратотипов хетанинской и уракской свит (см. рис. 7) [Громов, Лебедев, 19786].

В юго-западном направлении в выделявшуюся ранее в этом районе "магейскую" свиту включали части учуликанской и, судя по флоре, амкинской свит. В частности, включение в нее верхнеальбских и даже сеноманских слоев (район р. Укундя, верховья р. Улья) затрудняло выявление различий между "магейской" и амкинской свитами. Выделение в последнее время еманринской свиты по восточному борту Ульинского прогиба произведено только по литологическим признакам.

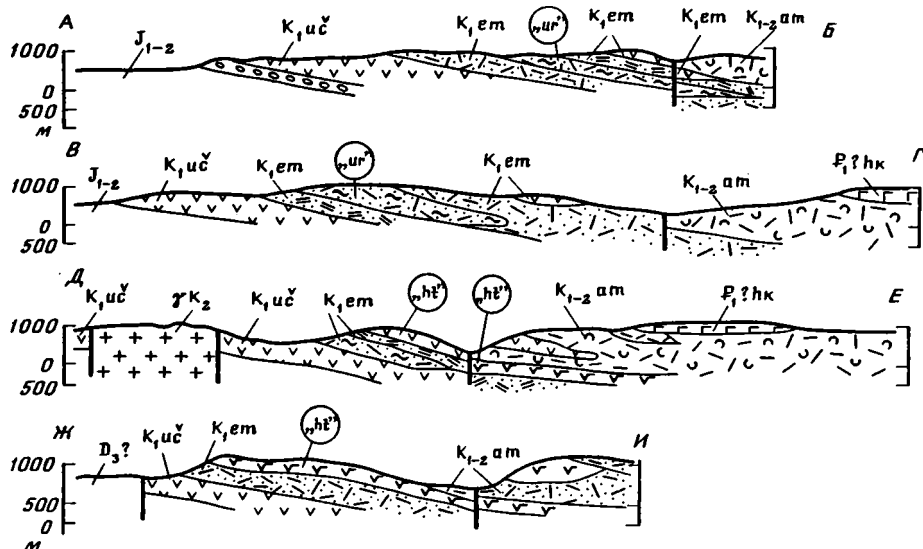


Рис. 7. Схематические геологические разрезы меловых вулканитов в бассейне рек Амки и Урак (по В.В. Грому, Е.Л. Лебедеву [19786], с уточнениями)

K_1uc — учуликская свита; K_1em — еманринская свита; "ht" — образования, относившиеся ранее к хетанинской свите (усть-хетанинская толща), "ur" — к уракской свите (уракская толща); K_1-2am — ульинская серия (= амкинской свите); P_1hk — хакаринская свита. Положение разрезов см. на рис. 6

Еманринской свите соответствуют два флористических комплекса: ядринский — ранний (см. рис. 4) и еманринский — средний альб, собранный в стратотипическом районе.

Из флористических данных следует, что между учуликской и еманринской свитами существует перерыв в осадконакоплении, охватывающий, скорее всего, верхний неом — апт (см. рис. 5).

Ульинская серия (= "амкинской свите") — название по бассейну р. Улья. Липариты, трахилипариты, липарито-дациты, андезито-дациты, андезито-базальты, трахиандезиты и трахибазальты, туфы и туффиты этих лав, игнимбриты кислого состава, преобладают породы кислого состава. Присутствуют туфопесчаники и туфоалевролиты. Серия представлена линзовидными пачками с переслаиванием пород мощностью до 500—700 м, протяженностью до 10—15 км. Общая мощность серии до 1500—2000 м. Возраст по флоре — поздний альб — ранний сенон.

Ульинская серия по объему соответствует амкинской свите в нашем понимании [Громов, Лебедев, 1978а, б; Громов и др., 1980], т. е. амкинской свите, по Г.Н. Чертовских [1964], без ее нижней части, выделенной в еманринскую свиту (см. рис. 5). Необходимость выделения ульинской серии следует хотя бы из того, что внутри нее выделяются амкинские слои, заключающие соответствующую флору. Для "амкинской свиты" в широком смысле мы не можем указать стратотипа. Дело в том, что стратотип амкинских слоев (нижний сеноман) мощностью до 200—250 м, давших название одноименной свите, был выделен В.Т. Шейкашовой [1964] в 1957 г. в низовьях р. Амка и представляет собой, по сути дела, линзовидное тело полосчатых пород, отлагавшихся в условиях межгорного водоема. Здесь встречены водоплавающие растения *Queguxia* и остатки остракод. Последующие работы показали, что толща пород, выделяемая многими исследователями как амкинская свита, намного превышает объем стратотипического разреза как по мощности, так и по составу и, что особенно важно, по возрасту.

Стратотип амкинских слоев первоначально по флоре относили к сенону [Чертовских, 1964; Шейкашова, 1964]. Позднее А.Ф. Ефимова [Белый, Ефимова и др., 1972] уточнила ее возраст как сеноманский. Мы собрали в "стратотипе" 58 видов ископаемых растений, отнесенных к раннему сеноману. Оказалось, что данная флора (усть-

амкинский комплекс) соответствует лишь средней части амкинской хвойной флоры в широком смысле. Более того, стратотип амкинских слоев занимает только небольшую часть разреза, заключающего соответствующую (усть-амкинскую) флору.

В Ульяновской серии установлено шесть флористических комплексов (см. рис. 4): ариндский (поздний альб), обнаруженный в нижней ее части; уенминский, усть-амкинский и гырбыканский, выделенные в средней части серии и входящие в амкинскую флору (ранний сеноман). Выше по разрезу, в центральной части прогиба, выделен дукчандинский комплекс (средний сеноман—ранний турон). В верхах разреза по данным спорово-пыльцевого анализа, выполненного П.И. Битюцкой, и макроостаткам выделяется кетандинский комплекс (поздний турон—коньяк).

Ульянская серия выполняет центральную часть Ульяновского прогиба и представлена сложнопостроенной, пестрой по составу толщей (см. рис. 3, 4). От нижележащей еманринской свиты она, кроме флоры, в основном отличается субщелочным характером пород и широким, особенно в ее средней части, соответствующей амкинским слоям, развитием пирокластических образований [Громов, Лебедев, 1978а, б]. Вероятно, в дальнейшем внутри Ульяновской серии будут выделены стратиграфические подразделения, протягивающиеся на значительной части прогиба. Для этого необходимы дальнейшие комплексные геолого-биостратиграфические исследования. В настоящее время на отдельных участках прогиба выделены ариндский, уенминский, усть-амкинский, гырбыканский и дукчандинский горизонты, возраст которых контролируется по находкам ископаемых растений (см. рис. 3, 4).

До последнего времени выше амкинской свиты в Ульяновском прогибе выделялись хетанинская и уракская свиты [Чертовских, 1964; Шейкашова, 1964; Геология СССР, 1970; Белый, Ефимова, 1972; Белый, 1977; Бахарев, 1976; и др.]. Изучение их стратотипов показало, что они занимают более низкое положение в разрезе [Громов, Лебедев, 1978а, б] и входят в состав еманринской свиты (см. рис. 5—7).

В низовьях р. Хетана стратотипические андезито-базальты хетанинской свиты залегают над слоями с еманринским (средний альб) комплексом флоры. Первоначально В.Т. Шейкашова [1964] предполагала, что данные флороносные слои по литологии соответствуют разрезу амкинской свиты в низовьях р. Амка. На этом основании и был сделан вывод, что андезиты "хетанинской" свиты залегают на амкинской. Этого мнения до самого последнего времени придерживались большинство авторов [Геология СССР, 1970; Белый, 1977; Федчин и др., 1981; Верхоглядов, 1982; и др.]. Закартированные в 1957—1966 гг. в центральной части Ульяновского прогиба участки "хетанинской" свиты не коррелируют со "стратотипом" хетанинского разреза (см. гл. V). Об этом свидетельствуют и данные крупномасштабной съемки, проведенной Ф.С. Фроловым. Поэтому мы, во избежание дальнейшей путаницы, предлагаем именовать андезиты, залегающие в низовьях р. Хетана (стратотип "хетанинской" свиты) усть-хетанинской толщей [Громов, Лебедев, 1978б].

Следует отметить, что в разрезе меловых вулканитов прогиба, по данным многих исследователей, имеется несколько пачек среднего состава, залегающих на разных уровнях, в том числе как внутри, так и выше слоев с амкинской флорой [Громов и др., 1980].

Ранее предполагалось, что уракская толща (свита) залегают на хетанинской [Чертовских, 1964; Геология СССР, 1970; Белый и др., 1972; Белый, 1977]. Но поскольку к последней относили горизонты андезито-базальтов, занимающих разные стратиграфические уровни, то нет уверенности, что к "уракской свите" относили разновозрастные отложения в разных частях Ульяновского прогиба (см. гл. V). В стратотипическом районе (верховья р. Урак) уракская толща сложена игнибридами и спелыми туфами липаритового состава, а в основании — покровами липарито-дацитов и дацитов общей мощностью 300—500 м (см. рис. 6, 7). Картирование показало, что эти породы входят в состав еманринской свиты и перекрываются андезито-базальтами усть-хетанинской толщи, прослеженными до ее стратотипических выходов в низовьях р. Хетана [Громов, Лебедев, 1978б].

Ранее датско-палеогеновый возраст уракской толщи (см. рис. 5) связывали с флорой р. Котла [Белый и др., 1972; Чертовских, 1964; Шейкашова, 1964]. Мы обнаружили здесь около 30 видов позднеальбских растений, отнесенных к ариндскому комплексу, располагающемуся в низах ульянской серии, над еманринской свитой.

Исходя из изложенного, мы и изъяли из стратиграфической схемы Ульяновского про-

гиба хетанинскую и уракскую свиты, стратотипические разрезы которых были переведены в ранг толщ [Громов, Лебедев, 1978а, б; Громов и др., 1980]. Андезиты, расположенные, например, в верхах ульинской серии, можно выделять в самостоятельные подразделения, но именовать их "хетанинской" свитой нельзя, так как стратотип последней расположен ниже по разрезу. То же относится и к геологическим телам, сложеным игнимбритами и ранее относившимся к "уракской толще", но расположенным внутри мелового разреза на разных уровнях.

Делокачанская толща (название по р. Делокачан, верховья р. Хакарин) сложена разнородными слабо сцементированными вулканомиктовыми песчаниками светлой-серой окраски. Наблюдаются прослои лигнитов мощностью до 0,5–1 м, аргиллитов реже — туфов. В основании залегают линзовидные мелкогалечные конгломераты с хорошо окатанной галькой пород ульинской серии, преимущественно игнимбритами. Мощность 50–60 м. Возраст по флоре примерно соответствует среднему кампану.

Делокачанская толща установлена только в районе Уракского плато и ранее включалась в состав амкинской свиты [Громов, Лебедев, 1978а]. Кроме типового района, выходы рыхлых делокачанских пород отмечаются и по западному борту плато. Распространение толщи тесно связано с базальтовыми покровами хакаринской свиты, бронирующими непрочные породы делокачанской толщи. Собранные в них ископаемые растения отнесены к делокачанскому флористическому комплексу.

Хакаринская свита (название по р. Хакарин) представлена оливиновыми и пироксеновыми базальтами, андезито-базальтами, а в верхах разреза в небольшом количестве присутствуют трахилипариты и трахидациты. Мощность 500–600 м; флора неизвестна. По данным абсолютного возраста отнесена к верхам верхнего мела—низам палеогена.

Стратотип свиты расположен на водоразделе рек Хакарин и Урак (Уракское плато), где находится наиболее крупное поле ее распространения. Хакаринская свита описана Г.Н. Чертовских в 1957 г. На подстилающих отложениях залегает с перерывом. Первоначально возраст хакаринской свиты считался палеогеновым [Чертовских, 1964; Шейкашова, 1964]. Позднее некоторые исследователи относили ее к сеноману [Белый, Ефимова и др., 1972; Белый, 1977]. Непосредственно в базальтах флора не обнаружена, поэтому вопрос о ее возрасте по палеоботаническим материалам остается открытым. Но поскольку данная свита залегает на делокачанской толще, содержащей флору, примерно соответствующей кампану, возраст хакаринских базальтов, видимо, не может быть древнее верхнего сенона. По данным определения абсолютного возраста базальтов К—Аг методом по валу время их формирования 60–70 млн лет (два определения) (см. рис. 6).

Комплексный геолого-фитостратиграфический подход к стратиграфии меловых вулканитов Ульинского прогиба позволил, уточнив их возраст, уточнить и представления о структуре и истории развития прогиба.

В Ульинском прогибе четко выделяются три крупных этапа развития вулканизма: 1) андезитовый (учуликанская свита); 2) после перерыва в осадконакоплении наступает вулканизм контрастного, в значительной степени кислого состава, наиболее мощный по продолжительности и объему накопившихся пород (еманринская свита, ульинская серия); 3) далее идет вулканическая пауза, во время которой отлагались маломощные осадочные, частично угленосные отложения (делокачанская толща); 4) платобазальтовый (хакаринская свита).

Схема геологического строения Ульинского прогиба, составленная на основе комплексного анализа геолого-фитостратиграфических данных, приведена на рис. 3. Кроме распространения отдельных свит, на ней показано и примерное положение более мелких стратиграфических подразделений, определяемых по флористическим комплексам. Вулканогенные толщи различного возраста имеют северо-восточное простирание, соответствующее общему простиранию прогиба. Эти толщи последовательно сменяют друг друга от более древних (берриас—валанжин) на западе к более молодым в центральной части прогиба, где выходят породы, содержащие сеноманскую—раннетуронскую (дукчандинскую) флору. Восточнее этих слоев, судя по отдельным находкам ископаемых растений по р. Гырбы и на побережье Охотского моря южнее мыса Ногдан выходят породы позднетуронского—сенонского (?) уровня, что требует дальнейшего изучения.

В пределах Ульяновского прогиба выделяют две главные системы разломов: северо-восточного и северо-западного простираний [Громов и др., 1980]. Ведущими в формировании данного этапа развития прогиба, вероятно, являлись разломы северо-восточного простирания, по которым происходили опускания компенсационного характера с нарастанием амплитуд от краевых, западных частей прогиба к восточной его части. Элементарные, короткоживущие вулканоструктуры, видимо, не влияют существенным образом на простирание описанных вулканогенных толщ. На большей части Ульяновского прогиба отмечается пологое, близкое к субгоризонтальному, залегание вулканогенных образований. Только вблизи крупных разломов северо-восточного простирания породы приобретают заметный наклон в юго-восточном и восточном направлениях.

После дукчандинского времени, в позднем туроне—сеноне интенсивность и относительные площади распространения контрастного вулканизма идут на убыль. Наиболее молодые слои ульянской серии, в частности, приурочены к выходам "верхних" базальтов хакаринской свиты, завершающих развитие Ульяновского прогиба. На вулканах ульянской серии (= "амкинской свиты") платобазальты залегают с несогласием и перерывом, бронируя рыхлые отложения делокачанской толщи, но, видимо, они генетически связаны с предшествующим этапом, будучи приуроченными к наиболее долгоживущим вулканодепрессиям (см. рис. 3).

Наиболее древние берриас-валанжинские андезиты учуликанской свиты прослежены вдоль всего западного борта Ульяновского прогиба, а на южном его окончании они выведены на поверхность вдоль системы разломов, ограничивающих Улканское (Прибрежное) поднятие. Северо-Восточное простирание вулканогенных толщ контрастного состава (еманринский, ариндский и уенминский горизонты), обрывающихся на юго-западе у рассмотренных выходов учуликанских андезитов (см. рис. 3), позволяет предполагать, что они не замыкают южное крыло прогиба, а, вероятно, в меловое время простирались и далее на юго-запад, в Предджугджурский прогиб, где намечается аналогичное строение вулканоструктуры (см. гл. II, 2). Севернее Хакаринского плато простирание этих толщ пока неясно. Однако сюда вдоль западного борта прогиба проходят андезиты учуликанской свиты, что подтверждается находками флоры соответствующего возраста.

Необходимо подчеркнуть, что тенденция привязывать удаленные, изолированные разрезы к новой стратиграфической схеме без биостратиграфического контроля, намечаемая в последнее время, может привести к "новым" ошибкам. Такое сопоставление в каждом конкретном случае требует палеоботанического подтверждения.

В строении Ульяновского прогиба немалую роль играют структуры, непосредственно связанные с этапом вулканизма (вулканодепрессии и поднятия, ограниченные кольцевыми и дуговыми разломами), а также магматические тела аккумулятивного типа (плутоны, дайки, субвулканические тела). Многие из них впервые выделены при дешифровании космических снимков. Крупнейшими являются Секчинская, изученная В.В. Ярмолюком [1973] и Гавинийская депрессии, а также Верхнемайская, Верхнеамкинская, Нудымийская и другие кольцевые структуры.

Интрузивные тела прогиба по условиям формирования делятся на субвулканические и гипабиссальные. Первые, расположенные на всех стратиграфических уровнях, характеризуются тесной пространственной и структурной связью с синхронными им вулканами. Формы этих тел и взаимоотношения с вмещающими породами весьма разнообразны. Гипабиссальные интрузии гранитоидного состава локализованы среди пород основания и в нижних горизонтах вулканогенного разреза. Поэтому на уровне современного эрозионного среза они приурочены к периферическим частям прогиба (см. рис. 3). Намечаются две фазы их внедрения. Первая, с преобладанием гранитоидов, известна под названием джугджурского комплекса [Каминский, Шлосберг, 1972; Загрузина, 1977], внедрившегося в интервале середины раннего—начала позднего мела, с максимумом в конце раннего мела; вторая — граниты, часто субщелочные, охватывает поздний мел, с максимумом в конце его [Громов и др., 1980].

Б. ФЛОРИСТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

В палеоботаническом отношении Ульяновский прогиб ранее был изучен слабо [Геология СССР, 1970; Белый, 1977]. Прежние находки ископаемых растений (1944–1972 гг.) определяли В.А. Зимин, Е.С. Рассказова, Г.Г. Филиппова и в основном А.Ф. Ефимов. Наиболее полные сборы были проведены В.Т. Шейкашовой и Р.Б. Умитбаевым из стратотипа "амкинской свиты" в низовьях р. Амка. А.Ф. Ефимова первоначально относил амкинскую флору к сенону [Шейкашова, 1964], а позднее, учитывая исследования В.А. Самылиной по Северо-Востоку СССР, к сеноману [Белый, Ефимова, 1972]. Интересно отметить, что еще в довоенные годы А.Н. Криштофович ([1937], см. синоптическую таблицу) по небольшим сборам Г.И. Стальнова 1926 г. в низовьях р. Амка отнес вмещающие отложения к альбу—сеноману, вероятнее — сеноману. В 1973–1977 гг.

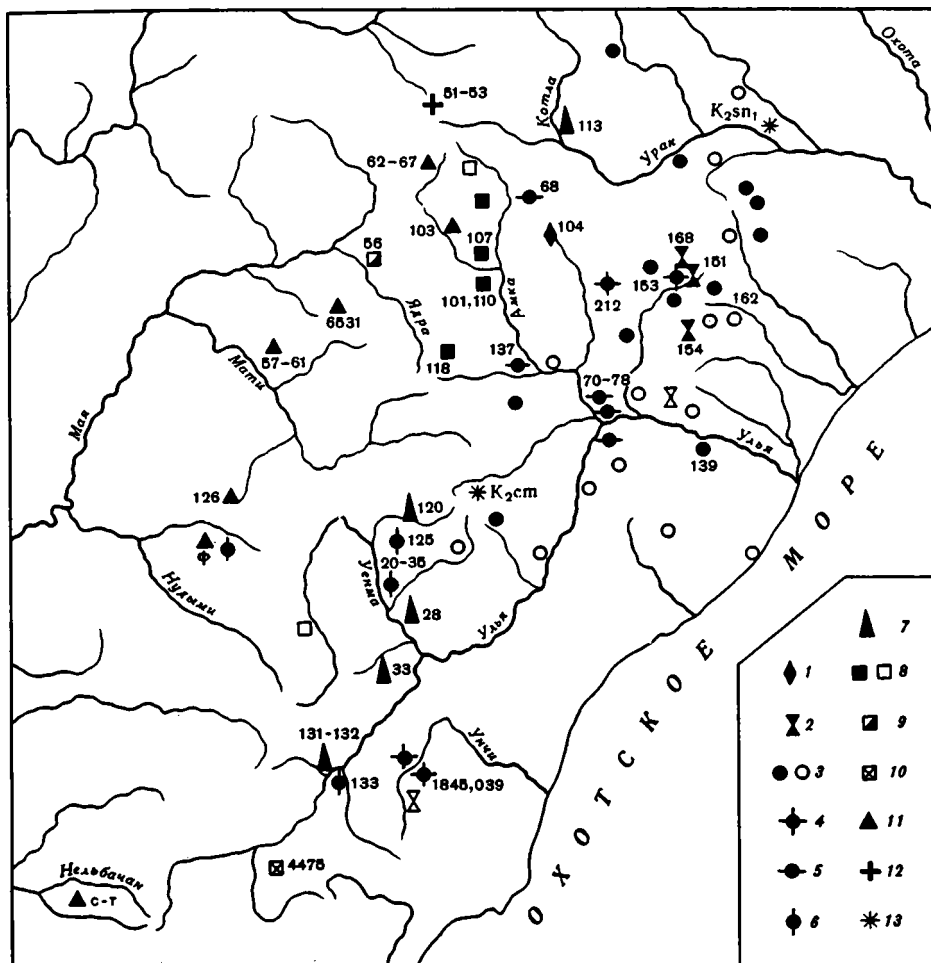


Рис. 8. Расположение основных местонахождений ископаемой флоры Ульяновского прогиба
 1 — делокачанский комплекс (кемпан); 2 — дукчвиндинский комплекс (сеноман—ранний турон); 3–6 — амкинская флора (ранний сеноман); 3 — амкинская флора нерасчлененная, 4 — гырбыканский (верхнеамкинский) комплекс, 5 — усть-амкинский (среднеамкинский комплекс), 6 — уеминский (нижнеамкинский) комплекс; 7 — ериндский комплекс (поздний альб); 8 — еменринский комплекс (средний альб); 9 — ядринский комплекс (ранний, возможно часть среднего альба); 10 — меловая флора, без уточнения; 11 — метийский комплекс (берриас—валанжин); 12 — юрская флора; 13 — места взятия спорово-пыльцевых проб и их возраст по П.И. Битюцкой. Незакрашенные символы флор обозначают сборы с небольшим количеством видов. Цифровые и буквенные обозначения — сборы: 13–212 — Е.Л. Лебедева; Ф — И.М. Фердмана, 1963 г.; С-Т — А.Л. Ставцева, 1959 г. и М.А. Тарховой, 1962 г., 0,39; 1845, а также точки без номеров — сборы геологов ПГО Аэрогеология и СВПО

М.М. Кошман, а затем А.М. Камаева определяли коллекции ископаемой флоры, собранные Ф.С. Фроловым, Л.Р. Переверзевым и другими геологами ДВПГО. Однако, как и ранее, большинство этих небольших коллекций собраны в средней части мелового вулканогенного разреза и были представлены в основном хвойными амкинской флоры. Иными словами, низы и самые верхи вулканогенных образований Ульинского прогиба палеоботанически практически охарактеризованы не были.

Помимо собственных сборов ископаемых растений, использованы коллекции, которые собирали В.В. Громов, В.И. Кричевец, В.Б. Агентов, Н.С. Шпак, И.И. Филичев, А.Н. Ивлев, И.М. Фердман, А.А. Раузер, Т.И. Степина, В.И. Дрондин и другие геологи ПГО Аэрогеология, рассмотрены коллекции, собранные геологами ДВПГО. Карта фактического материала представлена на рис. 8. Палеоботанически были охарактеризованы все подразделения мелового вулканогенного разреза (кроме базальтов верхней хакаринской свиты), выделено десять флористических комплексов, от берриас—валанжина до кампана включительно.

Ниже рассматриваются флористические комплексы Ульинского прогиба и обоснование их возраста. Названия комплексов даны по опорным разрезам, где эти флоры представлены наиболее полно.

Учуликанская свита

Матийский комплекс (берриас—валанжин)

Название по р. Мати, где находится опорный разрез в верховьях ручья Сухман, притоку р. Черемуховой (см. рис. 3, 4, 8, точки 57—61). Флора здесь собрана из нижней части учуликанской свиты, над фаунистически охарактеризованными слоями верхнего триаса (данные А.Н. Ивлева). Выше по разрезу располагается флора, собранная в верхнем течении р. Хетана (точки 62—67), к верхам свиты относится флора, собранная ниже андезито-базальтов баркабырской толщи, в среднем течении р. Хетана (точка 103). Общий список матийского комплекса (38 видов) и распределение по районам приведены в табл. 1. Флора матийского уровня уверенно прослеживается вдоль западного борта Ульинского прогиба, на 300 км от р. Северный Уй на юге до р. Кетанда на севере.

Кроме местонахождений, указанных в табл. 1, к матийской флоре мы отнесли и ряд небольших коллекций, собранных геологами. Среди них сборы И.М. Фердмана, 1963 г., в районе р. Нави, отнесенные первоначально Е.С. Рассказовой к поздней юре. Более интересные сборы были проведены в районе р. Нельбачан (см. рис. 3, 8). Здесь в 1958 г. А.Л. Ставцевым и М.А. Тарховой в 1962 г. были собраны: *Coniopteris* ex gr. *burejensis* (Zal.) Sew., *Cladophlebis* aff. *multinervis* Golova (уточнено нами по сохранившейся фотографии)¹, *Aldania* (?) sp., *Nilssonina* sp., *Sagenopteris* sp., *Phoenicopsis* sp., *Podozamites* (?) sp., *Pityophyllum nordenskioldii* (Heer) Nath., *Stenorachis* sp., *Schizolepis moelleri* Sew., *Platylepis minor* Turut., *Pityolepis tzugaeformis* Nath., *P. oblonga* Samyl. Е.С. Рассказова отнесла эти растения к поздней юре—раннему мелу. В этой коллекции присутствуют *Coniopteris burejensis*, *Cladophlebis* aff. *multinervis*, *Sagenopteris* sp. и *Aldania* (?) sp., характерные для матийского комплекса (см. табл. 1). Но в отличие от флоры, собранной по рекам Мати и Хетана, на юге нередко остатки хвойных. Возможно, это связано с изменением характера растительных ассоциаций на более высоких гипсометрических уровнях, но не исключены и сборы из других стратиграфических подразделений. По рекам Северный Уй и Сетанья (приток р. Кетанда) Ю.Н. Гамален и В.И. Соловьев собрали характерные *Stenis anyuensis*. По р. Сетанья ранее собирал флору Г.Е. Гринберг [1968].

Флора матийского уровня, т.е. учуликанской свиты, известна из района Юровского поднятия. В бассейне р. Левая Юровка А.Ф. Корольков в 1965 г. собрал *Cladophlebis argutula* (Heer) Font., *C. denticulata* (Brongn.) Font., *C. cf. haiburnensis* (L. et H.) Brongn., *Phoenicopsis* (?) sp., *Pseudotorellia* ex gr. *pulchella* (Heer) Vassil. (определения А.Ф. Ефимовой).

¹ Методика описания стерильных листьев папоротников, объемы некоторых родов и видов рассмотрены в соответствующих работах [Лебедев, 1968, 1974б; Лебедев, Рассказова, 1968; Долуденко, Лебедев, 1972]. Стратиграфическое распространение меловых папоротников рассмотрено в справочном руководстве [Вахрамеев и др., 1980].

Таблица 1
Матийский флористический комплекс
(учуликанская свита, западный борт Ульинского прогиба)

Вид	Верховья р. Хетана	Правобе- режье р. Мати	Левобе- режье р. Ядра	Правобе- режье р. Нави	Нижнее течение р. Хетана
	62–67	57–61	6531	126	103
<i>Equisetites</i> sp.	+	+	+	+	—
<i>Coniopteris</i> ex gr. <i>burejensis</i> (Zal.) Sew.	+	+	+	cf.	—
<i>Coniopteris</i> sp.	+	+	—	—	—
<i>Osmunda</i> sp.	—	+	—	—	—
<i>Cladophlebis</i> cf. <i>argutula</i> (Heer) Font.	—	+	—	—	—
<i>Cladophlebis</i> <i>haiburnensis</i> (L. et H.) Brongn.	—	+	—	—	—
<i>Cladophlebis</i> aff. <i>multinervis</i> Golova	M	+	—	+	—
<i>Cladophlebis</i> aff. <i>nebbensis</i> (Brongn.) Nath.	+	+	—	—	—
<i>Cladophlebis</i> <i>serrulata</i> Samyl.	—	+	+	—	—
<i>Cladophlebis</i> sp.	—	—	—	+	—
<i>Sphenopteris</i> sp. 1	+	+	—	+	—
<i>Sphenopteris</i> sp. 2	+	+	—	—	—
<i>Sagenopteris</i> (?) sp.	—	+	—	+	—
<i>Aldania</i> <i>umanskii</i> Vachr. et E. Lebed.	—	+	—	—	—
<i>Butefia</i> <i>burejensis</i> (Pryn.) E. Lebed.	+	—	—	+	—
<i>Heilungia</i> sp.	+	—	—	+	—
<i>Ctenis</i> <i>anyuensis</i> Philipp.	+	—	M	—	—
<i>Ctenis</i> cf. <i>formosa</i> Vachr.	—	+	—	—	—
<i>Ctenis</i> sp. 1 (зубчатый)	—	+	—	+	—
<i>Ctenis</i> sp. 2	—	+	—	+	—
<i>Taeniopteris</i> sp.	+	—	—	—	—
<i>Ginkgo</i> ex gr. <i>adiantoides</i> (Ung.) Heer	M	M	—	+	—
<i>Sphenobaiera</i> ex gr. <i>czekanowskiana</i> (Heer) Fl.	ЛК	+	—	—	—
<i>Phoenicopsis</i> ex gr. <i>angustifolia</i> Heer	—	M	+	—	M
<i>Phoenicopsis</i> <i>angustifolia</i> f. <i>angustissima</i> Pryn.	+	—	—	—	—
<i>Pseudotorellia</i> ex gr. <i>nordenskioldii</i> (Nath.) Fl.	—	+	—	—	—
<i>Pseudotorellia</i> ex gr. <i>angustifolia</i> Dolud.	—	+	—	+	—
<i>Pseudotorellia</i> ex gr. <i>pulchella</i> (Heer) Vassil.	—	+	—	M	—
<i>Czekanowskia</i> ex gr. <i>rigida</i> Heer	ЛК	ЛК	—	—	—
<i>Leptostrobus</i> sp.	—	+	—	—	—
<i>Carpolithes</i> sp.	—	+	—	—	—
<i>Podozamites</i> sp.	—	?	—	+	—
<i>Elatocladus</i> sp.	+	—	—	—	—
<i>Cephalotaxopsis</i> (?) sp.	+	—	—	—	—
<i>Conites</i> sp.	—	+	—	—	—
<i>Pityophyllum</i> <i>nordenskioldii</i> (Heer) Nath.	M	+	+	+	+
<i>Pityophyllum</i> ex gr. <i>staratchinii</i> (Heer) Nath.	+	—	—	—	—
<i>Pseudolarix</i> sp.	+	—	—	—	—

Примечание. М — скопления остатков вида; ЛК — отмечены листовые кровли.

Для матийского комплекса отмечается обилие *Czekanowskia rigida*, образующих в отдельных прослоях листовые кровли (ЛК), присутствие *Ginkgo adiantoides*, для которого отмечены скопления остатков вида (М — много), *Sphenobaiera ex gr. czekanowskiana* (М, ЛК) и *Phoenicopsis ex gr. angustifolia* (М). Характерно также повсеместное присутствие разнообразных *Ctenis* (четыре формы, в том числе новый вид с зубчатым краем и *Ctenis anyuensis* (М), и *Pseudotorellia* (три формы, иногда М). Хвойные редки, за исключением *Pityophyllum*, местами переполняющих слои мощностью до нескольких десятков метров. В верховьях р. Хетана, против устья ручья Баркабыр, среди бесчисленных *Pityophyllum* встречены два фрагмента побегов типа *Cephalotaxopsis* sp. Не исключено, что они произрастали на более высоких гипсометрических уровнях. Единичны и остатки *Podozamites* (верховья р. Нави).

Обилие *Czekanowskia rigida* (ЛК) характерно для юры и в меньшей степени для неокома. В.В. Вахрамеев [1964а] показал, что *Czekanowskia* в течение раннего мела, вымирая на юге Сибирской палеофлористической области, отступает в северо-восточные районы Азии, где переживает рубеж раннего—позднего мела [Самылина, 1974а]. В Амурской провинции эта форма обычна в верхней юре, а в нижнем неокоме не встречается [Вахрамеев, Долуденко, 1961; Лебедев, 1965]. Несколько севернее, в Торомском прогибе *Czekanowskia* обычна и в берриасской илинурекской свите [Лебедев, 1969, 1974а]. В Ульинском прогибе среди многочисленных сборов альб-сеноманских флор *Czekanowskia* не встречена.

Папоротники *Cladophlebis serrulata* известны в верхней юре Ленского и нижнем неокоме Буреинского бассейна [Вахрамеев, Долуденко, 1961; Самылина, 1963а]. Крупнолистные *Ctenis anyuensis* описаны Г.Г. Филлипповой [1972а] из верхнеюрских отложений р. Пеженка, датируемых по морской фауне [Паракецов, 1970]. Одновременно в матийском комплексе присутствуют иногда многочисленные *Ginkgo ex gr. adiantoides*, появляющиеся только в нижнем мелу (хотя его обилие и несколько необычно для данного уровня) и *Aldania umanskii*, описанная из самых низов нижнего мела [Лебедев, 1968].

Матийская флора по процентному соотношению основных групп растений (гл. VII, 1) ближе к пеженской—позднеюрской флоре Северо-Востока СССР [Самылина, 1974а, б]. По составу она резко отличается от альб-сеноманских флор Ульинского прогиба, где появляются новые роды и группы растений.

По общему типу строения матийский комплекс сходен с илинурекской флорой Торомского прогиба в Западном Приохотье, по соотношению с морскими слоями отнесенной к берриасу [Лебедев, 1969, 1974а; Лебедев, Паракецов, 1975]. В илинурекской свите среди 50 видов встречены *Butefia burejensis*, пять форм *Ctenis*, *Aldania umanskii*, *Czekanowskia rigida*, *Sagenopteris*, *Ginkgo ex gr. adiantoides* и *Pseudotorellia*. Побег хвойных, напоминающих *Cephalotaxopsis*, обнаружены в учуликанской свите Ульинского прогиба, в илинурекской — Торомского (берриас) и в кююрской свите (нижний неоком), в низовьях р. Лены, где они приведены под формальным наименованием *Taxocladus* [Василевская, Павлов, 1963]. В последней, по данным Л.Н. Абрамовой [1970], встречена и *Aldania umanskii*. Сходен матийский комплекс и с ынгырской флорой (берриас—валанжин) Якутии (см. гл. III).

Все это позволяет отнести матийский комплекс Ульинского прогиба к берриас—валанжину, хотя не исключен и только берриасский возраст. В пределах ОЧВП к этому уровню относится и флора крестовореченской толщи в Анадырском секторе (гл. II, 5).

Матийский флористический комплекс определяет сочетание *Cladophlebis aff. multinervis* Gojova, *Sagenopteris* (?) sp., различных *Ctenis*, в том числе *Ctenis anyuensis* Philipp., *Ginkgo ex gr. adiantoides* (Ung.) Heer, *Phoenicopsis ex gr. angustifolia* Heer, *Czekanowskia ex gr. rigida* Heer, различных *Pseudotorellia*.

Ядринский комплекс
(ранний, возможно часть среднего альба)

Название по р. Ядра. Комплекс выделен в самых низах еманринской свиты, по правобережью р. Ядра из слоев (см. рис. 3, 8, точка 56), где в 1957 г. собирал флору Е.Г. Песков [Геология СССР, 1970]. Здесь мы обнаружили 17 видов ископаемых растений:

Equisetites sp., *Osmunda denticulata* Samyl., *Osmunda* sp., *Birisia* sp., *Onychiopsis* sp., *Sphenopteris* sp., *Neozamites* sp., *Nilssonia* sp., *Heilungia* sp., *Taeniopteris* sp., *Sphenobaiera* sp., *Phoenicopsis* cf. *angustifolia* Heer, *Desmiophyllum* ex gr. *magnum* (Samyl.) Samyl., *Podzamites angustifolia* (Eichw.) Heer, P. ex gr. *eichwaldii* Schimp., *Pityophyllum* sp., *Cephalotaxopsis* sp.

Наиболее часто встречались фрагменты папоротника *Osmunda*. Ранее отмечалось, что состав ядринской флоры вполне согласуется с буоркемюсским комплексом [Лебедев, 1979]. Более детальный анализ позволил нам отнести ядринскую флору именно к буоркемюсскому уровню. От более древнего сияпского комплекса, относимого В.А. Самылиной [1974а] к апту, ядринскую флору отличает присутствие *Neozamites* и нередких *Osmunda denticulata*, неизвестных среди 42 видов сияпской флоры и появляющихся с буоркемюсского уровня.

В Ульяновском прогибе *Neozamites* известны и в вышележащем еманринском комплексе, но последний хорошо отличается по многочисленным находкам *Cladophlebis arctica* и различных *Sequoia*, отсутствующих в ядринской флоре. Кроме того, в еманринском комплексе среди обнаруженных там 47 видов не встречена *Heilungia*, известная в ядринской и буоркемюсской флорах. Существенно также и значительное участие цикадофитов в ядринской флоре (четыре формы из семнадцати). По этому признаку она также значительно ближе к буоркемюсской флоре, чем к еманринской. В пределах альб-сеномана в связи с последовательным похолоданием климата роль цикадофитов во флорах падает от буоркемюсского комплекса к амкинскому, где в среднеамкинское время цикадофиты полностью исчезают. Отсюда ядринская флора должна соответствовать буоркемюсскому комплексу, поскольку она отличается от более нижней сияпской флоры, сходна с буоркемюсской и отличается от еманринской, которая наследует буоркемюсский уровень. Возраст ядринской флоры датируется нами как ранний, возможно часть среднего альба.

Ядринская флора собрана в линзе пепловых туффов среди вулканогенных пород и относится к флорам склонового ряда. Более полно флоры этого уровня среди вулканитов собраны в скальнинской толще Пенжинского сектора ОЧВП, откуда В.А. Самылиной [1976] определено 27 видов (см. гл. II, 5). Поскольку основные сборы буоркемюсской флоры происходят из угленосных отложений [Самылина, 1974а, 1976; Лебедев, 1976; Lebedev, 1978], то необходимо собрать более полные коллекции флор этого уровня среди вулканитов ОЧВП, чтобы выявить различия в составе буоркемюсских флор из возвышенных и равнинных местообитаний.

К характерным формам ядринского комплекса на данном этапе его изучения можно отнести: *Osmunda denticulata* Samyl., *Neozamites* sp., *Heilungia* sp., *Desmiophyllum* ex gr. *magnum* (Samyl.) Samyl.

Еманринский комплекс (средний альб)

Еманринский комплекс выделен в устьевой части р. Хетана, в стратотипе еманринской свиты (см. рис. 3, 8, точки 101, 107—110). Установлены 47 видов ископаемых растений, в том числе мелколистные покрытосеменные (табл. 2). Наиболее полные сборы (46 видов) проведены в точке 101. Кроме того, к этому уровню отнесены и небольшие коллекции, собранные в верховьях р. Амка, в верховьях ручья Быстрый, левого притока р. Нют, а также по р. Секча (точка 118), т.е. на расстоянии 150 км.

Относительно часто встречались *Birisia*, *Cladophlebis arctica*, *Taeniopteris*, *Neozamites*, *Sequoia* aff. *minuta*, S. ex gr. *concinna*. Покрытосеменные редки и представлены фрагментарными отпечатками, несомненно относящимися к различным формам. За альбский возраст еманринского комплекса говорит сочетание *Birisia*, *Neozamites*,

Таблица 2

Сопоставление еманринского флористического комплекса (низовья р. Хетана)
с более древними (средний альб)
и молодыми (поздний альб—сеноман) комплексами

Вид	Нижний мел			Верхний мел
	$K_1 al_1$	$K_1 al_2$	$K_1 al_3$	$K_2 cm_1$
	буоркемюс- ский комп- лекс	еманринский комплекс	ариндский (арманский) комплекс	амкинская флора
1	2	3	4	5
Thallites sp. 1				
Thallites sp. 2				
Selaginella sp.				
Equisetites sp.				
Birisia (M)				
Arctopteris sp.				
Osmunda sp.				
Ochtopteris sp.				
Adiantopteris sp.				
Cladophlebis arctica (Heer) Sew. (M)				
Cladophlebis frigida (Heer) Sew.				
Coniopteris aff. vsevolodii E. Lebed.				
Sphenopteris sp.				
Taeniopteris sp. 1				
Taeniopteris sp. 2				
Neozamites sp. (M)				
Ginkgo ex gr. adiantoides (Ung.) Heer				
Ginkgo ex gr. sibirica Heer				
Sphenobaiera ex gr. angustiloba (Heer) Fl.				
Sphenobaiera orientalis Vachr. et E. Lebed.				
Sphenobaiera biloba Pryn.				
Desmiophyllum cf. magnum (Saml.) Samyl.				
Pseudotorellia sp.				
Podozamites sp.				
Elatocladus sp. 1				
Elatocladus sp. 2				
Cephalotaxopsis intermedia Holl.				
Cephalotaxopsis sp.				
Pagiophyllum triangulare Pryn.				
Pityolepis sp. 1				
Pityolepis sp. 2				
Pityospermum spp.				
Pityostrobus sp.				
Conites sp.				
Sequoia aff. minuta Sveshn. (M)				
Sequoia ex gr. concinna Heer (M)				
Sequoia sp.				
Pityophyllum nordenskioldii (Heer) Nath.				
Pityophyllum sp.				

Таблица 2 (окончание)

1	2	3	4	5
Platanaceae sp.				
Menispermites (?) sp.				
Dicotyledones sp. 1				
Dicotyledones sp. 2				
Dicotyledones sp. 3				
Dicotyledones sp. 4				
Dicotyledones sp. 5				
Dicotyledones spp.				

Примечание. ————— — характерные формы; ————— — виды, распространенные в альб-сеномане или появляющиеся с альба; ————— — предполагаемое распространение; М — отмечены скопления остатков вида.

Cephalotaxopsis intermedia, *Pagiophyllum triangulare*, *Sequoia* и *Taeniopteris*. Из них *Cephalotaxopsis intermedia* и *Sequoia* появляются в разрезах Северо-Востока СССР только с альба [Самылина, 1974а]. *Pagiophyllum triangulare* — характерная форма альбского возраста. Что касается цикадофитов, то скопления остатков *Taeniopteris* не характерны для сеномана, а *Neozamites*, особенно в значительных количествах, вообще не переходит в сеноман.

Поскольку еманринский комплекс имеет явно переходный характер от нижнего к верхнему альбу, рассмотрим вопрос о его месте среди флористических комплексов альба-сеномана. В табл. 2 показано распространение характерных форм еманринской флоры в этом интервале. Комплекс сближает с более древним — буоркемюсским — присутствие папоротников *Adiantopteris* и нередких цикадофитов *Neozamites*; в свою очередь, он резко отличается от буоркемюсского комплекса по появлению хвойных *Sequoia* aff. *minuta* и *S. ex gr. concinna*, неизвестных в последнем. *Cladophlebis arctica* в еманринской флоре является одним из наиболее часто встречающихся растений.

От вышележащей ариндской флоры (поздний альб) еманринский комплекс отличает довольно частое присутствие *Neozamites* и *Sphenobaiera biloba*. Отличие от амкинской флоры, где доминируют хвойные, еще более значительно.

На Северо-Востоке СССР между буоркемюсским и арманским (= ариндскому) комплексами располагается топтанская флора, насчитывающая 42 вида, которую В.А.Самылина [1976] сейчас относит к среднему альбу. Основным отличием ее от буоркемюсской является возрастание покрытосеменных, в том числе появление *Platanus* (?) sp., сокращение количества цикадофитов и гинкговых. Прямого сопоставления еманринской и топтанской флор пока провести нельзя, так как среди общих форм можно указать только *Sequoia* cf. *concinna*. Покрытосеменные на этом уровне встречаются спорадически. Отметим, что более половины видов топтанской флоры без учета покрытосеменных (19 из 28) являются общими с видами буоркемюсского комплекса. Не исключено, что топтанская флора может соответствовать верхам буоркемюсского горизонта, а возрастание числа видов покрытосеменных объясняется произрастанием их на более высоком гипсометрическом уровне, где они были больше распространены (см. гл. VI, 3).

Еманринский комплекс хорошо отличается от буоркемюсского не только по покрытосеменным. Здесь появляется заметное количество хвойных *Sequoia* aff. *minuta* и *S. ex gr. concinna*, отсутствующих в последнем.

По сопоставлению с флорами Северной Аляски, более подробно рассмотренному ниже (см. гл. III), еманринский комплекс может соответствовать как части среднего, так и низам позднего альба. По редкости находок покрытосеменных, а главное, их мелколистности еманринский комплекс, видимо, относится к концу первого этапа развития ранних покрытосеменных (баррем-средний альб), выделенному В.А.Вахрамеевым [1981]. Второй этап (поздний альб-сеноман), по его данным, характеризуется уже большим разнообразием и относительно крупнолистностью покрытосеменных. Мы считаем, что еманринский комплекс примерно соответствует среднему альбу.

Еманринский комплекс определяет сочетание следующих видов: *Cladophlebis arctica* (Heer) Sew., *Adiantopteris* sp., *Neozamites* sp., *Sphenobaiera biloba* Pryn., *Sequoia* aff. *minuta* Sveshn., *S. ex gr. concinna* Heer, *Dicotyledones* spp.

В ульинской серии, или, как ее часто называют, амкинской свите, еще недавно была известна только одна амкинская (усть-амкинская) флора [Белый, Ефимова, 1972; Белый, 1977; Чертовских, 1964; Шейкашова, 1964]. К настоящему времени в ульинской серии установлено шесть флористических комплексов, от позднего альба до раннего сенона включительно.

Ариндский комплекс (поздний альб)

Название по р. Аринда (см. рис. 3, 8, точка 120). Данная флора прослеживается в низах ульинской серии, по западному борту ее выходов, в полосе северо-восточного простирания, на расстоянии около 190 км (точки 113, 120, 28, 33, 132). Общий список комплекса насчитывает 55 видов:

Thallites sp., *Equisetites* sp.

Coniopteris aff. *vsevolodii* E. Lebed., *Gleichenia* cf. *gieseckiana* Heer, *Gleichenia* sp., *Birisia ochotica* Samyl., *Arctopteris* (?) sp. 1, *Arctopteris* sp., *Asplenium* sp., *Cladophlebis arctica* (Heer) Sew., *C. cf. frigida* (Heer) Sew., *Sphenopteris* sp.

Nilssonia serotina Heer, *Pseudoctenis* sp., *Taeniopteris* sp.

Ginkgo ex gr. *adiantoides* (Ung.) Heer, *G.* ex gr. *sibirica* Heer, *Sphenobaiera* ex gr. *orientalis* Vachr. et E. Lebed., *Phoenicopsis* cf. *angustifolia* Heer, *Desmiophyllum magnum* (Samyl.) Samyl.

Araucarites sp. 1–2, *Elatocladus smittiana* (Heer) Sew., *Elatocladus* sp., *Cephalotaxopsis heterophylla* Holl., *C. intermedia* Holl., *Pseudolarix bacharevii* Vachr. et E. Lebed., *Pagiophyllum triangulare* Pryn., *Podozamites eichwaldii* Schimp., *Pityolepis* sp. 1–2, *Pityospermum* sp., *Pityostrobus* sp. 1–3, *Pityophyllum nordenskiöldii* (Heer) Nath., *Pityophyllum* sp., *Sequoia* aff. *minuta* Sveshn., *S.* ex gr. *concinna* Heer, *S. fastigiata* (Sternb.) Heer, *Sequoia* sp. 1–2, *Metasequoia* sp., *Thuja cretacea* (Heer) Newb.

Carpolithes sp. 1–2

Platanaceae sp., *Menispermities* sp. 1–2, *Castaliites* sp., *Crataegites* sp., *Dicotyledones* sp. 1–2, *Dicotyledones* spp.

Наибольшее разнообразие в составе комплекса имеют хвойные (до 44,5% от общего числа видов). Однако непосредственно в обнажениях остатки хвойных не доминировали (кроме точки 33, где обильны *Cephalotaxopsis heterophylla*), чем местонахождения ариндской флоры заметно отличаются от вышележащих амкинских, где хвойные доминируют повсеместно. На втором месте находятся папоротники (20%), на третьем — покрытосеменные (13%), далее идут гинкгофиты (9%) и цикадофиты (5,6%). В отдельных точках относительно часто встречались *Gleichenia* sp., *Birisia* aff. *ochotica*, *Arctopteris* (?) sp., *Taeniopteris* sp., *Sphenobaiera* ex gr. *orientalis*, *Araucarites* sp., *Elatocladus*. Встречены листовые кровли, сложенные листьями покрытосеменных (*Castaliites*).

От нижележащего еманринского комплекса ариндский отличается по появлению *Cephalotaxopsis heterophylla*, *Elatocladus smittiana*, *Thuja*, *Menispermities*.

От вышележащей амкинской флоры ариндский комплекс хорошо отличается по присутствию нередких *Birisia* (M) и *Gleichenia* (M), а также *Menispermities*, неизвестных в амкинской флоре. Показательно обилие цикадофитов *Taeniopteris*, изредка появляющихся только в верхах амкинских слоев, а также *Sphenobaiera orientalis*. В ариндских слоях обнаружены и характерные для альба *Desmiophyllum magnum* и *Pagiophyllum triangulare* (редко). Единичные *Metasequoia* встречены в точке 132 (см. рис. 3, 8), но эти породы залегают непосредственно под слоями с обилием хвойных амкинского облика (там же, точка 133) и являются как бы переходными к ним.

Ариндский комплекс одновозрастен арманской флоре Охотского сектора ОЧВП [Самылина, 1974a]. Для обеих флор характерно присутствие *Birisia ochotica*, *Desmiophyllum magnum*, *Pagiophyllum triangulare*. На этом уровне впервые появляются молодые хвойные *Cephalotaxopsis heterophylla*, местами доминирующие, *Elatocladus smittiana* и *Thuja*. Отмечается появление разнообразных, в том числе крупнолистных, покрытосеменных и несомненных *Menispermities*.

Ариндский комплекс по соотношению с флорами Северной Аляски мы относим к позднему альбу (см. гл. III). Отметим, что одновозрастную ей арманскую флору по

появлению молодых покрытосеменных иногда сопоставляют с вышележащей гребенкинской флорой и относят к сеноману. По нашему мнению, сходство ариндских и гребенкинских флор объясняется процессами рекурренции (см. гл. VI, 2).

Ариндский комплекс определяет сочетание следующих видов: *Gleichenia* sp., *Birisia* aff. *ochotica* Symal., *Taeniopteris* sp., *Desmiophyllum magnum* (Samyl.) Samyl., *Elatocladus smittiana* (Heer) Sew., *Cephalotaxopsis heterophylla* Holl., *Pagiophyllum triangulare* Pryn., *Menispermites* sp.

Амкинская флора (ранний сеноман)

Амкинская флора подразделяется на три комплекса (снизу вверх): уенминский, усть-амкинский и гырбыканский, — соответствующие трем фазам развития "хвойной" флоры, содержащейся в средней части ульянской серии.

Амкинские флоры с преобладанием хвойных формировались в условиях похолодания климата на рубеже раннего и позднего мела. Похолодание происходило постепенно с наибольшим минимумом, приходящимся на среднюю фазу (см. гл. VII, VIII), что и позволило выделить внутри амкинских флор три флористических комплекса.

Обобщенное понятие амкинской флоры необходимо по ряду причин. В первую очередь это наличие общих признаков, объединяющих выделенные комплексы, среди них доминирование хвойных и присутствие ряда характерных видов, чем амкинская флора хорошо отличается от нижележащего (ариндского) и более высокого (дукчандинского) комплексов. Кроме того, при сопоставлении флор этого уровня, произраставших в разных условиях (например, на возвышенностях и в приморских равнинах) или в отдаленных географических пунктах (Северо-Восток и Приморье), мы вряд ли сможем уловить фазы развития данных флор, особенно при разной детальности изучения.

Одновременно необходимо и выделение указанных комплексов в качестве самостоятельных единиц. Во-первых, для растительности склонового ряда, произраставшей в пределах ОЧВП, где изменения климата сказывались более резко, чем на равнинах, данные фазы выделяются достаточно уверенно, о чем говорит установление аналогичных комплексов в более северном Пенжинско-Анадырском секторе (см. гл. II, 5). Во-вторых, что очень существенно, коллекции ниже- и верхнеамкинских флор из отдельных точек, например с равнообразием покрытосеменных, по своему облику заметно отличаются от флор среднеамкинского уровня, наиболее распространенных в ОЧВП. Последние формировались в наиболее холодную фазу и характеризуются редкостью покрытосеменных. Дело в том, что на рубеже мезофита и кайнофита существовали растительные ассоциации как мезофитного, так и кайнофитного облика. Поэтому отдельные ассоциации ниже- и верхнеамкинских флор могут явно напоминать более молодые флоры. Выделение внутри амкинской флоры в ОЧВП отдельных флористических комплексов и позволяет помещать на один уровень столь разные на первый взгляд тафофлоры.

Поначалу под "амкинской" понимали флору, наиболее полно собранную в стратотипе амкинских слоев в низовьях р. Амка [Шейкашова, 1964; Бельй, Ефимова, 1972]. Позднее это наименование было распространено на все флоры с доминированием хвойных, обнаруженных в амкинской свите. В настоящее время ясно, что флора, собранная в низовьях р. Амка, соответствует только средней части амкинских слоев. Поэтому, чтобы не вносить путаницы в привычные наименования, мы называем флору, собранную в низовьях р. Амка, "усть-амкинской", а понятие "амкинская флора" оставляем как обобщенное для всех флор этого уровня, характеризующихся рядом общих признаков.

Амкинская флора наиболее распространена и в более северных районах ОЧВП, где она ранее именовалась аркагалинской [Самылина, 1974а; Белый, 1977; Лебедев 1976]. Типовая аркагалинская флора была установлена западнее ОЧВП из угленосных отложений верховьев р. Колыма [Самылина, 1974а]. Затем это понятие было распространено на все флоры с преобладанием хвойных, обнаруженные в ОЧВП. Однако по ряду признаков типовая аркагалинская флора соответствует только верхнеамкинской (гырбыканской флоре) (см. гл. III; VI, 2), т.е. амкинская флора, взятая в целом, несомненно, соответствует более крупному временному интервалу, чем типовая аркагалинская флора. Кроме того, и это очень важно, в Ульинском прогибе установлено соотношение амкинской флоры с нижележащим позднеальбским и вышележащим сеноманским—раннетуронским флористическими комплексами.

По залеганию выше амкинских слоев дукчандинской флоры, разновозрастной гребенкинской, отнесенной по находкам морской фауны к сеноману—раннему турону, возраст амкинской флоры примерно соответствует раннему сеноману. В то же время по климатостратиграфическим сопоставлениям с флорами Северной Аляски амкинскую флору, скорее всего, следует помещать на рубеж раннего и позднего мела (см. гл. III). В настоящей работе до получения новых данных и для удобства амкинскую флору мы помещаем в ранний сеноман.

Амкинскую флору, помимо доминирования хвойных, определяет сочетание *Metasequoia cuneata* (Knowlt.) Chaney, *Araucarites* ex gr. *anadyrensis* Kryshch., *Trochodendroides* ex gr. *arctica* (Heer) Berry.

Уенминский комплекс

Название по р. Уенма, левому притоку р. Уля (см. рис. 3,8, точки 20—35). Данная флора прослежена примерно на 100 км (точки 20—35, 125, 128, 133). Первоначально [Шпак и др., 1977] в нее включались и местонахождения (точки 28, 33), относящиеся, как теперь выяснилось, к ариндскому комплексу.

Общий список уенминского комплекса включает 49 форм, из них 14 покрытосеменных:

Thallites sp., *Equisetites* sp.

Asplenium dicksonianum Heer, *Cladophlebis arctica* (Heer) Sew., *C. frigida* (Heer) Sew., *Sphenopteris* sp. 1—2.

Nilssonia serotina Heer.

Ginkgo ex gr. *adiantoides* (Ung.) Heer, *G. sibirica* Heer, *G. ex gr. singularis* Samyl., *Ginkgo* sp., *Sphenobaiera* ex gr. *orientalis* Vachr. et E. Lebed., *Phoenicopsis* cf. *angustifolia* Heer.

Podozamites eichwaldii Schimp., *Podozamites* sp., *Araucarites* ex gr. *anadyrensis* Kryshch., *Elatocladus smittiana* (Heer) Sew., *E. gracillimus* (Holl.) Sveshn., *Cephalotaxopsis heterophylla* Holl., *C. intermedia* Holl., *Torreya* (?) sp., *Pseudolarix bacharevii* Vachr. et E. Lebed., *Pityolepis* sp., *Pityospermum* sp., *Pityostrobus* sp., *Sequoia minuta* Sveshn., *S. fastigiata* (Sternb.) Heer, *S. ex gr. concinna* Heer, *S. cf. obovata* Knowlt., *S. microlepis* Sveshn., *Sequoia* sp., *Metasequoia cuneata* (Newb.) Chaney, *Metasequoia* sp. (шишка).

Trochodendroides arctica (Heer) Berry, *Platanus* sp. 1—2, *Pseudoprotophyllum* sp., *Castaliites* (?) sp., *Magnolia* sp., *Cissites* sp., *Zizyphus* sp., *Viburnum* sp., *Crataegites* (?) sp., *Cinnamomoides* sp., *Nyssidium* sp., *Dicotyledones* sp. 1, *Dicotyledones* spp.

Наибольшее значение в составе уенминской флоры имеют хвойные (около 42% от общего числа видов), значительно участие покрытосеменных (29%). Разнообразны и гинкгофиты (около 12%). Цикадофиты играют незначительную роль (2%), а отпечатки единичны. Наиболее часто встречались *Cephalotaxopsis intermedia*, *C. heterophylla* и *Sequoia minuta*. В отдельных местонахождениях (точка 20) нередко встречаются *Elatocladus smittiana*. Остатки папоротников относительно редки. Гинкговые также встречались редко, за исключением точки 20, где найдено много разрезных листьев типа *Ginkgo singularis*. Покрытосеменные, как правило, встречались редко, но в ряде точек их роль значительна, например в точке 19 установлено девять покрытосеменных среди 20 форм, встречены и листовые кровли, сложенные листьями платановых.

Для уенминской флоры характерно присутствие хвойных *Metasequoia cuneata*, *Araucarites* ex gr. *anadyrensis* и покрытосеменных *Trochodendroides arctica*, руководящих форм амкинской флоры, а также разновозрастных флор Северо-Востока СССР [Самылина, 1974а]. Другая типичная форма амкинского уровня — *Queereuxia* — появляется только со среднеамкинского (усть-амкинского) комплекса. Пока среди 49 видов уенминского комплекса этой формы не встречено. Одновременно мы видим здесь редкие *Sphenobaiera orientalis*, многочисленные в нижележащих ариндских слоях, и *Nilssonia*, неизвестные выше по разрезу, в усть-амкинских слоях.

Уенминская флора хорошо отличается от нижележащей ариндской по обилию хвойных, присутствию характерных *Metasequoia*, *Araucarites* ex gr. *anadyrensis*, *Trochodendroides*, неизвестных в последней. Одновременно из ариндской в уенминскую флору переходят *Cladophlebis arctica*, *Sphenobaiera*, *Sequoia*, *Elatocladus smittiana*, *Cephalotaxopsis* и некоторые другие растения. От вышележащей усть-амкинской флоры при наличии общих признаков уенминская флора отличается отсутствием *Queereuxia*, наличием *Sphenobaiera orientalis* и *Nilssonia*.

Для уенминской флоры характерно и заметное участие покрытосеменных (до 29%), причем в отдельных местонахождениях их роль еще более значительна. В то время как в усть-амкинских слоях покрытосеменные, исключая *Quereuxia*, встречались очень редко, причем в условиях гораздо лучшей обнаженности (почти сплошные обнажения по левому берегу р. Амки в интервале примерно 3–8 км от ее устья — стратотип амкинских слоев).

По общему типу строения уенминская флора, отличаясь от усть-амкинской, напоминает верхнеамкинскую (гырбыканскую) флору. Для их разделения необходимы достаточно полные сборы ископаемых растений.

В более северных районах ОЧВП, в Пенжинско-Анадырском секторе, уенминскому уровню отвечает окланская флора, где даже среди небольших коллекций (до 10 видов), собранных геологами и характеризующихся преобладанием хвойных, встречены цикадофиты *Nilssonia*, нередко и фрагменты листьев покрытосеменных. Примечательно, что выше по разрезу там даже в хорошо собранных коллекциях (до 30 видов), соответствующих усть-амкинскому уровню, не обнаружена *Nilssonia*, но встречены иногда многочисленные *Quereuxia* (см. гл. II, 5): Такая аналогия в развитии флор столь отдаленных участков ОЧВП также говорит за выделение флор этого уровня.

Уенминский комплекс определяет сочетание *Nilssonia*, *Sphenobaiera ex gr. orientalis* Vachr. et E. Lebed., *Araucarites ex gr. anadyrensis* Krysht., *Metasequoia cuneata* (Knowlt.) Chaney, *Trochodendroides ex gr. arctica* (Heer) Berry.

Усть-амкинский комплекс

Название по стратотипу амкинских слоев ("свиты") в низовьях р. Амка (рис. 3, 8, точки 70–78), где в едином разрезе собрано 58 видов ископаемых растений.

Растения, обнаруженные в других местах распространения данного горизонта, практически целиком входят в состав типовой усть-амкинской флоры. Ранее эта флора именовалась амкинской [Лебедев, 1979], а включенная первоначально в нее коллекция с ручья Буралкит (точка 68), как оказалось, входит в состав верхнеамкинской (гырбыканской) флоры.

Общий список усть-амкинского комплекса (58 форм) включает:

Thallithes yabei (Krysht.) Harris, *Thallithes* sp., *Mirella* sp., *Equisetites* sp. 1–3.

Coniopteris aff. *vsevolodii* E. Lebed., *Conioteridium* sp., *Lobifolia* sp., *Arctopteris* sp., *Cladophlebis arctica* (Heer) Sew., *Cladophlebis* sp., *Sphenopteris* sp. 1–2.

Ginkgo ex gr. adiantoides (Ung.) Heer, *Sphenobaiera angustiloba* (Heer) Fl., *Phoenicopsis ex gr. angustifolia* Heer, *Arctobaiera* sp.

Carpolithes sp.

Podzamites sp., *Araucarites ex gr. anadyrensis* Krysht., *Elatocladus smittiana* (Heer) Sew., *E. ex gr. platyphyllus* E. Lebed., *Elatocladus* sp. 1–2, *Cephalotaxopsis heterophylla* Hqll., *C. intermedia* Holl., *C. cf. borealis* Samyl., *C. magnifolia* Font., *Pseudolarix bacharevii* Vachr. et E. Lebed., *Pityolepis* sp. 1–3, *Pityospermum* sp., *Pityostrobus* sp. 1–3, *Pityophyllum* sp., *Sequoia minuta* Sveshn., *S. ex gr. concinna* Heer, *S. cf. obovata* Knowlt., *Sequoia* sp. 1, *Sequoia* sp. 2 *Metasequoia cuneata* (Knowlt.) Chaney, *Thuja cretacea* (Heer) Newb.

Quereuxia angulata (Lesq.) Krysht., *Trochodendroides ex gr. arctica* (Heer) Berry, *Trochodendrocarpus* sp., *Protophyllum* (?) sp., *Pseudoprotophyllum* sp., *Platanaceae* sp., *Zizyphus* sp., *Lindera* (?) sp., *Vitis* sp., *Castaliites* sp., *Dicotyledones* sp. 1–3.

В усть-амкинской флоре доминируют хвойные (45%). Характерны хвойные *Metasequoia cuneata*, покрытосеменные *Trochodendroides arctica* и особенно *Quereuxia angulata*. Наряду с ними присутствуют *Phoenicopsis angustifolia* и тонкорассеченные *Sphenobaiera angustiloba* — формы, обычные для раннего мела. Покрытосеменные, исключая *Quereuxia*, редки. Цикадофиты отсутствуют.

При общем сходстве с другими комплексами, входящими в амкинскую флору, усть-амкинский комплекс отличается от нижележащей уенминской по появлению нередких *Quereuxia*, *Arctobaiera* (иногда образующих скопления) и полным отсутствием цикадофитов и *Sphenobaiera orientalis*. В целом падает разнообразие и встречаемость гинкгофитов (исключая *Arctobaiera*). В основном они представлены *Ginkgo adiantoides*, а *Phoenicopsis angustifolia* и *Sphenobaiera angustiloba* — единичны. По сравнению с уенминской флорой покрытосеменные встречаются значительно реже, их роль в составе комплекса падает.

В целом усть-амкинский комплекс отличается в первую очередь негативными признаками: отсутствием цикадофитов, редкостью покрытосеменных и т.п., что, видимо, объясняется произрастанием усть-амкинской флоры в экстремальную фазу амкинского похолодания (см. гл. VII, 1).

В более северных районах ОЧВП, в Пенжинско-Анадырском секторе, усть-амкинская флора коррелируется с оконайтской, собранной в нижней части макковеемской свиты (см. гл. II, 5).

К характерным формам усть-амкинского комплекса можно отнести: *Arctobaiera* sp., *Araucarites* ex gr. *anadyrensis* Krysh., *Metasequoia cuneata* (Knowlt.) Chaney, *Quereuxia angulata* (Lesq.) Krysh., *Trochodendroides arctica* (Heer) Berry.

Гырбыканский комплекс

Название по р. Гырбыкан (см. рис. 3, 8, точки 153, 162, 163, 171). Типовое местонахождение расположено по правому берегу верхнего течения р. Гырбыкан (точка 153).

К гырбыканской флоре отнесена также коллекция, собранная в верховьях р. Амка (см. рис. 3, 8, точка 68). Ранее она включалась в состав амкинской (усть-амкинской) флоры [Громов, Лебедев, 1978б; Громов и др., 1980; Лебедев, 1979]. Однако здесь среди небольших высыпок встречены нередкие *Isoetites onkilonicus*, отсутствующие в усть-амкинских слоях, и остатки покрытосеменных. К этому уровню отнесена и точка 212 по левобережью верхнего течения р. Хакарин, западнее типового гырбыканского района и местонахождение по р. Унчи.

Гырбыканский комплекс (55 форм) включает:

Isoetites onkilonicus Krysh., *Equisetites* sp.

Tchaunia sp., *Kolymella raevskii* Samyl. et Philipp., *Cladophlebis arctica* (Heer) Sew., *C. frigida* (Heer) Sew., *Cladophlebis* sp., *Sphenopteris* sp. 1–2.

Taeniopteris sp.

Ginkgo ex gr. *adiantoides* (Ung.) Heer, *Ginkgo* sp., *Sphenobaiera* ex gr. *orientalis* Vachr. et E. Lebed., *Phoenicopsis* sp.

Araucarites ex gr. *anadyrensis* Krysh., *Elatocladus smittiana* (Heer) Sew., *Elatocladus* sp., *Cephalotaxopsis heterophylla* Holl., *C. intermedia* Holl., *C. magnifolia* Font., *Pseudolarix bacharevii* Vachr. et E. Lebed., *Pinus* sp., *Pityolepis* sp., *Pityospermum* sp. 1–2, *Pityostrobus* sp., *Pityophyllum* sp., *Sequoia minima* Sveshn., *S. ex gr. reichenbachii* (Sternb.) Heer, *Sequoia* sp. 1–2, *Metasequoia cuneata* (Knowlt.) Chaney, *Libocedrus catenulata* (Bell) Krysh., *Podozamites eichwaldii* Schimp., *P. lanceolatus* (L. et H.) Braun, *P. cf. olenekensis* Vassil., *Glyptostrobus* (?) sp.

Trochodendroides ex gr. *arctica* (Heer) Berry, *Trochodendrocarpus* sp., *Quereuxia angulata* (Lesq.) Krysh., *Platanus cf. simonovskiensis* I. Lebed., *P. cf. cuneifolia* Bronn, *Platanus* sp. 1–2, *Pseudoprotophyllum* sp. 1–2, *Quercophyllum* sp., *Lindera* sp., *Cissites* sp., *Zizyphus* sp., *Dalembya vachrameevii* E. Lebed., *Dicotyledones* sp. 1–4.

В гырбыканской флоре первое место по количеству видов занимают хвойные (42%), заметно и разнообразие покрытосеменных (до 33%). Папоротники встречались редко (13%). Цикадофиты представлены одним видом (2%). Наиболее часто встречались хвойные. Находки покрытосеменных связаны с отдельными участками слоев. В других точках, например в точке 162, где собрано около 25 видов, представленных в основном хвойными, обнаружены всего два фрагмента покрытосеменных. Видимо, растительные сообщества, сложенные покрытосеменными, не всегда имели возможность попасть в благоприятные для захоронения условия.

Гырбыканский комплекс хорошо отличается от усть-амкинского по повышению разнообразия покрытосеменных, особенно семейства платановых. Кроме покрытосеменных, которые встречаются спорадически, гырбыканский комплекс отличается и по другим растениям, среди которых наиболее обычны *Sphenobaiera orientalis*, *Libocedrus catenulata*, *Isoetites onkilonicus*. Важно и появление редких *Taeniopteris*, но встреченных в трех местонахождениях из пяти, что свидетельствует об относительно более теплых условиях в гырбыканское время по сравнению с усть-амкинским.

Вышележащая дукчандинская флора резко отличается от амкинской, включая гырбыканскую, по доминированию и появлению новых форм покрытосеменных и редкости хвойных.

В Пенжинско-Анадырском секторе ОЧВП к верхнеамкинскому (гырбыканскому) уровню, вероятно, относится еропольская флора, собранная в средней части макковеевской свиты (см. гл. II, 5). Интересно, что как в еропольской, так и в гырбыканской флоре встречены единичные остатки очень характерных папоротников *Tschania* и *Kolytella*, широко распространенных в альбе Центрально-Чукотского, самого северного, сектора ОЧВП. Видимо, это связано с похолоданием в амкинское время (см. гл. VI, 2).

Гырбыканский комплекс определяет сочетание следующих видов: *Isoetes onkilonicus* Kryshch., *Taeniopteris* sp., *Sphenobaiera orientalis* Vachr. et E. Lebed., *Libocedrus catenulata* (Bell) Kryshch., *Metasequoia cuneata* (Knowl.) Chaney, *Quereuxia angulata* (Lesq.) Kryshch., *Trochodendroides ex gr. arctica* (Heer) Berry.

Дукчандинский комплекс (сеноман—ранний турон)

Название по р. Дукчанда, левому притоку р. Гырбыкан (см. рис. 3, 8, точка 154). Всего в трех местонахождениях (точки 151, 154, 168) обнаружено 42 вида:

Equisetites sp.

Birisia sp., *Cladophlebis acuta* Font., *C. borealis* (Brongn.) Kryshch., *Cladophlebis* sp. 1—2, *Sphenopteris* sp. 1—2

Taeniopteris sp.

Ginkgo ex gr. *adiantoides* (Ung.) Heer., *Sphenobaiera* ex gr. *orientalis* Vachr. et E. Lebed., *Sphenobaiera* sp., *Phoenicopsis* aff. *angustifolia* Heer.

Araucarites anadyrensis Kryshch., *Elatocladus smittiana* (Heer) Sew., *Cephalotaxopsis heterophylla* Holl., *C. intermedia* Holl., *C. magnifolia* Font. *Pityospermum* sp., *Pityostrobus* sp., *Pityocladus* sp., *Sequoia* sp., *Podozamites* ex gr. *eichwaldii* Schimp., *P. cf. lanceolatus* (L. et H.) Braun, *Podozamites* sp.

Menispermites parafavosus E. Lebed., *M. reniformis* Daws., *Menispermites* sp. 1—2, *Trochodendroides zizyphoides* Budants., *Platanus embicola* Vachr., *P. aff. valida* Holl., *Protophyllum* sp., *Pseudoprotophyllum* sp., "*Credneria*" ex gr. *grewiopsoides* Holl., *Populites* sp., *Cissites* sp., *Zizyphus* sp., *Dalembia vachrameevii* E. Lebed., *Greibenkina anadyrensis* (Kryshch.) E. Lebed., *Dicotyledones* sp. 1—2.

В дукчандинской флоре доминируют покрытосеменные как по числу видов (40,5%), так и по количеству отпечатков. Они образуют скопления (*Platanus embicola* — точка 154) или листовые кровли (*Menispermites* — точка 151). Хвойные, находясь на втором месте по разнообразию (28,5%), встречаются единично. Третье место занимают папоротники (16,5%), которые достаточно обильны в отдельных прослоях (*Birisia* — точка 168, *Cladophlebis* — точки 151, 168).

По преобладанию покрытосеменных и редкости хвойных дукчандинская флора хорошо отличается от подстилающей амкинской, где доминируют хвойные. В дукчандинской появляются новые виды покрытосеменных, такие, как *Platanus embicola* (M), "*Credneria*" *grewiopsoides*. Характерно разнообразие и обилие *Menispermites*, отсутствующих в амкинских слоях. Появляются и новые роды. Среди папоротников многочисленны *Birisia*, не встреченные в амкинской флоре.

Несмотря на столь резкое отличие дукчандинской флоры от амкинской, она явно наследует флоры этого уровня. Так, из гырбыканской в дукчандинскую переходят *Sphenobaiera orientalis*, *Taeniopteris*, продолжают существовать хвойные типа *Araucarites anadyrensis*. Проходят снизу и такие формы, обычные для раннего мела, как *Phoenicopsis*. С точки зрения развития среднемиловых флор Ульяновского прогиба гырбыканская флора является переходной от типично среднеамкинской флоры к дукчандинской. В гырбыканском комплексе, помимо ряда видов, проходящих в дукчандинский, повышается разнообразие покрытосеменных, в том числе платановых, становящихся доминантами в дукчандинское время.

Дукчандинская флора одновозрастна типовой гребенкинской флоре, возраст которой по соотношению с морскими слоями примерно соответствует сеноману—раннему турону (см. гл. III). Если для более низких по разрезу флор сопоставление велось по мезофитным элементам, в основном по папоротникам, реже — цикадофитам или хвойным, то здесь впервые на первый план в этом отношении выходят покрытосеменные.

Для дукчандинской и гребенкинской флор среди покрытосеменных характерно разнообразие *Menispermites* и *Platanaceae*. Общими формами являются характерные

Menispermites aff. favosus, *Platanus embicola*, "*Credneria*" ex gr. *grewiopsoides*. В дукчандинских слоях встречены представители нового рода *Grebenkia*, известного пока только в типовой гребенкинской флоре, а также *Dalembia*. В обеих флорах по количеству видов на первое место выходят покрытосеменные (от 40 до 48%). Для данных флор показательно также, что на фоне увеличения роли покрытосеменных присутствуют нередкие широколиственные *Sphenobaiera*, *Podozamites*, что является одной из характерных черт флор этого уровня, и обильные папоротники *Birisia*, неизвестные в амкинских слоях.

Наряду с указанными чертами, которые, по нашему мнению, являются ведущими, имеются и отличия, связанные с произрастанием данных флор в разных условиях: дукчандинской — в возвышенных местах обитания ОЧВП, а гребенкинской — в равнинных, приморских (см. гл. VI, 1). Как дукчандинская, так и гребенкинская флора развивались в условиях нового потепления, начавшегося примерно в среднесеноманское время.

В более северных районах ОЧВП, в Пенжинско-Анадырском секторе, возрастным аналогом дукчандинского комплекса является холоховчанская флора, собранная нами в бассейне р. Пенжина (см. гл. II, 5).

К характерным видам дукчандинского комплекса следует отнести: *Birisia*, *Taeniopteris* sp., *Sphenobaiera* ex gr. *orientalis* Vachr. et E. Lebed., *Araucarites anadyrensis* Krysh., *Menispermites parafavosus* E. Lebed., *Platanus embicola* Vachr., "*Credneria*" ex gr. *grewiopsoides* Holl., *Grebenkia* sp.

Кетандинский комплекс (поздний турон—коньяк)

Название по р. Кетанда, левому притоку р. Урак. Комплекс выделен на основе палинологических данных П.И. Битюцкой по междуречью Урак—Кетанда (см. рис. 3, 8) и небольших коллекций листовых флор. Необходимость его выделения определяется как из анализа разреза меловых вулканитов Ульяновского прогиба, так и из анализа разрезов Преддугджурского прогиба и Пенжинско-Анадырского сектора ОЧВП.

В Ульяновском прогибе, стратиграфически выше дукчандинских слоев, в районах, прилегающих к хакаринским базальтам, наблюдается вулканогенная толща самых верхов ульянской ("амкинской") серии. В связи с этим возникает вопрос о возрасте этой части разреза. Поскольку базальты хакаринской свиты залегают на породах ульянской серии с несогласием, то во многих местах верхняя, кетандинская, толща, видимо, может отсутствовать. С данной точки зрения очень важен район междуречья Урак—Кетанда, изученный Г.В. Рогановым и Л.Р. Переверзевым (ДВПГО). Отсюда, из туффилов, залегающих под хакаринскими базальтами, П.И. Битюцкая установила спорово-пыльцевой спектр, содержащий пыльцу надгруппы *Triproctacites*, и другие формы, свидетельствующие о раннесеноманском возрасте вмещающих отложений [Битюцкая и др., 1979]. Существенно, что этот комплекс не является изолированным, а выделен П.И. Битюцкой в последовательности комплексов альбского, сеноманского, туронского и раннесеноманского возраста. В частности, сеноманский комплекс установлен в верховьях р. Девовша (см. рис. 3, 8), т.е. в слоях, примерно соответствующих низам амкинского флористического горизонта, и характеризуется обилием спор хвойных. Туронский установлен в междуречье Урак—Кетанда в слоях, залегающих несколько ниже по разрезу, чем раннесеноанский спорово-пыльцевой комплекс.

Кроме того, геологами ДВТГУ в междуречье Урак—Кетанда были обнаружены единичные макростатки, напоминающие таковые из валижгенской свиты Северо-Западной Камчатки, отнесенной по соотношению с морскими слоями к верхам турона—коньяку [Пергамент, 1961]. В этом же районе по р. Правый Таклакан мы собрали небольшую коллекцию, в которой преобладали покрытосеменные, включая *Platanus*, *Zizyphus* и *Menispermites*. По сочетанию *Menispermites* и *Metasequoia cuneata* эта флора, видимо, моложе амкинской и дукчандинской флор, поскольку в первой из них неизвестен *Menispermites*, а во второй — *Metasequoia*.

Флора с преобладанием платановых на этом уровне (верхи этапа контрастного вулканизма) известна и в Преддугджурском прогибе (см. гл. II, 2). Весьма важны и результаты, полученные в Пенжинском секторе ОЧВП. Здесь из самых верхов макроемской свиты, залегающих под "верхними" базальтами, Г.Д. Давыдова (ПГО Аэрогеология) и Г.М. Братцева (ГИН АН СССР) установили аналогичный спорово-

пыльцевой спектр с пылью *Triproectacites*. Вмещающие отложения они отнесли к нижнему сенону, отмечая, что не исключен и несколько более молодой возраст этих отложений [Битюцкая и др., 1979].

В Ульяновском прогибе туронский спорово-пыльцевой комплекс выделен по правому борту р. Кетанда (точка 2903). Содержание спор (43,6%) и пыльцы голосеменных (47,8%) в нем примерно одинаковое. Пыльца покрытосеменных наблюдается в небольшом количестве (5,4%), среди нее встречена группа *Triproectacites* (*Aquilapollenites quadrilobus* Rouse, *Parviprojectus dolium* Samoil.). П.И. Битюцкая данный комплекс относит к турону по сопоставлению его с комплексами из нижних горизонтов завитинской свиты Амуро-Зейской впадины и кундурской свиты Хинганского поднятия.

Раннесенонский спорово-пыльцевой комплекс выделен из туффитов, развитых на водоразделе рек Кетанда, Урак (точка 2921). Характерной особенностью этого комплекса является высокое содержание пыльцы покрытосеменных (45,5%). Несколько меньшая доля приходится на споры (35,8%) и еще меньшая — на пыльцу голосеменных (17,2%). Состав голосеменных беден и в видовом отношении. В основном это пыльца семейств *Pinaceae* и *Taxodiaceae*, содержащаяся примерно в одинаковых количествах.

Состав покрытосеменных отличается от туронского большим разнообразием. Присутствует пыльца надгруппы *Triproectacites* (в том числе *Aquilapollenites cruciformis* N. Metch.), *Mancicorpus*, *Diplosporites*, *Orbiculapollis*, *Tricolpites gracilis* Bratz., *Tricolporopollenites radiostriatus* N. Metch. Разнообразие пыльцы *Triproectacites* достигает расцвета во второй половине сенона. В кетандинских слоях такое разнообразие не наблюдается, что, по мнению П.И. Битюцкой, характерно для низов сенона. Этот комплекс П.И. Битюцкая сопоставляет с таковыми из верхних горизонтов завитинской свиты Амуро-Зейской впадины и кундурской свиты Хинганского поднятия, а также с раннесенонскими комплексами Сучанского каменноугольного бассейна.

Учитывая изложенное, мы выделяем в верхах ульянской серии кетандинский флористический комплекс, примерно соответствующий позднему турону—коньяку, известный в Ульяновском прогибе в районе междуречья Урак—Кетанда. Необходимы дальнейшее изучение этой части разреза и сбор отсюда листовой флоры. Аналогичные флористические уровни в той же части вулканогенного разреза отмечаются и в других районах в Преддугдюрском прогибе и в Пенжинско—Анадырском секторе ОЧВП.

Делокачанская толща

Делокачанский комплекс (кампан)

Название по делокачанской толще. Флора собрана в верховьях р. Хакарин (см. рис. 3, 8, точка 104). Обнаружено 18 видов ископаемых растений: *Anemia* (?) sp., *Osmunda* sp., *Hausmannia* sp., *Cladophlebis* sp. 1—2, *Sphenopteris* sp., *Pterophyllum* sp., *Nilssonia* (?) sp., *Ginkgo* ex gr. *adiantoides* (Ung.) Heer, *Elatocladus* sp., *Cephalotaxopsis intermedia* Holl., *Cephalotaxopsis* sp., *Metasequoia* sp., *Pityocladus* sp., *Pityostrobus* sp., *Pityospermum* sp., *Trochodendroides* sp., *Zizuphus* sp.

В местонахождении, расположенном непосредственно под хакаринскими базальтами, преобладали остатки покрытосеменных. Хвойные встречались редко, хотя по количеству видов они преобладали. Показательна заметная роль папоротников (семь форм). Возраст данной флоры устанавливается нами из положения в вулканогенном разрезе и по сопоставлению с аналогичными флорами других районов ОЧВП. Как указывалось, делокачанская толща формировалась в вулканическую паузу между накоплением основной толщи контрастных вулканитов и хакаринских платобазальтов.

По преобладанию покрытосеменных, редкости хвойных и присутствию цикадофитов делокачанскую флору мы можем сравнить (из известных ниже по разрезу) только с дукчандинским и в какой-то мере с ариндским комплексами. В последнем в отдельных редких прослоях отмечены скопления покрытосеменных. Хотя в делокачанской флоре собрано немного видов, она хорошо отличается от указанных флор, что соответствует и ее более высокому положению в разрезе. Так, в делокачанской толще встречены папоротники, условно отнесенные нами к *Anemia*, а также *Hausmannia*, неизвестные среди ариндского (55 видов) и дукчандинского (42 вида) комплексов.

Отметим, что делокачанская флора непохожа на валижгенскую флору Северо-Западной Камчатки, относимую к верхам турона—коньяку [Пергамент, 1961], характеризующуюся многочисленностью крупнолистных платановых. Папоротники *Naumanni*, встречаемые в делокачанской флоре, в Северной Америке известны и в более молодых отложениях [Hollick, 1936].

Верхи ульинской вулканогенной серии контрастного состава по данным спорово-пыльцевого анализа отнесены к нижнему сенону. Если учитывать отсутствие крупнолистных платановых, то косвенно можно предположить, что данная флора соответствует температурному оптимуму, приходящемуся примерно на кампанское время. В этом отношении делокачанская флора сходна с мургальской (Пенжинско-Анадырский сектор) и усть-эмунерэтской (Центрально-Чукотский сектор) флорами северных районов пояса, занимающих там аналогичное положение в разрезе и этапности вулканизма ОЧВП. Усть-эмунерэтская флора по характерным *Quercus tchicotica* и другим признакам примерно соответствует средней части кампана (см. гл. II, 5; III). Поэтому возраст делокачанской толщи также соответствует кампану, возможно среднему кампану.

В. ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ СРЕДНЕМЕЛОВЫХ ФЛОРИСТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ УЛЬИНСКОГО СЕКТОРА

Как указывалось, опорной для ОЧВП является последовательность флористических комплексов, установленная в Ульинском прогибе, т.е. в пределах единой структуры, а для среднемиловых флор — на сравнительно небольшой территории в центральной части прогиба.

Важно, что по западному борту Ульинского прогиба вулканогенные толщи различного возраста (определяемые по флористическим комплексам), имеющие северовосточное простиранье, соответствующее общему простиранью прогиба, последовательно сменяют друг друга от более древних (берриас—валанжин) на западе к более молодым в центральной части прогиба (сеноман—ранний турон). Моноклинальное в целом залегание слоев в структуре прогиба подтверждается и результатами крупномасштабной съемки, проведенной в центральной части Ульинского прогиба Ф.С. Фроловым (ДВНПО).

Последовательность флористических комплексов установлена с использованием различных методов: по положению разновозрастных толщ, контролируемых по палеоботаническим данным, в общей структуре прогиба, а для ряда среднемиловых комплексов — из непосредственного залегания одних флор выше других в разрезе; по сопоставлению с фаунистически датированными флорами Северо-Востока СССР и Северной Америки (см. гл. III) и, наконец, по преемственности в составе и уровне развития флористических комплексов.

Матийский комплекс (берриас—валанжин) уверенно прослеживается вдоль западного борта прогиба на 300 км. Эта флора содержится в учуликанской свите, отвечающей нижнему — андезитовому этапу вулканизма. Ввиду перерыва (поздний неокон—ап) в осадконакоплении между учуликанской и перекрывающей ее еманринской (нижний—средний альб) свитами матийская флора по составу четко отличается от залегающих выше по разрезу альб-сеноманских флор Ульинского прогиба (см. рис. 4,5).

Среднемиловые ядринская, еманринская, ариндская, амкинская и дукчандинская флоры содержатся в породах, формировавшихся в этап вулканизма контрастного состава. Ядринская флора, соответствующая самым низам еманринской свиты, обнаружена в одной точке. Более полно флоры этого типа развиты в других секторах ОЧВП. Выше по разрезу Ульинского прогиба установлена среднеальбская еманринская флора, прослеженная на 150 км (см. рис. 3). Залегание среднеальбской флоры выше раннеальбской установлено в Пенжинском секторе ОЧВП (см. гл. II, 5). Еще выше идет позднеальбская ариндская флора, прослеженная в низах ульинской серии (= "амкинской свите") на 190 км (восточнее слоев с еманринским комплексом). Ариндская флора по уровню развития наследует еманринскую. В ней, в частности, появляются новые кайнофитные растения, в том числе покрытосеменные.

Центральную часть Ульинского прогиба занимают отложения, содержащие раннесеноманскую амкинскую флору с преобладанием хвойных, чем она хорошо отличается от других флор прогиба. Флоры амкинского типа наиболее распространены и по всему

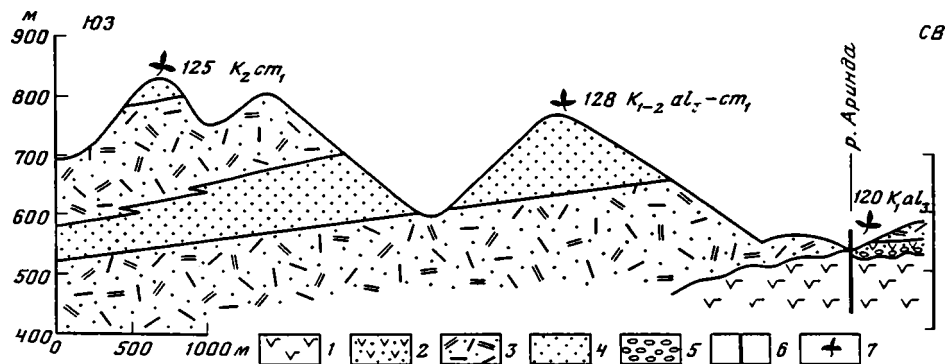


Рис. 9. Схематический профиль разреза ульянской серии по левобережью р. Аринда. Показано соотношение слоев, заключающих нижнеамкинский (уенминский) и ариндский флористические комплексы (составили А.Н. Ивлев и Е.Л. Лебедев)

1 — андезито-базальты; 2 — туфы андезитового состава; 3 — туфы липаритов, липарито-дацитов, дацитов; 4 — пачка переслаивания туфов, туфопесчаников, туфоалевролитов и туфоваргиллитов; 5 — туфоконгломераты, галечный материал андезитового и андезито-базальтового состава; 6 — ариндский кольцевой разлом; 7 — места находок ископаемой флоры

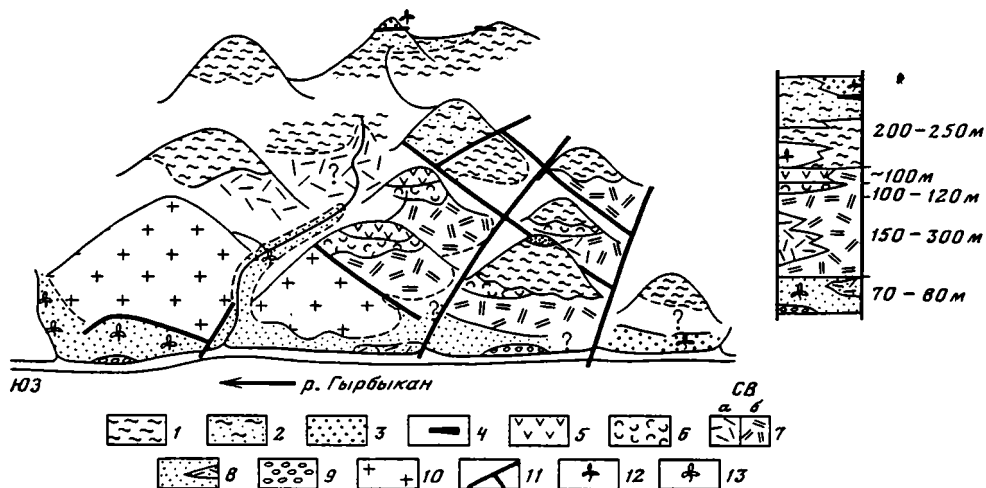


Рис. 10. Схема геологического строения долины верховьев р. Гырбыкан. Показано соотношение слоев, заключающих дукчандинский и гырбыканский флористические комплексы (составили В.И. Кричевец и Е.Л. Лебедев)

Дукчандинские слои (1-4): 1 — игнимбриты, сваренные туфы липаритового состава, 2 — туфы липаритового состава, 3 — туфопесчаники, 4 — вулканические стекла; гырбыканские слои (5-9): 5 — андезиты, андезито-базальты, 6 — туфопесчаники, туфогравелиты, 7 — туфы липаритового (а), дацитового (б) состава, 8 — туфопесчаники; туфоалевролиты с линзами липаритовых туфов, 9 — туфоконгломераты с валунами андезитов; 10 — субвулканические образования липаритового состава; 11 — разломы; 12, 13 — флоры комплексов: 12 — дукчандинского, 13 — гырбыканского (верхнеамкинского)

ОЧВП. В двух районах прогиба по рекам Аринда и Укундья установлено залегание слоев с амкинской флорой выше слоев, содержащих ариндский комплекс. Последовательность выделенных внутри амкинской флоры трех комплексов хорошо выявляется из анализа их площадного распространения и соотношения с общей структурой прогиба. Уенминская (нижнеамкинская) флора прослежена в низах амкинского горизонта на 100 км, непосредственно выше слоев с ариндской флорой. К более высокому уровню приурочены местонахождения с усть-амкинским комплексом, в том числе

Таблица 3

Распространение характерных меловых растений
в вулканогенных образованиях Ульинского прогиба

Вид	Нижний мел			Верхний мел				
	K ₁ b-v	K ₁ al ₁₋₂	K ₁ al ₃	K ₂ cm ₁			K ₂ cm ₂ - - K ₂ t ₁	
	учули- кан- ская свита	еманринская свита	ульинская серия					
			Флористические комплексы					
			матий- ский	ядрин- ский	еман- рин- ский	аринд- ский	амкинский	
уенмин- ский	усть- амкин- ский	гырбы- кан- ский						
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Coniopteris ex gr. bure- jensis (Zal.) Sew.								
Cladophlebis aff. multi- nervis Golova								
Cladophlebis serrulata Samyl.								
Sagenopteris (?) sp.								
Butefia burejensis (Pryn.) E. Lebed.								
Ctenis anyuensis Philipp.								
Ctenis sp. (зубчатый)								
Sphenobaiera ex gr. czeka- nowskiana (Heer) Fl.								
Pseudotorellia pulchella (Heer) Vassilevsk.								
Czekanowskia ex gr. rigida Heer								
Heilungia sp.								
Taeniopteris spp.								
Ginkgo ex gr. adiantoides (Ung.) Heer								
Phoenicopsis ex gr. angustifolia Heer								
Osmunda denticulata Samyl.								
Neozamites sp.								
Desmiophyllum ex gr. magnum (Samyl.) Samyl.								
Nilssonia sp.								
Birisia sp.								
Cephalotaxopsis sp.								
Ochtopteris sp.								
Adiantopteris sp.								
Sphenobaiera biloba Pryn.								
Pagiophyllum triangulare Pryn.								
Arctopteris sp.								
Sequoia ex gr. concinna Heer								
Coniopteris aff. vsevolodii E. Lebed.								

Таблица 3 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9
<i>Cladophlebis arctica</i> (Heer) Sew.								
<i>Sequoia minuta</i> Sveshn.								
<i>Sphenobaiera</i> ex gr. <i>orientalis</i> Vachr. et E. Lebed.								
<i>Cephalotaxopsis intermedia</i> Holl.								
<i>Gleichenia</i> sp.								
<i>Arctopteris</i> (?) sp.								
<i>Araucarites</i> sp.								
<i>Thuja cretacea</i> (Hee) Newb.								
<i>Pseudolarix bacharevii</i> Vachr. et E. Lebed.								
<i>Elatocladus smittiana</i> (Heer) Sew.								
<i>Cephalotaxopsis heterophylla</i> Holl.								
<i>Metasequoia cuneata</i> (Knowlt.) Chaney								
<i>Libocedrus catenulata</i> (Bell) Krysht.								
<i>Araucarites</i> ex gr. <i>anadyrensis</i> Krysht.								
<i>Arctobaiera</i> sp.								
<i>Cephalotaxopsis magnifolia</i> Font.								
<i>Platanaceae</i> spp.								
<i>Menispermities</i> sp.			— ? —					
<i>Castaliites</i> sp.								
<i>Trochodendroides</i> ex gr. <i>arctica</i> (Heer) Berry								
<i>Pseudoprotyphyllum</i> sp.								
<i>Quereuxia angulata</i> (Lesg.) Krysht.								
<i>Platanus</i> cf. <i>simonovskii</i> I. Lebed.								
<i>Trochodendroides zizyphoides</i> Budants.								
<i>Menispermities</i> aff. <i>favosus</i> Krassil.								
<i>Platanus embicola</i> Vachr.								
" <i>Credneria</i> " ex gr. <i>grewiopsoides</i> Holl.								
<i>Grebenkia</i> sp.								

П р и м е ч а н и е. ———— — остатки вида в отдельных прослоях образуют скопления или реже — листовые кровли; ———— — распространение растений; — — — — предполагаемое распространение

типичное — в низовьях р. Амка. Верхнеамкинский (гырбыканский) комплекс установлен в верхней части амкинского горизонта, в верховьях р. Гырбыкан, непосредственно ниже слоев с дукчандинской флорой. Указанная последовательность подтверждается в целом и стратиграфическим положением аналогичных комплексов в Пенжинско-Анадырском секторе ОЧВП (см. гл. II, 5).

Как указывалось, в Ульяновском прогибе в двух точках отмечается залегание амкинской флоры выше ариндской. По р. Аринда в основании разреза (рис. 9, точка 120) обнаружена позднеальбская флора с *Gleichenia* (M), *Birisia* (M), *Taeniopteris* (M), *Elatocladus smittiana*, *Cephalotaxopsis heterophylla*, *Menispermities*. В верхах этого разреза (точка 125) собрана флора уже амкинско-уенминского типа с доминированием

хвойных и нередко *Metasequoia cuneata*. По данным А.Н. Ивлева, слои, содержащие эту флору, прослеживаются в долине р. Уенма, где мы собрали флору уенминского комплекса с *Metasequoia*, *Trochodendroides* (см. рис. 3, 8, точки 19–35). В верховьях р. Улья, у устья р. Укундя (точка 132) по левому берегу, в нижней части единой пачки светлых туффитов мощностью около 200 м, собрана флора верхов ариндского комплекса с нередко *Taeniopteris*, но уже с элементами амкинских флор — *Metasequoia* sp. На правом берегу р. Улья (точка 133), в верхах этой же пачки туффитов, собрана флора амкинского облика с доминированием хвойных.

Дукчандинская флора с преобладанием покрытосеменных приурочена к центральной части прогиба, в верхнем течении р. Гырбыкан (см. рис. 3, 8, точки 151, 154, 168). На одном участке установлено, что слои с дукчандинским комплексом залегают по разрезу выше слоев с амкинской (гырбыканской) флорой (рис. 10). Дукчандинская флора одновозрастна типовой гребенкинской (бассейн р. Анадырь) и отнесена к среднему сеноману—раннему турону (см. гл. III).

В самых верхах ульянской серии (т.е. в верхах разреза вулканитов контрастного состава) по спорово-пыльцевым данным и макроостаткам установлен кетандинский комплекс, примерно соответствующий позднему турону—коньяку. Состав его требует дальнейшего уточнения. В ОЧВП на этом уровне известна листовая флора в Преддугджурском прогибе и аналогичный спорово-пыльцевой комплекс в Пенжинско-Анадырском секторе.

В маломощных в основном осадочных отложениях делокачанской толщи, формировавшихся в вулканическую паузу между этапами контрастного и платобазальтового вулканизма, собрана небольшая делокачанская флора. Более полно флоры этого уровня выявлены в других районах ОЧВП и прежде всего в Центрально-Чукотском секторе, где усть-эмунерэтская флора хорошо коррелируется с кампанскими, фаунистически датированными флорами Северо-Востока СССР.

Распространение характерных меловых растений в вулканогенных образованиях Ульянского прогиба приведено на табл. 3.

2. ПРЕДДУГДЖУРСКИЙ ПРОГИБ

Преддугджурский прогиб находится непосредственно к югу от Ульянского, отделяется от него гранитоидами Улканского, или Прибрежного, поднятия и имеет северо-восточное простирание, располагаясь на единой с Ульянским прогибом северо-восточной зоне разломов. Размеры его около 175 × 60 км.

Преддугджурский прогиб приурочен к зоне сочленения нескольких структур: юго-восточной окраины Сибирской платформы, зоны Становика—Джугджура и Монголо-Охотской складчатой области. От входящего в эту область Удского прогиба он отделяется на востоке и юге массивом архейских анортозитов и разновозрастными гранитоидами по зоне крупного Монголо-Охотского глубинного разлома. На юго-западе прогиб ограничен выходами архейских и раннепротерозойских анортозитов, кристаллических сланцев, гранитоидов (рис. 11). Юго-западнее прогиба вулканиты, сходные с преддугджурскими, выполняют мелкие межгорные котловины.

Стратиграфию меловых вулканитов Преддугджурского прогиба изучали А.Л. Ставцев, В.Р. Алексеев, В.И. Гольденберг, В.М. Моралев, С.В. Потапов, В.Е. Чепыгин, В.И. Пилипейко, В.А. Гурьянов [1982], С.А. Салун, В.В. Шиханов, В.Ф. Зубков, Г.Г. Королев [1967] и другие геологи. Меловые вулканогенные образования прогиба с угловым несогласием и линзами туфоконгломератов в основании залегают на более древних отложениях, от архея—протерозоя до юры. Среди меловых вулканитов выделяются четыре свиты (снизу вверх) общей мощностью до 2000–2800 м (рис. 11, 12).

Н е м у й к а н с к а я с в и т а — андезиты, андезито-базальты, базальты, их туфы, реже туффиты, дациты и их туфы. В низах встречаются грубообломочные туфы андезитов с обломками подстилающих пород, сменяющиеся по простиранию линзами туфоконгломератов и туфогенно-осадочных пород (500–780 м). Возраст по флоре берриас—валанжин.

Свита распространена в краевых частях прогиба (см. рис. 11) и залегает резко несогласно на верхнеюрских и более ранних образованиях вплоть до архея и нижнего протерозоя. Местами (верховья рек Челасин и Биранджа) мощность свиты сокращается до 80 м.

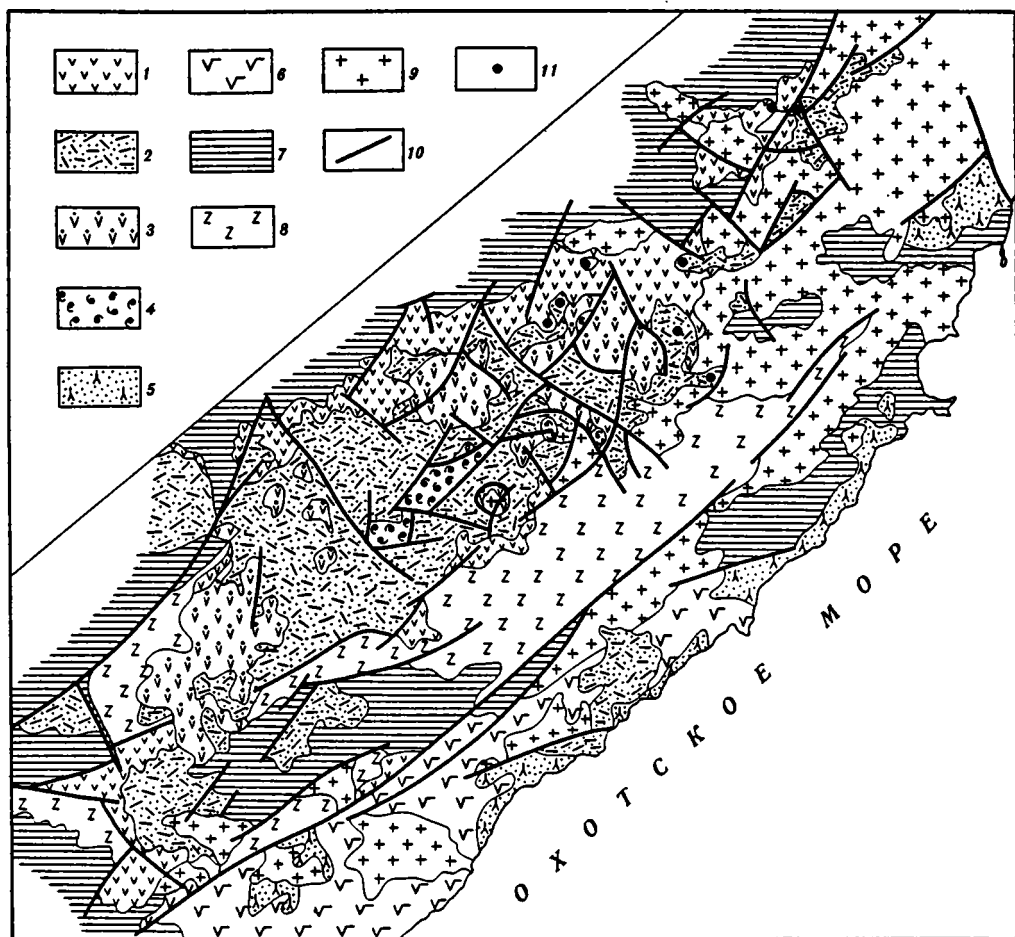
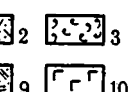
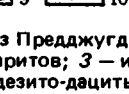
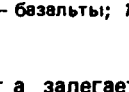


Рис. 11. Схема геологического строения Преджугджурского прогиба и части его обрамления (составила В.И. Кричевец по материалам В.Р. Алексеева, В.И. Гольденберга, С.В. Потапова, С.А. Салуна, В.Е. Чепыгина и др.) [Лебедев, Кричевец, 1984]

1–4 – Преджугджурский прогиб: 1 – немуйканская свита (берриас–валанжин), 2 – магейская свита (альб), 3 – мотаринская свита (сеноман–нижний турон), 4 – тунумская свита (верхний турон–коньяк); 5, 6 – Удской прогиб: 5 – джелонская свита (юра, см.: [Бельтнев, Лебедев, 1968]), 6 – боконская и немуйская свиты (нижний мел); 7 – осадочные вулканогенные и метаморфизованные образования основания Преджугджурского и Удского прогибов (архей–мезозой); 8 – архейские анортозиты; 9 – палеозойские и мезозойские гранитоиды; 10 – разломы; 11 – места находок ископаемой флоры

В немуйканской свите обнаружена флора, которая по присутствию *Ctenis*, обилию *Pityophyllum* и *Ginkgo* относится к матийскому флористическому уровню, т.е. к берриас–валанжину. Так, по р. Немуйкан (сборы В.Е. Чепыгина, определения М.М. Кошман, 1976 г.) обнаружены: *Cladophlebis cf. exiliformis* Geyl., *Taeniopteris* sp., *Ctenis cf. nana* Samyl., *Ginkgo ex gr. sibirica* Heer, *G. ex gr. huttonii* (Sternb.) Heer, *G. sp. ind.*, *Carpolithes* sp., *Pagiophyllum* sp., *Pityophyllum nordenskiöldii* (Heer) Nath. В бассейне р. Большой Конуй (сборы С.В. Потапова): *Sphenopteris* sp. ind., *Taeniopteris* sp., *Elatocladus* sp. ind., *Pityophyllum* sp. Найденный в верховьях р. Архай *Neozamites* (?) *verchojanensis* Vachr. (совместно с *Pityophyllum* sp., *Podozamites* sp., сборки А.Л. Ставцева) более характерен для второй половины раннего мела. Не исключено, что вмещающие породы (в основном туфы кислого состава) относятся к лежащей выше свите или данная форма может относиться к близкой по габитусу *Aldania*, характерной для матийского уровня и отличающейся деталями жилкования. Для выяснения этого необходимы дополнительные сборы растений в данной точке.

Отдел	Ярус	Индекс	Колонка	Мощность, м	Характеристика пород
Верхний	Коньяк	K ₂ tn		100 – 600	Тунумская свита. Игнимбриты и сваренные туфы кислого и субщелочного состава, липариты, дациты, туффиты
	Турон	K ₂ mt		500 – 900	Мотаринская свита. Андезиты, их туфы, базальты, андезито-дациты, дациты, липарито-дациты
	Сеноман	K ₂ mt		500 – 900	Мотаринская свита. Андезиты, их туфы, базальты, андезито-дациты, дациты, липарито-дациты
Нижний	Альб	K ₁ mg		850 – 1000	Магейская свита. Туфы дацитов, андезитов, липаритов; липариты, дациты, игнимбриты кислого состава, андезиты, туффиты, туфоконгломераты
	Верхний	K ₁ mg		850 – 1000	Магейская свита. Туфы дацитов, андезитов, липаритов; липариты, дациты, игнимбриты кислого состава, андезиты, туффиты, туфоконгломераты
	Средний	K ₁ mg		850 – 1000	Магейская свита. Туфы дацитов, андезитов, липаритов; липариты, дациты, игнимбриты кислого состава, андезиты, туффиты, туфоконгломераты
Нижний	Нижний	K ₁ mt		500 – 780	Немуйканская свита. Андезиты, андезито-базальты, базальты, их туфы; в низах – туфоконгломераты
		K ₁ mt		500 – 780	Немуйканская свита. Андезиты, андезито-базальты, базальты, их туфы; в низах – туфоконгломераты
		K ₁ mt		500 – 780	Немуйканская свита. Андезиты, андезито-базальты, базальты, их туфы; в низах – туфоконгломераты

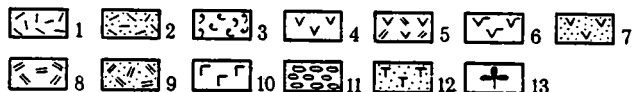


Рис. 12. Стратиграфический разрез Преджугджурского прогиба

1 – липариты; 2 – туфы липаритов; 3 – игнимбриты и сваренные туфы кислого и субщелочного состава; 4 – андезиты; 5 – андезито-дациты; 6 – андезито-базальты; 7 – туфы андезитов; 8 – дациты; 9 – туфы дацитов; 10 – базальты; 11 – туфоконгломераты; 12 – туффиты; 13 – находки ископаемой флоры

Магейская свита залегает несогласно на немуйканской свите и на более древних образованиях. Имеет контрастный состав от липаритового до андезитового с преобладанием кислых вулканитов. Характерна значительная фациальная изменчивость. Свита подразделяется на три подсвиты общей мощностью до 850–1050 м. По геологическим и палеоботаническим данным между магейской и немуйканской свитами существует перерыв в осадконакоплении, обнимающий готерив–апт.

Нижняя подсвита – туфы дацитов, андезитов, в основании линзы туфоконгломератов и туфогенно-осадочных пород; реже – прослои игнимбритов кислого состава, дацитов, липаритов, андезитов и их лавобрекчий (250–500 м).

Средняя подсвита – игнимбриты и сваренные туфы дацитового и липаритового состава, а также липариты, дациты, их туфы, реже туффиты (200–450 м).

Верхняя подсвита – переслаивание мелко- и среднеобломочных туфов кислого, реже – среднего состава, дацитов, липаритов и андезитов, еще реже – линзы туфоконгломератов и туффитов. Подсвита имеет ограниченное распространение (0–120 м).

В нижней и средней подсвитах собраны ископаемые растения. Обнаруженные по правобережью среднего течения р. Маймакан *Arctopteris rarinvris* Samyl., *Heilungia tschuktshorum* Samyl. et Philipp., *Elatocladus* sp., *Dicotyledones* sp. (сборы В.А. Гурьнова 1980 г., определения Е.Л. Лебедева), несомненно, относятся к буюркемюсскому (ядринскому) флористическому уровню (ранний, возможно часть среднего альба).

В верховьях р. Архай и по р. Айли, по сборам В.Е. Чепыгина (определения М.М. Кошман 1976 г.), среди других форм встречаются *Elatocladus gracillimus*, *E. manchurica*, *Sequoia* aff. *minuta*, *S. cf. fastigiata*, *Cephalotaxopsis* cf. *heterophylla*. Одновременно присутствуют *Hausmannia* и *Taeniopteris*. Эта флора относится к позднему альбу. В

частности, в верховьях р. Архай, левого притока р. Челахсин (точка 10961), обнаружены *Coniopteris* sp., *Hausmannia* sp., *Taeniopteris* sp., *Sphenobaiera* sp. ind., *Elatocladus gracillimus* (Holl.) Sveshn., *E. manchurica* (Yok.) Yabe, *E. aff. acifolia* Bell, *E. aff. obtusifolia* Oishi, *E. sp. ind.*, *Sequoia aff. minuta* Sveshn., *S. cf. fastigiata* (Sternb.) Heer, *Cephalotaxopsis* sp. ind., *Pityolepis* sp. ind.

В бассейне р. Тунум, по ручью Гаик (сборы В.М. Моралева и К.Г. Чехихиной, определения И.А. Добрускиной), встречены: *Ginkgo ex gr. adiantoides* (Ung.) Heer, *Carpolithes* sp., *Cephalotaxopsis cf. anadyrensis* Kryshch., *C. cretacea* Samyl., *Onychiopsis cf. latiloba* (Font.).

Мотаринская свита — приурочена к центральным частям отрицательных вулканотектонических структуры и подразделяется на три подсвиты общей мощностью до 500—900 м.

Нижняя подсвита — андезиты, андезито-базальты, андезито-дациты, реже — их туфы; линзы туфоконгломератов в основании и мелкообломочных туффов в верхах (180—420 м). Средняя подсвита — дациты, трахидациты и трахиандезиты, реже — липарито-дациты и их туфы. Распространена незначительно (40—210 м). Верхняя подсвита — базальты и андезито-базальты с подчиненными прослоями их туфов. Отмечается увеличение основности пород вверх по разрезу (90—250 м).

На юге прогиба, в средней части мотаринской свиты, В.А. Гурьянов в 1985 г. собрал (точка 416, определения Е.Л. Лебедева) *Arctopteris* sp. ind., *Cladophlebis arctica* (Heer) Sew., *C. sp.*, *Taeniopteris* sp., *Cephalotaxopsis intermedia* Holl., *C. magnifolia* Font., *Pseudolarix* sp., *Pityostrobus* sp., *Pityolepis* sp., *Metasequoia cuneata* (Knowlton) Chaney, *Elatocladus ex gr. smittiana* (Heer) Sew. Обилие хвойных и присутствие *Metasequoia* позволяют отнести эту флору к амкинскому, а по наличию *Taeniopteris*, возможно, к верхнеамкинскому флористическому уровню.

Мотаринская свита по содержащейся в ней флоре, а также по залеганию свиты между флористически охарактеризованными отложениями относится к сеноману, возможно части турона.

Тунумская свита — сложена в основном игнимбритами и сваренными туфами кислого и субщелочного состава. В верхах появляются маломощные потоки липаритов и дацитов, иногда с прослоями туфов, туффов, туфопесчаников (100—600 м). Возраст по флоре — поздний турон—коньяк.

Тунумская свита завершает разрез меловых вулканитов Преддугджурского прогиба. Она залегает на разных горизонтах нижележащих толщ и приурочена к центральным частям линейных и изометричных отрицательных вулканотектонических структур.

По левобережью р. Киран в туфах липаритов обнаружена флора, представленная по сборам двух лет исключительно покрытосеменными, в основном листьями платановых (точки 1461—2817, сборы В.А. Гурьянова, 1979—1980 гг., определения Е.Л. Лебедева): *Platanus ex gr. cuneifolia* Vachr., *P. cf. septentrionalis* Holl., *P. cf. cuneiformis* Vachr., *P. aff. newberriana* Heer, *Dicotyledones* spp. Эта флора соответствует кетандинскому уровню Ульяновского прогиба и отнесена нами к позднему турону—коньяку.

Таким образом, в Преддугджурском прогибе к настоящему времени, несмотря на умеренные сборы, выделяются пять флористических уровней: флора немуйканской свиты (берриас—валанжин); флора буоркемюсского типа (ранний, возможно, часть среднего альба) из низов магейской свиты; позднеальбские и раннесеноманские (амкинские) растения и покрытосеменные из тунумской свиты (поздний турон—коньяк), завершающей здесь разрез меловых вулканитов. Слабые сборы в прогибе раннесеноманских хвойных флор амкинского типа, наиболее широко распространенных в ОЧВП, видимо, связаны с широким развитием в прогибе в это время эффузивов мотаринской свиты, в которых сборы флоры затруднены. Присутствие в ряде точек, отнесенных к низам магейской свиты, представителей рода *Sten* может свидетельствовать о приуроченности вмещающих пород к нижележащей немуйканской свите.

Сопоставление меловых вулканитов Преддугджурского прогиба с опорным разрезом Ульяновского региона показывает их близкое сходство (см. гл. II, 1). Выявляется совпадение основных этапов вулканизма и их возраста. В обоих районах меловые вулканиты залегают с угловым несогласием на всех более древних образованиях. Берриас—валанжинский андезитовый вулканизм низов разреза после перерыва (готерив—ап) сменяется вулканизмом контрастного состава (альб—ранний сенон). Отсутствие в Преддугджурском прогибе аналогов “верхних” базальтов, завершающих развитие

пояса в Ульяновском и других районах ОЧВП, видимо, объясняется затуханием на южном фланге пояса вулканической деятельности к концу позднего мела.

Преддзугджурский прогиб имеет сходное строение с Ульяновским. Андезиты немуйканской свиты слагают северо-западный борт прогиба. Магейская свита слагает большую часть Преддзугджурского прогиба, а мотаринская и тунумская свиты выполняют отдельные отрицательные вулканотектонические структуры в центральной и восточной частях прогиба. Среди разрывных нарушений основная роль, как и в Ульяновском прогибе, принадлежит северо-восточным разломам согласно общему простираению этих структур (см. рис. 11).

До последнего времени существовали сомнения, относится ли Преддзугджурский прогиб к ОЧВП или пояс на юге заканчивается вулканитами Ульяновского прогиба [Белый, 1977]. В недавно опубликованной структурно-формационной карте ОЧВП Преддзугджурский прогиб в его составе не описывается [Белый, 1981]. Приведенные выше материалы показывают, что Преддзугджурский прогиб, располагающийся на единой с Ульяновским прогибом северо-восточной зоне разломов и имеющий однотипное с ним строение вулканогенного разреза, относится к юго-западному окончанию ОЧВП и входит в состав пояса.

3. КУЙДУСУНСКАЯ ВПАДИНА

Куйдусунская впадина располагается непосредственно к северу от Ульяновского прогиба (бассейны верхних течений рек Юдома, Индигирка, Колыма, Ульбея, Охота), отделяясь от него Охотско-Кухтуйским поднятием, и вытянута в субширотном направлении (около 250 X 100 км). Стратиграфию вулканогенных образований и их состав изучали В.Я. Сорокин, В.И. Соловьев, С.И. Горохов, С.И. Политова и другие исследователи.

Куйдусунская впадина располагается на северном склоне Охотского массива и складчатых структурах Южно-Верхоянского и Верхне-Индигирского синклиналиев. Среди вулканитов впадины преобладают верхнемеловые игнимбриды [Соловьев, 1976а], а по данным С.И. Горохова, показательно чрезвычайно широкое развитие интрузивных, субвулканических и экструзивных образований. В ряде работ Куйдусунская впадина не включалась в ОЧВП [Белый и др., 1964; Белый, 1977], но в настоящее время она рассматривается в составе пояса [Соловьев, 1976а; Белый, 1981].

По мнению В.И. Соловьева [1973, 1976а, б], вулканическая деятельность Куйдусунской впадины подразделяется на следующие этапы: 1) излияния андезито-базальтовых лав, тяготеющих к ее западному краю; 2) этап кислого вулканизма, связанный с "грандиозными" извержениями туфов и игнимбридов дацитового состава (до 3000 м); 3) небольшие излияния андезитов; 4) излияния лав и туфов липаритового состава; 5) внедрение субвулканических даек базальтов.

Исследования С.И. Горохова, С.И. Политовой и других в 1972–1977 гг. (ПГО Аэрогеология) позволили им выделить три вулканогенные серии (снизу вверх): кялинскую, куйдусунскую и хакаринскую. Отметим, что игнимбриды они именуют кристаллокластическими и порфирокластическими липаритами, липарито-дацитами.

Кялинская серия — андезиты, андезито-базальты, липарито-дациты, липариты, их туфы с редкими прослоями туфогенно-осадочных пород, туфоконгломераты (300–800 м). Нижний мел. На эти породы с перерывом (?) налегают куйдусунская серия, слагающая основной объем вулканитов Куйдусунской впадины. Серия разделена на три толщи: нижнюю — дациты, липарито-дациты, дациты порфирокластические (700–1300 м); среднюю — липариты, липарито-дациты порфиновые и порфирокластические, их туфы и лавобрекчии, андезиты и андезито-дациты, единичные горизонты туфогенно-осадочных пород (50–700 м); верхнюю — липариты, липарито-дациты, трахилипариты порфирокластические (200–600 м). Заканчивается разрез, по С.И. Горохову, небольшими по мощности и выходам покровами базальтов и андезито-базальтов, условно, по аналогии с Ульяновским прогибом, отнесенных к хакаринской серии (50–60 м). В основании покровов по р. Нивандже отмечен пласт туфов и туфоконгломератов (первые метры) с галькой пород куйдусунской серии, а также осадочных пород основания вулканогенного разреза.

В куйдусунской серии обнаружены только *Sphenopteris* sp., *Elatocladus* sp. Однако наличие в ней, а также в нижележащей кялинской серии небольших прослоев туфогенно-осадочных пород позволяет надеяться, что для обоснования возраста этих вулка-

ногенных серий здесь можно получить разреженные по площади, но достаточно надежные флористические реперы. Сопоставление с Ульяновским прогибом условно (по составу) проводится следующим образом. Кялинская серия, сложенная в основном андезитами, сопоставляется с учуликанской свитой, куйдусунская — с еманринской свитой и ульянской серией, а хакаринская серия — с одноименной свитой Ульяновского прогиба. По северной окраине Куйдусунской впадины Ю.Е. Дорт-Гольц, Л.И. Калинин, О.Е. Томилов, К.К. Левашов, И.И. Колодезников и другие среди вулканитов выделяют (снизу вверх) авлинскую, дюстачанскую, нитканскую и когарскую свиты. Авлинская свита сложена в основном андезито-базальтами, остальные — вулканитами существенно кислого состава, с прослоями туфов, туффитов и туфогенно-осадочных пород.

Авлинская свита по составу условно сопоставлялась с вулканитами бассейна р. Кетанда, для которых приводили *Czekanowskia ex gr. rigida* Heer (определение В.А. Зимины). Эти породы по р. Кетанда мы относим к учуликанской свите берриас-валанжинского возраста.

Для дюстачанской свиты, по определению Г.Г. Филипповой, указывается *Cephalotaxopsis heterophylla* Holl. (ручьи Вера, Ючугей). Характерно, что в нитканской свите отмечается широкая встречаемость растительных остатков, правда, плохой сохранности, почти во всех прослоях туффитов. Из основания свиты Л.Р. Ананьев определил *Elatocladus smittiana* (Heer) Seward., Г.Г. Филиппова определила *Ginkgo ex gr. adiantoides* (Ung.) Heer (ручьи Водораздельный).

В бассейне р. Хинике, по ручью Охотина, собраны *Elatocladus cf. smittiana* (Heer) Sew., *Sequoia cf. heterophylla* Velen. (определение А.Ф. Ефимовой) и *Cephalotaxopsis heterophylla* Holl. (определение В.А. Зимины). Выше по разрезу обнаружены *Sphenopteris* sp. ind., *Cephalotaxopsis* sp. ind., *Sequoia aff. heterophylla* Velen.

Приведенные коллекции по присутствию *Cephalotaxopsis heterophylla*, *Elatocladus smittiana*, *Sequoia heterophylla* (= *S. minuta*) не выходят за пределы альба—низов верхнего мела, т. е. они собраны из того интервала разреза, который соответствует наибольшей интенсивности вулканизма по всему ОЧВП (поздний альб—ранний сеноман). Хотя до последнего времени считалось, что вследствие широкого развития игнибритов и интрузивных образований в Куйдусунской впадине биостратиграфический метод здесь неприменим, указания на многочисленность растительных остатков в некоторых разрезах (например, нитканской свиты) позволяют надеяться, что при специальных сборах и в этой впадине, по крайней мере по ее северной окраине, фито-стратиграфические исследования позволят уточнить строение и историю развития данной вулканооструктуры.

4. ОХОТСКИЙ СЕКТОР

Северо-восточная граница Охотского сектора располагается в районе р. Гижига, п-ова Елистратова, западная, по данным В.Ф. Белого [1977], проходит по р. Иня, а по нашим, — еще западнее, примерно по р. Охота, в Охотско-Кухтуйской депрессии (см. гл. II, 1), т. е. включает и Нют-Ульбейский участок пояса. Протяженность Охотского сектора в таких границах составляет около 1200 км при ширине 100—250 км. Западная часть сектора, до п-ова Тайгонос, имеет субширотное простирание, далее оно меняется на северо-восточное.

Стратиграфию Охотского сектора ОЧВП изучали Ю.А. Билибин, Ф.К. Рабинович [1936], В.Г. Алексеев, А.М. Демин, С.В. Домохотов, Х.И. Калугин, Н.Ф. Карпов, А.С. Красильников, И.М. Сперанская, И.И. Тучков, Г.Н. Чертовских, С.И. Филатов [1966], Ю.Г. Кобылянский [1974, 1975], Г.Е. Некрасов [1976], Н.Б. Заборовская [1978], М.С. Марков [Заборовская и др., 1965, 1972; Заборовская, Некрасов, 1977], В.Ф. Белый [1977], Р.Б. Умитбаев, Юдин [1976] и многие другие [Геология СССР, 1970]. Ископаемую флору определяли А.Д. Попов, В.А. Зимин, а позднее А.Ф. Ефимова и Г.Г. Филиппова. Наиболее полные палеоботанические исследования в Охотском секторе проводила В.А. Самылина [1974а, 1976; и др.], выделившая здесь типовые арманский и топтанский (последний из осадочных отложений) флористические комплексы, флору с рек Тап, Кананыга, а также описавшая флору буоркемюсского типа из угленосной толщи Омсукчана. Мы обнаружили здесь баранджинскую флору, являющуюся аналогом ариндской, но происходящую из угленосных отложений, что обусло-

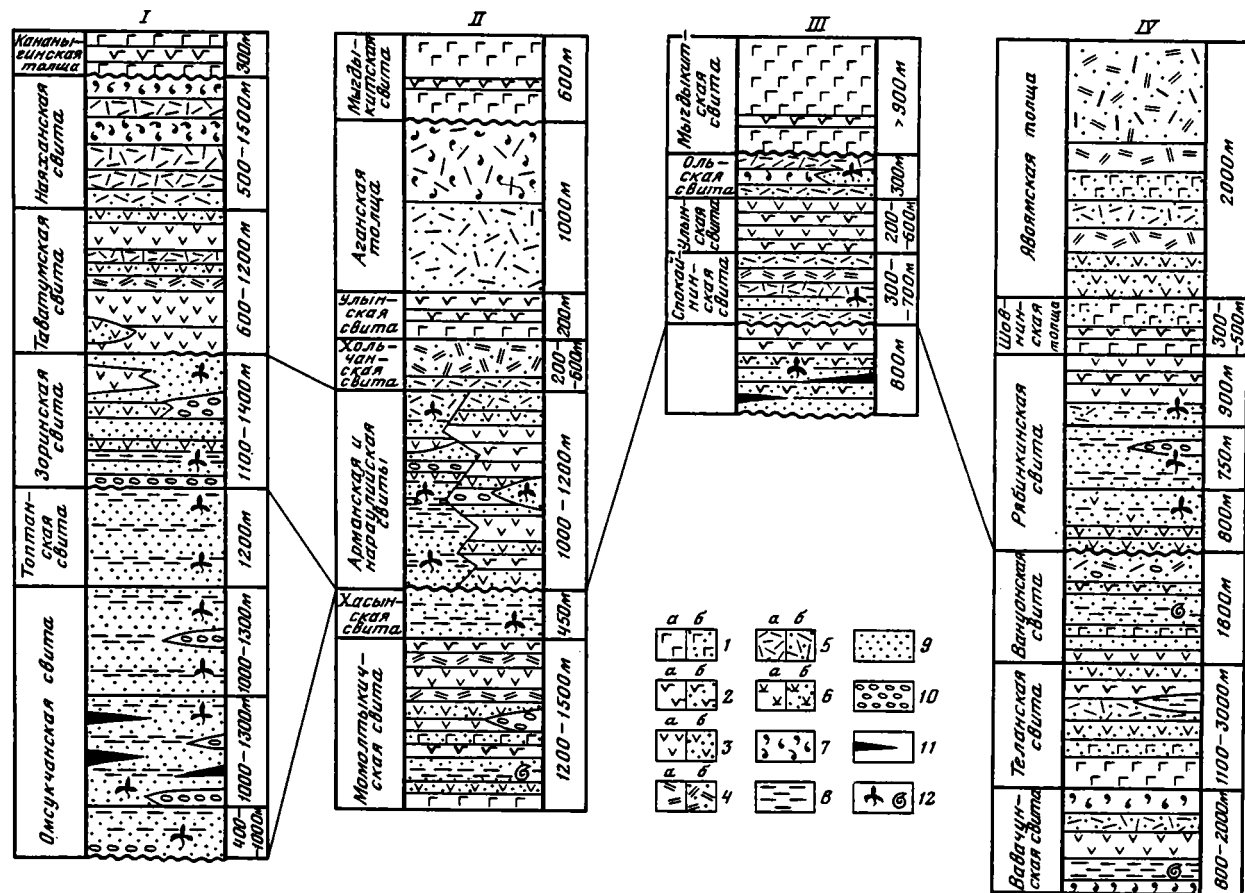


Рис. 13. Сводные стратиграфические разрезы Охотского сектора (по В.Ф. Белому [1977]; Г.Е. Некрасову [1976]; Н.Б. Заборовской [1978])

Положение разрезов: I — Омсукчанский грабен, II — нижнее течение рек Армань, Хасын, Олы, III — северная часть Молтано-Ольского поля, IV — Северо-Тайгоноская зона

1 — базальты (а), их туфы (б); 2 — андезито-базальты (а), их туфы (б); 3 — андезиты (а), их туфы (б); 4 — дациты (а), их туфы (б); 5 — липариты (а), их туфы (б); 6 — трахиты (а), их туфы (б); 7 — игнимбриты; 8 — аргиллиты и алевролиты; 9 — туфы, туффиты, песчаники, туфопесчаники; 10 — конгломераты и туфоконгломераты; 11 — угли и углистые алевролиты; 12 — находки ископаемой флоры и фауны

вило при общем сходстве и ряд отличий [Лебедев, 1975а]. Наиболее полная сводка по стратиграфии Охотского сектора приведена в работе В.Ф. Белого [1977], который дал общую характеристику меловых вулканогенных образований, их соотношения с подстилающими породами и описал разрезы по отдельным вулканоструктурам и их частям. Поэтому мы приведем основные разрезы, заключающие интересные нас флористические комплексы.

Внешняя зона. Вулканогенные образования здесь налегают на пермские, триасовые и юрские дислоцированные отложения верхоянского комплекса. В ряде мест меловые вулканы залегают на верхнеюрских и нижнемеловых континентальных угленосных и вулканогенных отложениях.

Меловой разрез Омсукчанского грабена, имеющего субмеридиональное простирание, очень полно охарактеризован флорой буоркемюсского типа, а также флорой топтанского комплекса, описанными В.А. Самылиной [1976] из угленосных и осадочных отложений. Здесь снизу вверх выходят (рис. 13):

Омсукчанская свита делится на три подсвиты [Филатов, Самылина, 1966]: нижнюю — алевриты и песчаники (400–1000 м); среднюю — аргиллиты и алевриты, углистые аргиллиты и алевриты, песчаники, конгломераты с пластами каменных углей (900–1300 м); верхнюю — алевриты и песчаники с линзами конгломератов (100–1300 м): Общая мощность до 2400–3100 м. Возраст по флоре апт (?) — ранний альб.

Из нижней подсвиты описано 13 видов растений: *Gleichenites* cf. *porsildii* Sew., *Coniopteris* aff. *arctica* (Heer) Sew., *C. kolymensis* Samyl., *Jacutiella amurensis* (Novopokr.) Samyl., *Ginkgo* ex gr. *adiantoides* (Ung.) Heer, *G. delicata* Samyl., *Baiera polymorpha* Samyl., *Phoenicopsis* ex gr. *angustifolia* Heer, *Elatocladus manchurica* (Yok.) Yabe, *Pityophyllum* ex gr. *nordenskioldii* (Heer) Nath., *Desmiophyllum magnum* (Samyl.) Samyl., *Pseudotorellia* sp. (сборы С.И. Филатова и В.А. Самылиной), отнесенных В.А. Самылиной [1974а, 1976] к аптскому силпскому комплексу.

В средней и верхней подсвитах омсукчанской свиты С.И. Филатовым, Л.В. Ивлевым, И.М. Сперанской и В.А. Самылиной собраны многочисленные растения, описанные В.А. Самылиной [1976] и несомненно относящиеся к буоркемюсскому флористическому комплексу:

Equisetites ex gr. *burejensis* (Heer) Khysht., *E. cf. ramosus* Samyl., *Equisetites* sp. *Osmunda cretacea* Samyl., *O. denticulata* Samyl., *O. serrulata* Samyl., *Osmunda* sp. 1, *Osmunda* sp. 2, *Gleichenia* (?) *waltoni* Sew., *Birisia acutata* Samyl., *B. alata* Samyl., *B. onychiopsis* (Vassil. et K.—M.) Samyl., *Coniopteris arctica* (Pryn.) Samyl., *C. bicrenata* Samyl., *C. brevifolia* (Font.) Bell, *C. compressa* Vassil., *C. dicksonioides* Samyl., *C. aff. ketovae* Vassil., *C. nymphaeum* (Heer) Vachr., *C. setacea* (Pryn.) Vachr., *C. saportana* (Heer) Vachr., *Adiantopteris gracilis* (Vassil.) Vassil., *Arctopteris heteropinnula* Kiritch., *A. kolymensis* Samyl., *A. lenaensis* Vassil., *A. obtusipinnatus* Samyl., *Onychiopsis psilotoides* (Stok. et Webb) Ward, *Asplenium dicksonianum* Heer, *A. popovii* Samyl., *A. rigidum* Vassil., *Hausmannia* cf. *undulata* Vassil., *Polypodites polysorus* Pryn., *Acrostichopteris pluripartita* (Font.) Berry, *Cladophlebis acuta* Font., *C. aff. arctica* (Heer) Sew., *C. gluschinskii* Vassil., *C. lobulata* Samyl., *C. speranskae* Samyl., *C. virginensis* Font., *Cladophlebis* sp., cf. *Lobifolia lobifolia* (Phill.) Rasskaz. et E. Lebed., *Scleropteris verchojanensis* Kiritch.

Nilssonia comptula Heer, *N. decursiva* Samyl., *N. magnifolia* Samyl., *N. pilifera* Samyl., *Anomozamites arcticus* Vassil., *Neozamites verchojanensis* Vachr., *Williamsonia philatovii* Tur.—Ket., *Butefia obliqua* Samyl., *Heilungia sangarensis* Vassil., *Taeniopteris lundgreni* Nath., *T. platyrachis* Samyl.

Ginkgo ex gr. *adiantoides* (Ung.) Heer, *G. angusticuneata* Vassil., *G. ex gr. concinna* Heer, *G. delicata* Samyl., *G. ex gr. huttonii* (Sternb.) Heer, *G. ex gr. lepida* Heer, *G. ex gr. sibirica* Heer, *Sphenobaiera* ex gr. *czekanowskiana* (Heer) Fl., *S. flabellata* Vassil., *S. ex gr. longifolia* (Pom.) Fl., *S. ex gr. pulchella* (Heer) Fl., *Czekanowskia* ex gr. *rigida* Heer, *Phoenicopsis* ex gr. *angustifolia* Heer, *P. ex gr. speciosa* Heer, *Leptostrobus marginatus* Samyl., *Desmiophyllum magnum* (Samyl.) Samyl., *Pseudotorellia* sp.

Carpolithes sp., *Stenorachis* ex gr. *lepida* Sew., *Stenorachis* sp.

Podozamites ex gr. *corbinensis* Bell, *P. ex gr. eichwaldii* Schimper, *P. ex gr. lanceolatus* (L. et H.) F. Braun, *P. ex gr. minor* (Pryn.) Samyl., *P. ex gr. reinii* Geyl., *P. aff. tuvensis* Tesl., *Pagiophyllum triangulare* Pryn., *Elatocladus manchurica* (Yok.) Yabe, *Cephalotaxop-*

sis borealis Samyl., C. sangarensis Vassil., Florinia (?) borealis Sveshn. et Budants., Pityophyllum ex gr. nordenskioldii (Heer) Nath., P. ex gr. staratchinii (Heer) Nath., Pityospermum brachypterum Samyl., P. cf. pachypterum Pryn., P. umbonatum Samyl., P. cf. yukonense Bell, Pityospermum sp., Pityostrobus piceoides Samyl., Drepanolepis sp. 1, Drepanolepis sp. 2, Schizolepis cretaceus Samyl., Sequoia sp., cf. Athrotaxites berryi Bell, Parataxodium sugoijensis Samyl., P. cf. wigginsii Arnold et Lowth.

Dalbergites sp., Kenella filatovii Samyl., K. harrisiana Samyl.

Среди них для буркемюсского уровня характерно разнообразие *Osmunda* (*O. cretacea*, *O. denticulata*, *O. serrulata*), *Coniopteris*, *Arctopteris* (*A. heteropinnula*, *A. lenaensis*, *A. obtusipinnata*, *A. rarinervis*), *Nilssonia* (*N. comptula*, *N. decursiva*, *N. magnifolia*, *N. pilifera*), характерно также присутствие *Coniopteris compressa*, *Asplenium rigidum*, *Acrostichopteris pluripartita*, *Neozamites*, *Sphenobaiera*, *Phoenicopsis speciosa*, *Pagiophyllum triangulare*, *Cephalotaxopsis borealis*, *C. sangarensis*, покрытосеменных *Kenella*.

Топтанская свита — аргиллиты, алевролиты и песчаные алевролиты (1200 м) на омсукчанской свите залегают согласно. Обнаружены растения, отнесенные В.А. Самылиной [1974а, 1976] к топтанскому флористическому комплексу (средний альб), а по нашему мнению, соответствующие верхней части буркемюсского уровня (см. гл. II, 1).

Общий список топтанского комплекса включает:

Equisetites ex gr. *burejensis* (Heer) Krysh., *Equisetites* sp.

Osmunda denticulata Samyl., *Birisia alata* (Pryn.) Samyl., *B. onychioides* (Vassil. et K.—M.) Samyl., *Onychiopsis psilotoides* (Stock. et Webb) Ward, *Asplenium dicksonianum* Heer, *Polypodites polysorus* Pryn., *Acrostichopteris pluripartita* (Font.) Berry, *Sphenopteris mcleanii* Bell.

Nilssonia pilifera Samyl.

Ginkgo ex gr. *adiantoides* (Ung.) Heer, *G. nana* (Dawson) Bell, *Sphenobaiera* ex gr. *pulchella* (Heer) Fl., *Phoenicopsis* ex gr. *angustifolia* Heer, *Desmiophyllum magnum* (Samyl.) Samyl.

Carpolithes sp. 1—4, *Samaropsis cirrifera* Samyl.

Podozamites ex gr. *minor* (Pryn.) Samyl., *Elatocladus manchurica* (Yok.) Yabe, *Cephalotaxopsis* cf. *microphylla* Sveshn. et Budants., *Pityophyllum* ex gr. *nordenskioldii* (Heer) Nath., *Pityospermum nansenii* Nath., *Sequoia* cf. *concinna* Heer, *Athrotaxopsis grandis* Font.

Cinnamomoides ievlevii Samyl., *Lindera jarmoljukii* E. Lebed., *Nelumbites* aff. *minimus* Vachr., *Platanus* (?) sp., *Sapindopsis* sp., *Celastrorhynchium oppositifolia* Samyl., *C. serrulatus* Samyl., *Sequoia opposita* Samyl., *Dicotylophyllum* sp. 1—4, *Ievlevia dorofeevii* Samyl., *Kenella filatovii* Samyl.

Зоринская свита — нижняя часть сложена конгломератами, туфоконгломератами, гравелитами, алевролитами, туфоалевролитами и туфами андезитов (600—800 м), верхняя — в основном туфами андезитов, туфопесчаниками, туфоконгломератами и андезитами (500—600 м). Общая мощность 1100—1400 м.

В.А. Самылиной и С.И. Филатовым в 1965 г. собрано 15 видов: *Equisetites* sp., *Birisia ochotica* Samyl., *Tchaunia filatovii* Samyl., *Cladophlebis oppositipinnulata* Samyl., *Nilssonia pilifera* Samyl., *Ginkgo* ex gr. *adiantoides* (Ung.) Heer, *Phoenicopsis* ex gr. *speciosa* Heer, *Elatocladus acifolia* Bell, *Cephalotaxopsis intermedia* Holl., *Pityophyllum* ex gr. *nordenskioldii* (Heer) Nath., *Sequoia* cf. *minuta* Sveshn., *Sequoia* sp., *Menispermites potomacensis* Berry, *M. aff. reniformis* Dawson, *Platanaceae* gen. et sp. ind., *Cissites* sp., отнесенных В.А. Самылиной [1976] к позднеальбскому арманскому комплексу.

В 1984 г. в стратотипе зоринской свиты С.В. Щепетов обнаружил (определения В.А. Самылиной и С.В. Щепетова) *Equisetites* sp. 1—3, *Birisia ochotica* Samyl., *Tchaunia filatovii* Samyl., *Cladophlebis oppositipinnata* Samyl., *C. sp.*, *Nilssonia pilifera* Samyl., *N. ex gr. yukonensis* Holl., *Ginkgo* ex gr. *adiantoides* (Ung.) Heer, *Sphenobaiera?* sp., *Phoenicopsis* ex gr. *speciosa* Heer, *Podozamites* ex gr. *lanceolatus* (L. et H.) Braun, *Elatocladus acifolia* Bell, *Cephalotaxopsis* (*Taxites*) ex gr. *heterophylla* Holl., *C. ex gr. intermedia* Holl., *Pityophyllum* ex gr. *nordenskioldii* (Heer) Nath., *P. ex gr. staratchinii* (Heer) Nath., *Sequoia minuta* Sveshn., *S. sp.*, *Lindera* cf. *jarmolenskoi* Imch., *Menispermites potomacensis* Berry, *M. reniformis* Dawson, *M. sp.*, *Platanaceae* gen. et sp. ind. 1—2, *Celastrorhynchium* sp., *Cinnamomoides?* sp., *Laurophyllum* sp., *Cissites* cf. *cordatus* Philipp.,

C. sp., *Dicotylophyllum* (Sassafras?) sp. 1, D. (Tetracentron?) sp. 2, D. sp. 3—6. По разнообразию *Menispermites*, присутствию платановых, *Cinnamomoides*, листьев типа *Laurophyllum* эта флора, по нашему мнению, напоминает гребенкинский. Для решения вопроса о возрасте данной флоры необходимы дальнейшие более полные сборы ископаемых растений.

По мнению В.Ф. Белого [1977], зоринская вулканогенно-осадочная толща в верховьях р. Омсукчан согласно лежит на топтанской свите и, по-видимому, постепенно переходит в вышележащую таватумскую свиту. В других местах вулканогенные образования несогласно перекрывают омсукчанскую и топтанскую свиты.

Таватумская свита — андезиты, их туфы, реже — андезито-базальты, базальты, дациты, липариты, линзы вулканогенно-осадочных пород (600—1200 м).

По р. Тап С.И. Филатовым и В.А. Самылиной собраны: *Equisetites* sp., *Osmunda tapiensis* Samyl., *Anemia ochotica* Samyl., *Coniopteris tschuktschorum* (Krysht.) Samyl., *Asplenium dicksonianum* Heer, *Cladophlebis inaequipinnula* Samyl., *Ginkgo* ex gr. *adiantoides* (Ung.) Heer, *Carpolithes* ex gr. *cinctus* Nath., *Protophyllocladus polymorphus* Holl., *Cephalotaxopsis heterophylla* Holl., *Sequoia tenuifolia* (Schmalch.) Sveshn., et Budants., *Sequoia* sp., *Thuja cretacea* (Heer) Newb., *Trochodendroides* sp., *Celastrorhynchium kryshtofovichii* Samyl.

В.А. Самылина [1976, 1984] относит эту флору к туруну.

Наяханская свита — игнимбриты, туфы, реже — лавы липаритового состава (500—1500 м). На междуречье рек Кивалга и Наявленга Ю.С. Бочарников (по определению Г.Г. Филипповой) собрал *Osmunda cretacea* Samyl., O. sp., *Coniopteris bicrenata* Samyl., *Lobifolia* sp., *Ginkgo* ex gr. *adiantoides* (Ung.) Heer, *Sphenobaiera longifolia* (Pom.) Fl., *Athrotaxopsis* sp., *Pityophyllum nordenskiöldii* (Heer) Nath.

По обнаруженным растениям можно говорить об альбском возрасте, без уточнения. Считается, что в бассейне р. Тахтоямы наяханская и хольчанская (см. ниже) свиты образуют единый стратиграфический горизонт. В.Ф. Белый [1977] таватумскую и наяханскую свиты относит к верхнему альбу—нижнему сеноману. Приведенная флора этого не подтверждает, хотя не исключено, что она отнесена к данному уровню только по литологическим признакам.

В пределах омсукчанского грабена выше располагаются чинанджинская (около 500 м) и канангинская (2500 м) толщи, сложенные андезитами, андезито-базальтами, липаритами, их туфами, игнимбритами с прослоями алевролитов, аргиллитов, туфопесчаников, туфоконгломератов.

Из чинанджинской толщи в бассейне р. Кананга В.Ф. Белый в 1982 г. (по определению В.А. Самылиной) собрал:

Thallites sp., *Selaginellites* sp., *Equisetites* sp. 1—2.

Coniopteris opposita Samyl., *Asplenium dicksonianum* Heer, *Cladophlebis* sp., *Sphenopteris* sp.

Ginkgo ex gr. *adiantoides* (Ung.) Heer, G. ex gr. *lepida* Heer.

Protophyllocladus polymorphus Holl., *Cephalotaxopsis heterophylla* Holl., *Torreya gracillima* Holl., *Pityophyllum* ex gr. *angustifolium* Nath., P. ex gr. *nordenskiöldii* (Heer) Nath., *Sequoia minuta* Sveshn., S. subalata Heer, S. *tenuifolia* (Schmalch.) Sveshn. et Budants., *Sequoia* sp. 1—2, *Libocedrus catenulata* (Bell) Krysht., *Thuja cretacea* (Heer) Newb.

Cinnamomoides sp. 1—2, *Lindera jarmolensis* Imch., *Menispermites* sp., *Trochodendroides arctica* (Heer) Berry, T. *zizyphoides* Budants., T. sp., *Platanus primaeva*-Lesq., *Platanus* sp., *Pseudoprotophyllum cordatum* Samyl., *Platanaceae* sp. ind., *Magnolia* sp., *Celastrorhynchium kryshtofovichii* Samyl., *Zizyphus* aff. *hyperborea* Heer, Z. *kolymensis* Krysht., Z. *smilacifolius* Budants., Z. sp., *Hollickia* ("Rulac") *quercifolium* (Holl.) Krassil., *Levlavia dorofeevii* Samyl., *Quereuxia angulata* (Newb.) Krysht. В.А. Самылина [1984] относит данную флору к туруну, полагая, что она примерно одновозрастна тапской флоре и моложе гребенкинской флоры (см. гл. III).

Сводный разрез вулканогенных образований, изученный в нижнем течении рек Армань, Хасын и Ола, по В.Ф. Белому [1977], выглядит следующим образом (см. рис. 13).

Момолтыкичская свита — палеотипные андезито-базальты, базальты, андезиты, их туфы, туфобрекчии с прослоями вулканитов кислого состава, линзами аргиллитов, алевролитов и туфопесчаников (1200—1500 м). По залеганию ниже флороносной хасынской свиты она относится к верхней юре, но, по данным других исследо-

вателей, соответствует неокому. В.Ф. Белый [1977] полагает, что в ряде случаев к молтыкичской свите относили более молодые вулканиты.

Хасынская свита сложена терригенно-угленосными отложениями (300–400 м). Первоначально В.А. Зимин и А.Н. Кристофович считали хасынскую флору готерив-барремской или баррем-аптской. Позднее, как показали Ю.Г. Кобылянский и В.А. Самылина, в данную свиту стали включать и более молодые вулканогенно-осадочные отложения, вследствие чего хасынскую свиту в новом объеме относили к аптальбу [Сперанская, 1963а, б; Геология СССР, 1970].

Из стратотипа хасынской свиты (по сборам Ю.Г. Кобылянского, Г.Г. Филипповой, В.А. Самылиной [1968] и В.Ф. Белого [1977]) В.А. Самылина [1976] определила: *Thalites* sp., *Equisetites* sp., *Coniopteris* aff. *nympharum* (Heer) Vachr., *Coniopteris* sp., *Cladophlebis* aff. *aldanensis* Vachr., *C. serrulata* Samyl., *Cladophlebis* sp., ? *Raphaelia diamensis* Sew., *Heilungia* sp., *Ginkgo* ex gr. *huttonii* (Sternb.) Heer, *Sphenobaiera* ex gr. *longifolia* (Pom.) Fl., *Ginkgodium* sp., *Phoenicopsis* ex gr. *angustifolia* Heer, *Pseudotorellia* sp., *Pityophyllum* ex gr. *staratchinii* (Heer) Nath., *Podozamites* cf. *gramineus*, *Piceostrobus* sp. Присутствие папоротников *Cladophlebis* aff. *aldanensis* и формы, напоминающей *Raphaelia diamensis*, указывает на возможность позднерурского возраста флоры. Из более высоких слоев, относимых к хасынской свите, определено немного видов. Хасынскую свиту относят к верхней юре—неокому [Белый, 1977].

Арманскую свиту слагают три толщи: нижняя — аргиллито-песчаниковая, средняя — песчаниково-конгломератовая и верхняя — осадочно-вулканогенная, где среди вулканитов преобладают андезиты и их туфы, реже — встречаются туфы и игнимбриты кислого состава (100–1200 м). В более ранней работе к арманской свите относили следующие три толщи: песчаниково-алевролитовую, песчаниковую и конгломератовую [Геология СССР, 1970].

Из арманской свиты В.А. Самылина [1974а] выделила типовой арманский флористический комплекс (48 видов), достигающий вместе с растениями из одновозрастных слоев нельканджинской свиты и с р. Хасын 71 вида. Арманский комплекс коррелируется с позднелбским ариндским, установленным в Ульяновском прогибе (см. гл. II, 1). Необходимы дальнейшие сборы флоры по р. Армань.

С реки Армань определены:

Equisetites sp.,

Osmunda juliana Samyl., *Gleichenia* cf. *lineariformis* Krysht., *Birisia ochotica* Samyl., *Tchaunia elongata* Samyl. et Philipp., *Asplenium dicksonianum* Heer, *A. popovii* Samyl., *Cladophlebis* sp. 2, *Lobifolia holttumi* (Sew.) Rasskaz. et E. Lebed.

Sagenopteris aff. *variabilis* (Velen.) Velen.

Nilssonia ex gr. *orientalis* Heer, *Taeniopteris* sp.

Ginkgo ex gr. *adiantoides* (Ung.) Heer, *G.* ex gr. *sibirica* Heer, *Czekanowskia* ex gr. *rigida* Heer, *Phoenicopsis* ex gr. *angustifolia* Heer, *Leptostrobus* sp., *Desmiophyllum* ex gr. *magnum* (Samyl.) Samyl.

Podozamites ex gr. *eichwaldii* Schimp., *P.* ex gr. *lanceolatus* (L. et H.) Braun, *P.* ex gr. *reinii* Geyler, *Cephalotaxopsis heterophylla* Holl., *C. intermedia* Holl., *C. microphylla* Holl., *Sequoia ambigua* Heer, *S. obovata* Knowlt., *S. reichenbachii* (Gein.) Heer, *Sequoia* sp., *Torreya gracillima* Holl., *Pityophyllum* ex gr. *nordenskioldii* (Heer) Nath., *Thuja cretacea* (Heer) Newb., *Elatocladus smittiana* (Heer) Sew.

Populites sp., *Menispermites* sp., *Platanus* sp., *Protophyllum* sp. *Dalbergites* cf. *simplex* (New.) Sew., *Leguminosites equalis* Philipp., *Celastrorhynchium* sp., *Acer* (Rulac) *lobata* Philipp., *Rhamnites* cf. *emineus* (Dawson) Bell, *Cissites* sp., *Aralia* aff. *parvidens* Holl., *Araliaephyllum dentatum* Philipp., *Hedera cordatus* Philipp., *Viburnum* sp., *Dicotylophyllum* sp.

С реки Нельканджа установлены:

Osmunda juliana Samyl., *Gleichenia rinkiana* Heer, *Birisia ochotica* Samyl., *Tchaunia elongata* Samyl. et Philipp., *Asplenium dicksonianum* Heer, *Acrostichopteris longipennis* (Font.) Berry, *Cladophlebis* sp. 1–2, *Sphenopteris* sp.

Nilssonia ex gr. *orientalis* Heer, *N. pilifera* Samyl., *Pterophyllum* sp.

Ginkgo ex gr. *adiantoides* (Ung.) Heer, *Desmiophyllum* sp.

Cephalotaxopsis heterophylla Holl., *C. intermedia* Holl., *C. microphylla* Holl., *Sequoia ambigua* Heer, *S. cf. subulata* Heer, *Sequoia* sp. *Pityophyllum* ex gr. *nordenskioldii* (Heer) Nath., *Thuja cretacea* (Heer) Newb.

Credneria sp., *Celastrorhynchium* sp., *Acer* (*Rulac*) *lobata* Philipp., *Ziziphus microphylla* Philipp., *Z. sp.*, *Cissites* sp.

С реки Хасын определены:

Thallites sp.,

Gleichenia rinkiana Heer, *Birisia ochotica* Samyl., *Arctopteris kolymensis* Samyl., *Asplenium dicksonianum* Heer, *Cladophlebis* cf. *virginensis* Font.,

Ginkgo ex gr. *adiantoides* (Ung.) Heer, *Desmiophyllum magnum* (Samyl.) Samyl.,

Podozamites ex gr. *echwaldii* Schimper, *Pagiophyllum triangulare* Pryn., *Cephalotaxopsis intermedia* Holl., *C. microphylla* Holl., *Sequoia* cf. *fastigiata* (Sternb.) Heer, *S. obovata* Knowlt., *Pityophyllum* ex gr. *nordenskioldii* (Heer) Nath., *P. latifolia* Nath., *P. ex gr. staratchinii* (Heer) Nath.,

Ranuncularia quinquecarpellata Samyl., *Celastrorhynchium latifolium* Font., *Acer* (*Rulac*) sp.

По данным В.А. Самылиной [1974а], в арманском комплексе наиболее часто встречаются *Birisia ochotica* и хвойные родов *Podozamites* и *Cephalotaxopsis*, составляющие как бы основной фон арманской флоры. Типично присутствие *Lobifolia holtumii*, *Acrostichopteris*, *Elatocladus smittiana*, разнообразие *Sequoia*. Вместе с ними встречаются растения, известные из буоркемюсского и топтанского комплексов: *Arctopteris kolymensis*, *Czekanowskia rigida*, *Phoenicopsis*, *Pagiophyllum triangulare*. На арманском уровне впервые в меловом разрезе Северо-Востока появляются *Gleichenia*, *Cephalotaxopsis heterophylla*, *Thuja cretacea*, а также достоверные платановые (*Platanus*, *Credneria*, *Protophyllum*) и *Menispermities*.

В.А. Самылина относил арманскую флору к позднему альбу, не исключая, что она может частично захватывать и сеноман. По нашему мнению, арманская флора не переходит в поздний мел и относится к позднему альбу (см. гл. III). Арманская свита выходит в северной части Арманского вулканического поля и, как показано Ю.Г. Кобылянским [1974а], к югу замещается вулканическими нараулийской свиты (рис. 14), сложенной андезитами, андезито-базальтами, трахиандезитами и их туфами, небольшими линзами туфоконгломератов и туфопесчаников. Подошва свиты нигде не вскрыта. Видимая мощность 1000 м.

Хольчанская свита сложена преимущественно пирокластическими породами умеренно кислого и кислого состава с линзами дацитов, липаритов, андезитов и их туфов, туфопесчаников, туфоконгломератов (200–600 м). Собранные в одновозрастной ей кремлевской толще по р. Хасын малочисленные *Ginkgo* cf. *adiantoides* (Ung.) Heer, *Cephalotaxopsis magnifolia* Font. var. *successiva* Holl., *C. intermedia* Holl., *Metasequoia* sp., видимо, свидетельствуют уже о сеноманском возрасте вмещающих пород, хотя набор видов и недостаточен.

В северной части Маланго-Ольского поля хольчанской свите соответствует спокойнинская свита мощностью до 300–700 м. По определениям А.Ф. Ефимовой [Белый, 1977], здесь обнаружены: *Onychiopsis psilotoides* (Stokes et Webb) Ward, *Dennstaedtia tschuktschorum* Kryshch., *Asplenium dicksonianum* Heer, *Sphenopteris onkilonica* Kryshch., *Cladophlebis arctica* (Heer) Kryshch., *C. frigida* (Heer) Sew., *Ginkgo adiantoides* (Ung.) Heer, *Cephalotaxopsis* cf. *intermedia* Holl., *C. heterophylla* Holl., *C. microphylla* laxa Holl., *Sequoia concinna* Heer, *S. reichenbachii* (Gein.) Heer, *S. subulata* Heer, *S. ambigua* Heer, *Cissites jukonensis* Holl., которые относятся к верхам альбанизма верхнего мела без уточнения.

Флора, приводимая из подстилающих спокойнинскую свиту угленосных и андезитовых образований [Белый, 1977], вероятно, смешана из разных горизонтов, так как в ней наряду с *Birisia onychioides* (вторая половина раннего мела) приводится и *Cladophlebis aldanensis* (поздняя юра).

Улынская свита — андезито-базальты и андезиты (400–500 м).

Ольская свита — игнимбриты и туфы кислого состава, а также игнимбриты и лавы трахитов, линзы туфитов, алевролитов, углистых аргиллитов (200–300 м). В.А. Самылина определила отсюда небольшой (12 видов), но характерный комплекс растений: *Isoetes onkilonica* Kryshch., *Coniopteris* sp., *Cladophlebis* sp., *Phoenicopsis* ex gr. *angustifolia* Heer, *Elatocladus* aff. *smittiana* (Heer) Sew., *Sequoia* aff. *fastigiata* (Sternb.) Heer, *S. cf. reichenbachii* (Gein.) Heer, *Parataxodium wigginsii* Arnold et Lowth., *Tollia* cf. *cunninghamioides* Sveshnik. et Budants., *Trochodendroides* ex gr. *arctica* (Heer) Berry, *Quereuxia angulata* (Newb.) Kryshch., *Dicotylophyllum* sp. (сборы В.Н. Чу-

хомлинова, 1960 г., и Ю.Г. Кобылянского, 1968 г.). Преобладание хвойных, присутствие *Phoenicopsis*, *Trochodendroides arctica*, *Queqexia* позволяют отнести данную флору к амкинскому, а *Isoetes onkilonicus*, вероятно, и к верхнеамкинскому уровню (ранний сеноман).

Отметим, что соотношение арманской свиты, содержащей позднеальбскую флору, и ольской — раннесеноманской, не установлено. Ольская свита выходит в северной части Малтано-Ольского вулканического поля и залегает на андезито-базальтах и андезитах улынской (малтанской) свиты. В более южных районах ее аналогом, вероятно, является аганская толща, сложенная туфами и игнимбритами липаритового состава мощностью до 800 м.

Мыгдыкитская свита — оливин-пироксеновые, реже — безоливиновые базальты и андезито-базальты (500—1000 м).

Флора арманского типа, но происходящая из угленосных отложений, была собрана нами в 1974 г. по правым притокам р. Бургагылкан, по р. Широкой и ручью Угольному, а также в верховьях р. Баранджа (междуречье Ини—Челомджа), где выходит разрез, по строению близкий к арманскому и нельканджинскому.

Континентальная флороносная баранджинская толща представлена конгломератами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами с пластами углей мощностью до 2500 м. В нижней части преобладают песчаниково-углистые разности, кверху постепенно увеличивается количество конгломератов, которые преобладают в верхах разреза. В средней части отмечаются прослои белых пепловых туфов. По ручью Угольному толща представлена чередованием мелкогалечных конгломератов и алевритисто-углистых пачек (600—700 м). Толща перекрывается вулканитами в составе нараулийской, хольчанской, улынской и возможными аналогами ольской свит.

По ручью Угольному угленосно-конгломератовая толща залегает на терригенных породах с флорой позднеюрского возраста, а по р. Широкой — на андезитах, вероятно, соответствующих момолтыкинской свите. По правобережью ручья Угольного, на северных склонах высоты, обнаружены *Raphaelia diamensis* Sew., *Sphenopteris* sp., *Heilungia* ex gr. *amurensis* (Novop.) Pryn., *Phoenicopsis* cf. *angustifolia* Heer, *Pityophyllum* sp. По правобережью Бургагылкана, примерно в 3,5 км ниже устья р. Широкой, собраны *Equisetites* sp., *Cladophlebis* ex gr. *orientalis* Pryn., *C. haiburnensis* (Brongn.) Brongn., *Phoenicopsis* ex gr. *angustifolia* Heer, *Czekanowskia* ex gr. *rigida* Heer, *Leptostrobus* sp., *Pityophyllum* sp. Сочетание *Raphaelia diamensis*, *Cladophlebis orientalis*, *Heilungia amurensis* с обилием *Czekanowskia rigida* характерно для верхнеюрских отложений.

Баранджинский комплекс (поздний альб)

Название по р. Баранджа. Сборы Е.Л. Лебедева 1974 г. Общий список включает:

Thallithes aff. *yabei* (Krysh.) Harris, *Thallithes* sp. 1—2, *Equisetites* aff. *ramosus* Samyl., *Equisetites* sp. 1—2.

Osmunda denticulata Samyl., *Coniopteris* sp., *Lobifolia* sp., *Birisia ochotica* Samyl., *Birisia* sp., *Arctopteris* sp., *Asplenium* sp., *Acrostichopteris vachrameevii* E. Lebed., *Acrostichopteris* sp., *Cladophlebis acuta* Font., *Cladophlebis* sp. 1—2, *Sphenopteris* (*Tchaunia*?) *heteroloba* E. Lebed., *Sphenopteris* sp.

Sagenopteris sp.

Jacutiella (?) *amurensis* (Novop.) Samyl., *Taeniopteris* cf. *prynadae* (Samyl.), T. cf. *canmorensis* (Dawson.) Bell, *Taeniopteris* sp. 1—2, *Macrotaeniopteris* sp., *Pterophyllum* sp., *Nilssonia yukonensis* Holl., N. ex gr. *serotina* Heer.

Ginkgo ex gr. *adiantoides* (Ung.) Heer, G. cf. *sibirica* Heer, *Ginkgo* sp., *Sphenobaiera orientalis* Vachr. et E. Lebed., *Sphenobaiera* sp., *Phoenicopsis* ex gr. *angustifolia* Heer, *Phoenicopsis* (?) sp., *Desmiophyllum magnum* (Samyl.) Samyl.

Carpolithes sp.

Elatocladus smittiana (Heer) Sew., E. *platyphyllus* E. Lebed., *Cephalotaxopsis heterophylla* Holl., C. *intermedia* Holl., C. *magnifolia* Font., C. *borealis* Samyl., *Pagiophyllum triangulare* Samyl., *Pseudolarix* sp., *Florinia* (?) sp., *Athrotaxites* sp., *Athrotaxopsis* cf. *expansa* Font., *Podozamites angustifolius* (Eichw.) Heer, P. cf. *lanceolatus* (L. et H.) Braun, P. *gracilis* Vassil., *Podozamites* spp., *Pityophyllum* ex gr. *nordenskioldii* (Heer) Nath., P. *staratchinii* (Heer) Nath.

Dicotyledones sp. 1—6.

В составе баранджинского комплекса наибольшее значение имеют хвойные (до 34,5% от общего числа видов), затем — папоротники (21,5%), цикадофиты (13%), гинкгофиты (11,5%) и покрытосеменные (10%). Широко распространены хвойные, среди которых доминирует *Cephalotaxopsis heterophylla*, присутствующий практически во всех местонахождениях (18 из 22) и слагающий листовые кровли. Часто встречаются также *Podozamites* и *Pityophyllum*. Среди папоротников наиболее обычны *Birisia*. Нередки и *Sagenopteris*. Цикадофиты оказались довольно распространенной группой, а в некоторых прослоях они образуют скопления. Гинкгофиты в целом редки, а покрытосеменные встречаются очень редко и только единичными экземплярами, но присутствуют более чем в половине местонахождений (12 из 22).

По обилию *Cephalotaxopsis heterophylla*, *Birisia ochotica* и *Podozamites* баранджинский комплекс одновозрастен арманскому [Самылина, 1974а], *Cephalotaxopsis heterophylla* (особенно в массовом количестве) в разрезе Северо-Востока появляется только с арманско-ариндского уровня. В баранджинской флоре, как и в арманской, присутствуют *Acrostichopteris*, *Sagenopteris*, *Desmiophyllum magnum*, *Pagiophyllum triangulare*. Вместе с тем баранджинский комплекс отличается от арманского относительным разнообразием цикадофитов (13% против 5,5). На первый взгляд это придает ей несколько более древний облик, но объясняется, по нашему мнению, экологическими условиями произрастания данной флоры на заболоченных равнинах [Лебедев, 1975а]. Этим же объясняется и более редкая встречаемость покрытосеменных. В позднем альбе они, будучи довольно разнообразны на дренированных склонах, только начинают завоевывать низинные пространства, где они становятся доминантами в туроне (см. гл. VI, 3).

К характерным формам баранджинского комплекса можно отнести: *Birisia ochotica* Samyl., *Acrostichopteris vachrameevii* E. Lebed., *Sagenopteris* sp., разнообразие цикадофитов, *Desmiophyllum magnum* (Samyl.) Samyl. обилие *Podozamites*, *Cephalotaxopsis heterophylla* Holl.

Довольно близко от баранджинского района выходит нельканджинская свита, имеющая сходное строение и положение в разрезе, флору которой В.А. Самылина [1974а] относит к арманскому комплексу (см. список выше).

Нельканджинская свита сложена пеплово-глинистыми туффитами, песчаниками и конгломератами, которые преобладают в верхах разреза, в средней части встречаются туфы андезитов (500 м). Выше залегает вулканогенная нараулийская свита, а подстилается разрез момолтыкичской свитой андезитового состава [Геология СССР, 1970].

Интересный разрез, в верхах которого под базальтовыми покровами может присутствовать сенонская флора, находится в северо-восточной части Охотского сектора, в районе Туромчинского вулканического поля. Приводим разрез по данным В.К. Политова [Белый, 1977; Заборовская, 1978]: 1. Палеотипные андезиты, их туфы, реже вулканиты кислого состава (500–700 м). Малочисленные раннемеловые растения. 2. Вахраламская толща. Игнимбриты, туфы кислого и умеренно кислого состава, реже андезиты (800–1100 м). Малочисленная, вероятно, альбская флора. 3. Туромчинская толща. Андезиты, андезито-базальты, линзы туфов кислого состава (500 м). 4. Хайчанская толща. Игнимбриты, липариты, туфы кислого состава (600–700 м). 5. Базальты, андезито-базальты, реже андезиты, туфопесчаники и туфы основного состава (600 м). Встречены *Araucarites* sp., *Cephalotaxopsis* sp., *Sequoia* sp., *Metasequoia disticha* (Heer) Miki, *Thuja cretacea* (Heer) Newb., *Rhamnus septentrionalis* Krysh., *Laurophyllum* sp., *Dicotylophyllum* sp., cf. *Populus* sp., *D. sp.* cf. *Fagus* sp. (определение В.А. Самылиной). Эта флора, по нашему мнению, по составу и положению в разрезе может относиться к сенону.

В этом же районе отмечаются и более молодые базальтоиды уйканской и кытыймской толщ с *Magnolia*, *Juglans*, *Taxodium dubium*, а также угленосные отложения эоцена [Белый, 1977].

На западе Охотского сектора, в междуречье Иня—Ульбея—Охота, в основании мелового разреза выходит ульбериканская свита существенно андезитового состава. В бассейне р. Ульберикан обнаружены (обобщенный список): *Equisetites* sp., *Coniopteris nympharum* (Heer) Vachr., *C. saportana* (Heer) Vachr., *Cladophlebis* cf. *argutula* (Heer) Font., *C. ex gr. denticulata* (Brongn.) Font., *Phoenicopsis* sp., *Desmiophyllum* sp., *Podozamites angustifolius* (Eichw.) Heer, *Pityophyllum staratchinii* (Heer) Nath.

и др. (определения А.Ф. Ефимовой и Г.Г. Филипповой). В.А. Вахрамеев определил отсюда *Cladophlebis* sp., *Ctenis* sp., *Taeniopteris* sp., *Ginkgo* sp., *Pityophyllum* ex gr. *nordenskioldii* (Heer) Naht. [Недосекин, 1976]. Хотя набор видов и недостаточен, но присутствие *Cladophlebis* cf. *argutula*, *C.* ex gr. *denticulata*, *Ctenis* и широкая встречаемость *Phoenicopsis* позволяют относить эту флору к матийскому комплексу, т. е. к берриас-валанжину (см. гл. II, 1).

В отдельных структурах, по данным И.К. Мухомора, А.Б. Волохина, А.В. Павлова, Ф.Ф. Вельдяксова, Е.Ф. Мартынова, В.Г. Королькова, Е.Г. Пескова, Р.Б. Умитбаева (1955–1964 гг.) и других, выделяются амкинская, хетанинская, уракская и хакаринская свиты. Однако в типовом Ульинском прогибе стратотипы хетанинской и уракской свит залегают по разрезу ниже амкинской (см. гл. II, 1). Следовательно, вопрос о принадлежности этих толщ в междуречье Иня–Охота к тому или иному стратиграфическому подразделению требует дальнейшего изучения.

В районах, прилегающих к Охотскому морю, выше ульбериканской свиты Р.Б. Умитбаев и Е.Ф. Мартынов выделяют тунманонскую свиту — дациты, липарито-дациты, их туфы, реже андезито-дациты (300 м) и селемджинскую — липариты, их туфы, с прослоями туфоалевролитов, туфоконгломератов, пластами дацитов и углей (300 м). Встречены остатки хвойных растений. Выше идут хетанинская и уракская свиты. Завершается разрез мареканской свитой, отнесенной к неогену.

Внутренняя зона. Геологическое строение внутренней зоны на п-ове Тайгонос характеризуется значительным своеобразием в разных частях полуострова. Поэтому ниже мы приведем только наиболее полно флористически охарактеризованный разрез Северо-Тайгоносской зоны, по данным Г.Е. Некрасова [Некрасов и др., 1971, 1972; Заборовская и др., 1972; и др.], с учетом материалов В.Ф. Белого [1977], где строение этой зоны рассмотрено более подробно. Меловые отложения здесь подстилаются морскими осадочными, осадочно-вулканогенными и вулканогенными образованиями геосинклинального комплекса перми, триаса, нижней, средней и верхней юры, сводная мощность которых, по Н.Б. Заборовской [1978], достигает 20000 м. В Южно-Тайгоносской зоне меловой разрез в Вискичунской подзоне подстилается юрскими морскими андезитовыми образованиями мощностью до 3800 м.

Разрез верхнеюрских–нижнемеловых образований Северо-Тайгоносской зоны, который Г.Е. Некрасов относит к ОЧВП (В.Ф. Белый [1977] относит к поясу только верхнюю, явоямскую толщу), начинается вулканогенными породами, сменяющимися осадочно-вулканогенной толщей, и заканчивается существенно вулканогенными образованиями (см. рис. 13).

В авачунская толща — плагиолипариты, игнимбриты, андезиты и андезито-базальты (700–2000 м). Встречены *Buchia* aff. *rugosa* (Fish.), *B.* ex gr. *mosquensis* (Buch.) и другая фауна.

Теланская свита — базальты, андезито-базальты, их туфы, реже — прослои туфоалевролитов, туфогравелитов (1100–3000 м).

Возраст авачунской и теланской свит находится, скорее всего, в пределах волжско-го–валанжинского ярусов.

Вануйонская свита — вулканомиктовые и туфоогенные песчаники и гравелиты с прослоями алевролитов, аргиллитов, конгломератов, туфов и андезитов (1400–1800 м). Встречена флора плохой сохранности и фауна: *Nuculana* sp. ind., *Inoceramus* sp. ind., *Astarte* sp., *Pleuromya* sp. В верхней части разреза обнаружены *Inoceramus paraketzovii* Efim., аммониты *Hertlei nites* sp. Возраст по фауне — готерив.

Рябинкинская свита, сложенная континентальными вулканогенно-осадочными и угленосными породами общей мощностью до 2500 м, подразделяется на три подсвиты.

Нижняя подсвита — тонкослоистые кислые пепловые туфы, туфы андезитов и андезито-дацитов, туфоалевролитов, реже — андезиты (500–900 м). Отсюда Г.Г. Филиппова определила 12 видов [Белый, 1977]: *Onychiopsis elongata* (Geyl.) Yok., *Arctopteris* aff. *rarinervis* Samyl., *Coniopteris* aff. *burejensis* (Zal.) Sew., *C. nympharum* (Heer) Vachr., *Cladophlebis* aff. *haiburnensis* (L. et H.) Brongn., *C.* ex gr. *sangarensis* Vachr., *C. dunkeri* Schimp., *Nilsonia* sp. ind., *Ginkgo adiantoides* (Ung.) Heer, *Pseudotorellia* sp., *Podozamites* cf. *lanceolatus* (L. et H.) Braun, P. cf. *eichwaldii* (Schimp.) Heer. Присутствие среди них *Onychiopsis elongata* и *Arctopteris rarinervis* позволяет относить данную флору к альбу.

Средняя подсвита — вулканомиктовые песчаники, гравелиты, конгломераты, алевро-

литы, аргиллиты, пласты каменного угля (800 м). По определениям А.Ф.Ефимовой и Г.Г.Филипповой (сборы Г.Е.Некрасова и Н.Б.Заборовской), указывается 18 видов ископаемых растений:

Equisetites sp., *Coniopteris nymphyrum* (Heer) Vachr., *C. saportana* (Heer) Vachr., *Asplenium dicksonianum* Heer, *Encephalartites* sp. nov., *Ginkgo adiantoides* (Ung.) Heer, *C. pluripartita* (Schimp.) Heer, *Phoenicopsis speciosa* Heer, *P. cf. magnifolia* Pryn., *Sphenobaiera cf. flabellata* Vassil., *S. cf. longifolia* (Pom.) Fl., *Podozamites lanceolatus* (L. et H.) Braun, *P. cf. eichwaldii* Schimp., *Elatocladus manchurica* (Yok.) Yabe, *Conites* sp., *Sequoia* sp. (шишки), *Pagiophyllum* sp., *Pityophyllum nordenskioldii* (Heer) Nath.

Верхняя подсвита — нижняя часть сложена песчаниками, гравелитами, алевролитами, аргиллитами, полосчатыми пепловыми туфами, верхняя — андезитами, андезито-базальтами, их туфами (1000 м). Из низов толщи (по определению Г.Г.Филипповой [Белый, 1977]) указывается семь видов растений: *Onychiopsis elongata* (Geyl.) Yok., *Coniopteris ex gr. saportana* (Heer) Vachr., *Birisia onychioides* (Vassil.) Samyl., *Ginkgo aff. obrutchevii* Sew., *Elatocladus aff. manchurica* (Yok.) Yabe, *Torreya cf. gracilimma* Holl., *Sequoia fastigiata* (Sternb.) Heer.

Не исключено, что эта флора по присутствию *Torreya*, *Sequoia fastigiata* может относиться к позднему альбу.

Н.Б.Заборовская [1978] и Ф.В.Белый [1977] относят рябинкинскую свиту к баррем-апт-альбу. Н.Б.Заборовская считает, что соотношения между вануонской и рябинкинской свитами позволяет предполагать их частичное взаимное замещение и рассматривать разрез как непрерывный. Но если в нижней подсвите действительно присутствуют *Onychiopsis elongata* и *Arctopteris garinervis*, то ее вряд ли можно опускать ниже альба. Тогда между вануонской свитой с иноцеррами готерива и отложениями рябинкинской свиты, вероятно, существует доальбский перерыв, как и в других районах ОЧВП (см. гл. II, 8; IV).

Выше Г.Е.Некрасов и Н.Б.Заборовская выделяют шовнинскую толщу, сложенную базальтами, андезито-базальтами, их туфами. В бассейне р. Явоям отмечены прослои алевролитов и гравелитов (300–500 м), В.Ф.Белый [1977] считает ее аналогом вышележащей явоямской толщи.

Явоямская толща — туфы андезитов, дацитов, липаритов, базальтов, дациты, их кластолавы, туфоалевролиты (2000 м). Флора неизвестна. Ранее толщу условно по положению в разрезе относили к апт-альбу [Заборовская, 1978] или к верхнему альбу [Белый, 1977]. Поскольку флора из подстилающей верхней подсвиты рябинкинской свиты по присутствию *Torreya*, *Sequoia fastigiata*, скорее всего, относится к позднему альбу, то явоямская толща, учитывая ее большую мощность, может захватывать и более высокие уровни.

Выше залегают вулканогенно-осадочные образования, сложенные базальтоидами и туфогенно-осадочными породами с прослоями лигнитов, отнесенных к кытыймской свите, содержащей (по определениям А.Ф.Ефимовой) флору палеогена [Заборовская, 1978].

5. ПЕНЖИНСКО-АНАДЫРСКИЙ СЕКТОР

Пенжинский и Анадырский секторы ОЧВП занимают отрезок пояса северо-восточного простираения протяженностью около 650 км и шириной от 100 до 200 км на участке от верхнего течения р. Гижига и п-ова Елистратова на юго-западе до р. Мечкеревая на северо-востоке. Граница между этими секторами, по В.Ф.Белому [1977], проходит в районе р. Пенжина. В разрезе Пенжинско-Анадырского отрезка пояса установлено десять флористических уровней, аналогичных, а в верхах разреза — дополняющих флористические комплексы Ульяновского прогиба.

Стратиграфию этого региона изучали многие геологи Северо-Восточного и Камчатского геологических управлений, СВКНИИ и ПГО Аэрогеология [Геология СССР, 1970; Апрельков, Слепов, 1972; Белый, 1969а, 1975а, 1977; Белый, Милов, 1973; Филатова и др., 1971, 1975, 1977; и др.].

Существует две основные схемы стратиграфии Пенжинского и Анадырского секторов ОЧВП. Одна, предложенная СВКНИИ ДВНЦ АН СССР (В.Ф.Белый), и другая (которой мы придерживаемся) — ПГО Аэрогеология по материалам Н.И.Филатовой, А.И.Дворянкина, А.Б.Цукерника, Д.В.Синельникова, В.В.Ковалевой, А.А.Алексеева, А.М.Гундобина, С.С.Лобунца, Э.А.Стрижко, И.И.Сониной, В.А.Фараджеева и других геологов. Эти данные обобщены в ряде работ [Белый, 1977; Филатова и др., 1971, 1975а, б, 1977]. Отметим, что многие флоры (например, мургальская) впервые найдены Н.И.Филатовой, проводившей здесь специальные тематические работы [Филатова, 1969, 1974, 1978а, б; Филатова, Дворянкин, 1973, 1974а, б]. Вулканогенные образования Пенжинско-Анадырского отрезка, где обнаружены флора от альба в низах разреза до кампана в верхах, подстилаются мощной осадочной толщей, в которой присутствуют слои, содержащие морскую фауну. Наиболее полный разрез этих отложений наблюдается по западному борту пояса, в районе верхнего течения р. Большой Анюй и междуречья Яблон—Чимчемемень в Айнахкургенской впадине [Тильман, 1962; Геология СССР, 1970; Белый, 1969а, 1977; Афицкий, Палымский, 1970; Палымский, Радзивилл, 1972; Радзивилл, Палымский, 1972; Белый и др., 1965; Паракецов, Паракецова, 1973; 1974; и др.].

Разрез осадочных отложений Айнахкургенской впадины большинство исследователей делит на айнахкургенскую (внизу) и чимчемеменьскую свиты.

Айнахкургенская свита подразделяется на две подсвиты. Нижняя сложена полимиктовыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами (до 1300—1500 м) с *Aucellina polevoi* Ver., *A. anadyrensis* Ver., *A. penjensis* Ver., *A. aff. aptiensis* Orb., *A. cf. caucasica* Buch., *Inoceramus* sp., *Entolium utokokense* Imlay, *Tracia aff. stelcki* McLearn, *Tancredia kurupana* Imlay, *Nuculana* sp., *Modiolus* ex gr. *onoensis* And., *Astarte* sp., *Panopea* sp., *Cyprimeria* sp., *Anisocarsia* sp., *Protocardia* sp. аптского, скорее всего, позднеаптского возраста [Паракецов, Паракецова, 1973]. К.В.Паракецов в 1969 г. в близко расположенной Умкучеевской впадине совместно с ацеллинами, аналогичными приведенным выше, обнаружил аммонит *Trochæum* cf. *kajgorodzevii* (Ver.), характерный для второй половины апта [Паракецов, Паракецова, 1974]. Верхняя подсвита, сложенная песчаниками с углистыми аргиллитами и алевролитами (1100—1200 м), по определением В.А.Самылиной [1976], Г.Г.Филипповой и А.Ф.Ефимовой [Белый, 1977], содержит остатки растений:

Birisia onychioides (Vassil. et K.-M.) Samyl., *Coniopteris nymphaeum* (Heer) Vachr., *C. kolyensis* (Pryn.) Vassil., *C. cf. saportana* (Heer) Vachr., *Cladophlebis* cf. *sangarensis* Vachr., *Sphenopteris* cf. *lepiskensis* Vassil., *Anomozamites* ex gr. *angulatus* Heer, *Jacutiella* cf. *amurensis* (Novop.) Samyl., *Ctenis* cf. *yokoyamai* Krysh. et Pryn., *Heilungia* cf. *tschuktschorum* Samyl et Philipp., *Taeniopteris* sp., *Ginkgo adiantoides* (Ung.) Heer, *G. digitata* (Brongn.) Heer, *G. "huttonii"* (Sternb.) Heer, *Sphenobaiera longifolia* (Pom.) Fl., *S. pulchella* (Heer) Fl., *Phoenicopsis* cf. *speciosa* Heer, *P. cf. angustifolia* Heer, *Podozamites lanceolatus* (L. et H.) Braun, *P. cf. eichwaldii* Schimp., *Pityophyllum* ex gr. *nordenskioldii* (Heer) Nath., а также *Equisetites* sp., *Arctopteris kolyensis* Samyl., *Arctopteris* sp., *Cladophlebis* sp., *Sphenopteris* sp.

Чимчемеменьская свита представлена преимущественно грубообломочными вулканомиктовыми песчаниками, гравелитами и конгломератами с прослоями углистых аргиллитов и реже, в верхней части разреза, — лавами среднего и основного состава (1500—1700 м) с многочисленными растениями.

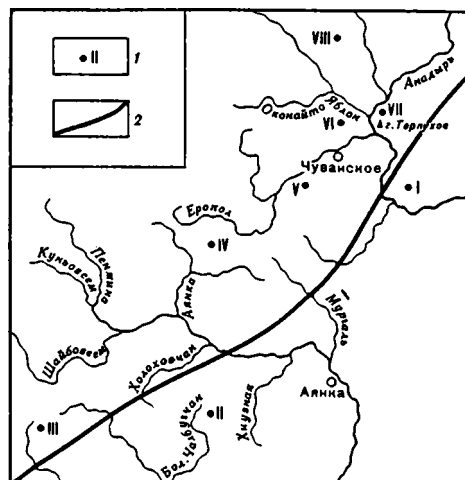
Из стратотипа свиты В.А.Самылина [1976] и Г.Г.Филиппова, по сборам Б.Ф.Палымского 1979 г., определили:

Thallites sp., *Osmunda cretacea* Samyl., *Birisia onychioides* (Vassil. et K.-M.) Samyl., *Arctopteris kolyensis* Samyl., *Arctopteris* sp., *Asplenium dicksonianum* Heer, *Asplenium* sp., *Lobifolia* cf. *lobifolia* (Phill.) Rasskaz. et E. Lebed., *Cladophlebis* sp., *Anomozamites arcticus* Vassil., *Taeniopteris* sp., *Ginkgo* ex gr. *adiantoides* (Ung.) Heer, *Phoenicopsis* ex gr. *angustifolia* Heer, *Podozamites* ex gr. *lanceolatus* (L. et H.) Braun, *Pagiophyllum triangulare* Pryn., *Cephalotaxopsis* sp., *Pityophyllum* ex gr. *nordenskioldii* (Heer) Nath., *P. ex gr. staratchinii* (Heer) Nath., *Desmiophyllum magnum* (Samyl.) Samyl., *Ixostrobus* ex gr. *heeri* Pryn., *Stenorachis* cf. *striolatus* Heer.

Из других разрезов свиты, по сборам Б.Ф.Палымского и А.Я.Радзивилла 1964, 1965 гг., А.Ф.Ефимова и В.А.Самылина [1976] определили:

Рис. 14. Схема расположения разрезов в Пенжинско-Анадырском секторе (по Н.И. Филатовой и др. [1977])

1 — местоположение разрезов, приведенных на рис. 15; 2 — Анадырский глубинный разлом (по гравиметрическим данным)



Equisetites sp., *Arctopteris kolymensis* Samyl., *A. rarinervis* Samyl., *Birisia onychioides* (Vassil. et K.-M.) Samyl., *Onychiopsis psilotoides* (Stokes et Webb) Ward, *Polypodites* sp., *Neozamites verchojanensis* Vachr., *Ginkgo* ex gr. *adiantoides* (Ung.) Heer, *Sphenobaiera flabellata* Vassil., *S. ex gr. longifolia* (Pom.) Fl., *Pseudotorellia* sp., *Phoenicopsis* sp., *Cephalotaxopsis* sp., *Pityophyllum* ex gr. *nordenskioldii* (Heer) Nath., *Desmiophyllum magnum* (Samyl.) Samyl.

По мнению В.А. Самылиной [1976], флоры из айнахкургенской и чимчемемельской свит относятся к одному буоркемюсскому комплексу (ранний, возможно, часть среднего альба).

Отложения айнахкургенской и чимчемемельской свит В.Ф.Белый [1977] в районе междуречья Яблон—Чимчемемель и низовьев рек Яблон, Пеледон надстраивает вулканогенными образованиями саламихинской (900—1200 м), нкулилэкинской (600—1200), вилковской (500—600 м) толщ, входящими в яблонскую серию (рис. 14, 15, VI). Завершают разрез вулканыты еропольской толщи (800—1100 м), выходящей в Оконайто-Пеледонском поднятии. По мнению В.Ф.Белого, на междуречье Яблон—Чимчемемель эти вулканыты залегают на чимчемемельской свите без видимого несогласия, однако за пределами Айнахкургенской впадины они от более древних пород отделяются поверхностью структурного несогласия.

Для саламихинской, нкулилэкинской и вилковской толщ приведены малочисленные (5—8 видов) коллекции растений, не выходящие, видимо, за пределы альба. Однако В.А.Самылина [1976] указывает, что из саламихинской и вилковской толщ известны флоры с *Arctopteris*, *Birisia onychioides*, *Nilsoniopteris prynadae*, *Pagiophyllum triangulare*, *Cephalotaxopsis borealis* и *Desmiophyllum magnum*, которые могут быть включены в буоркемюсский комплекс. На левобережье р. Еропол, где В.Ф.Белый [1969а] описал стратотип еропольской толщи, Н.И.Филатова и др. [1977] собрали многочисленные растения, несомненно относящиеся к раннему сеноману, а точнее, к оконайтскому среднеамкинскому флористическому комплексу (см. следующий раздел).

В большинстве работ, посвященных стратиграфии Айнахкургенской впадины, отмечается, что айнахкургенская свита с размывом и несогласием залегает на позднеюрских, берриасских и валанжинских отложениях. В юго-западной части впадины, по рекам Крестовая, Яблон, крестовореченская толща, залегающая, по данным В.Ф.Белого [1969а, 1977, рис. 3], на различных горизонтах верхнеюрских, существенно вулканогенных образований, относилась им к апт-альбскому этапу вместе с вышележащими веткинской и чимчемемельской толщами. Однако, по нашим сборам, флора крестовореченской толщи относится к берриас—валанжину.

Крестовореченская толща представлена гравелитами, конгломератами, вулканомиктовыми песчаниками, туффитами, туфами и туфобрекчиями среднего и основного состава. В основании отмечаются линзы валунных конгломератов. Мощность 360—400 м [Белый, 1969а, 1977; Белый и др., 1965; Филатова, 1979]. Возраст по флоре берриас—валанжин.

Веткинская толща представлена в основном туфами, вверх по разрезу увеличивается количество туфов среднего и основного состава, появляются туфо- и лавобрекчии базальтов (150 м). Флора малочисленна, присутствие в ней *Sphenopteris ex gr. goerpertii* [Белый, 1969а] позволяет предполагать раннемеловой возраст, более молодой по отношению к крестовореченской толще.

В районе рек Крестовая, Яблон на туфобрекчии крестовореченской и веткинской толщ, по данным В.Ф.Белого [1977, рис. 3], налегают вулканыты саламихинской толщи,

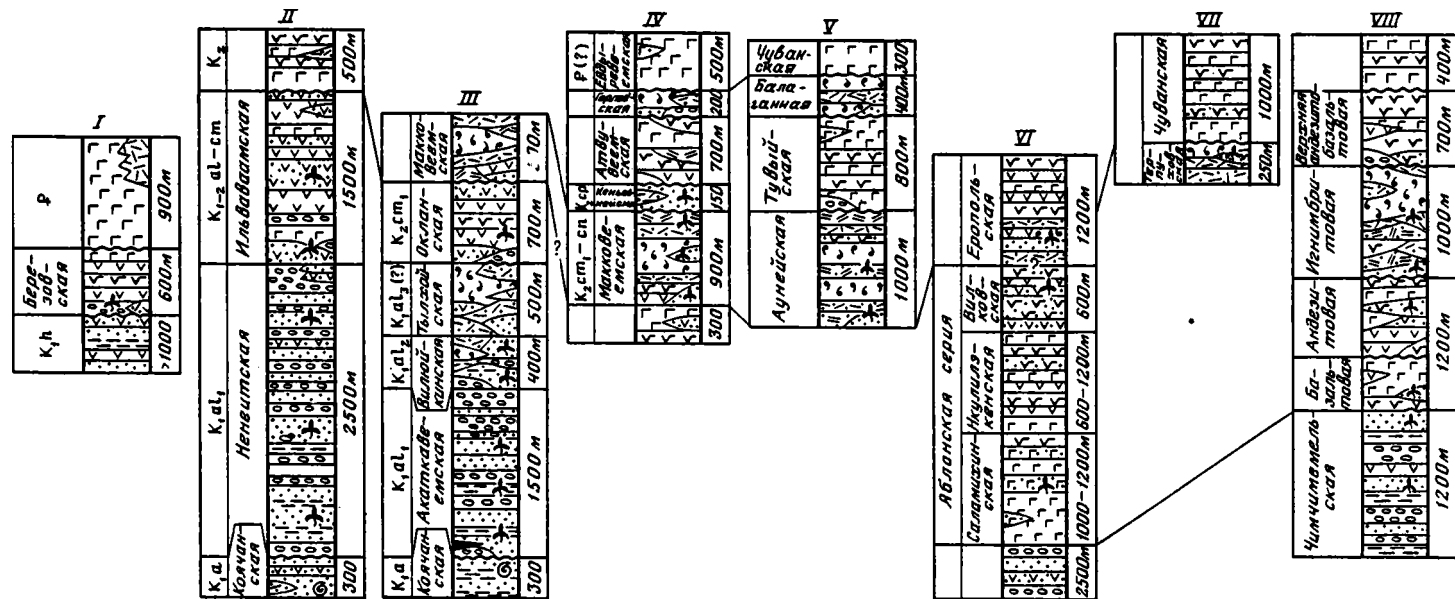


Рис. 15. Стратиграфические разрезы Пенжинско-Анадырского сектора (по Н.И. Филатовой и др. [1977], с упрощениями)
Местонахождение разрезов (I—VIII) см. на рис. 14. Условные обозначения см. на рис. 13

которую он относит уже к образованиям ОЧВП. Осадочные породы чимчемеельской свиты в этом районе выходят изолированно среди пирокластических образований средней части саламихинской толщи.

По вопросу о возрасте и строении меловых вулканогенных толщ высказывались очень различные мнения. Вулканогенные толщи обычно датировались в широких пределах [Филатова и др., 1971, 1977]. В.А.Фараджев к 1971 г. расчленил меловые вулканы на апт-альбские, альб-туронские и сенонские образования. Однако и эта, и предшествующие стратиграфические схемы были слабо охарактеризованы палеоботанически. В.Ф.Белый [1969а, 1977] первоначально относил вулканы рассматриваемого региона к апт-датскому ярусам. В последнее время он полагает, что формирование пояса происходило в альбе—раннем сеномане.

На ряде участков в бассейне р. Пенжина, во внутренней зоне пояса, в Мургалском поднятии, в основании разреза выходят мощные (до 7000 м) морские осадочно-вулканогенные породы верхней юры, валанжина и готерива. В пределах ОЧВП развиты также континентальные, реже — морские апт-альбские отложения.

В Ичигемском хребте (см. рис. 14, II) в основании залегает первомайская толща, состоящая из алевролитов, песчаников, вулканитов среднего состава (1000 м). Собранные здесь *Meleagrinea aff. ovalis* (Phill.), *Entolium aff. demissum* (Phill.), *Loripes cf. scaphoides* (Krause), *Oxytoma* (cf. *O. aucta* Zakh.), *Amphidonta* sp., *Ostrea anabarensis* (Bodyl.), *Arctotis aff. anabarensis* (Petr.) (по определению В.П.Похилайнена) указывают на верхнеюрский—валанжинский возраст. Севернее, на левобережье Пенжины, аналогичная толща достигает 3500 м и содержит бухии волжского, берриасского и валанжинского ярусов. Выше залегает усовская свита, сложенная туфами кислого, реже — основного состава, песчаниками, алевролитами, а в верхней части — вулканитами основного состава (до 4000 м). В нижней и верхней частях собраны *Simbirskites latumbonatus* Poch et Ter., *Lytoceras* sp., *Lima* cf. *consobrina* Orb., *Inoceramus* cf. *paraketzovi* Efim., *I. ex gr. pseudopropinquus* Perg., *I. cf. apiatus* Poch., *I. sp. (ex gr. terechovae-heteropteris)*, *I. ex gr. colonicus* And. (определения Г.П.Тереховой и А.А.Якушевой), указывающие на позднеготеривский, возможно раннебарремский, возраст вмещающих отложений [Филатова и др., 1975].

Выше во внутренней зоне Пенжинского сектора располагаются апт-альбские и верхнемеловые терригенные морские, континентальные и вулканогенные образования (рис. 14, 15, II). На верхнеюрско-готеривских отложениях с разрывом залегает колянская свита, сложенная песчаниками и алевролитами с прослоями кислых туфов (300 м). Собраны *Astarte ignekensis* Imlay, *A. portana* McLearn, *Panope ? elangatissima* (McLearn), *P. (?) cf. kissoumi* (McLearn), *Panope* sp. (близкая к *P. gurgitus* Brongn. var. *plicata* Sow.), *Cucculea* cf. *glabra* (Woods), *Psilomya* aff. *peterponti*, *Arctica* cf. *limpidiana*, *Joldia* cf. *kissoumi* McLearn, *Nucula athabaskensis*, *N. dowlingi* McLearn и др., отнесенные М.А.Пергаментом к позднему апту—альбу. Эти формы известны из верхнеаптских и альбских отложений Европы и Канады. В Айнахкургенской впадине они встречаются в нижней подсвите айнахкургенской свиты совместно с *Aucellina aptiensis* и др. [Филатова и др., 1975а].

В бассейнах р. Микина, Чалбугчан, Ниньчех на размытой поверхности колянской толщи залегает терригенная ненеитская свита — конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, туффиты и туфы среднего состава, туфоконгломераты, туфопесчаники, туфоалевролиты, линзы каменных углей (до 2500 м). В нижней и средней частях свиты собрана флора буоркемюсского типа (ранний, возможно, часть среднего альба).

Ильваваамская свита — андезиты, их туфы, реже базальты и андезито-базальты. Встречаются линзы туффитов, реже конгломератов, гравелитов, туфопесчаников и вулканитов кислого состава (1500 м). По данным Н.И.Филатовой [1977], ильваваамская свита залегает на ненеитской без признаков несогласия и прослеживается от бассейна р. Микина на юге в долину р. Чалбугчан (район стратотипа) и далее, в левобережье р. Пенжина. В породах, относимых к данной свите, встречена флора как альбского, так и сеноманского облика (см. следующий раздел).

Выше располагаются маломощные, локально распространенные кислые вулканы, вероятно, стратиграфические аналоги макковеемской свиты, картируемой во внешней зоне. Более широко распространена толща (500 м) базальтов и андезито-базальтов (см. рис. 14, 15, II).

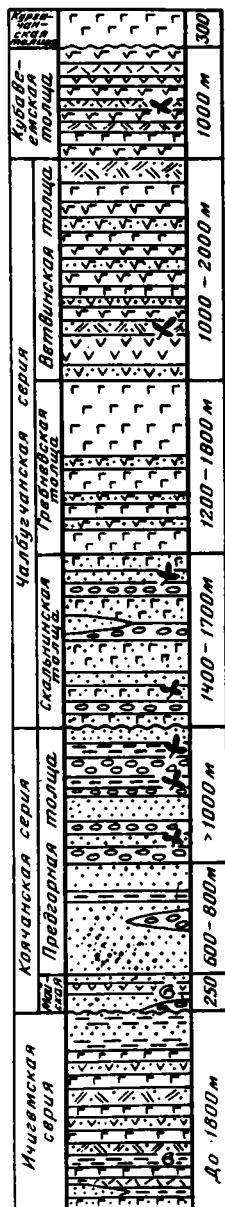


Рис. 16. Стратиграфический разрез внутренней зоны Пенжинского сектора в Ичигемском хребте и бассейнах рек Большой Чалбугчан и Хиузная (по В.Ф. Белому [1977])

Условные обозначения см. на рис. 13

Другая схема стратиграфии для правобережья р. Пенжина в северной части Ичигемского хребта, в бассейнах рек Холоховчан, Большой Чалбугчан, Хиузная, предложена В.Ф. Белым [1977]. Флору по его сборам определяла В.А. Самылина [1976]. Разрез делится на три серии (снизу вверх): ичигемскую, коянчанскую и чалбугчанскую, достаточно хорошо охарактеризованные в нижней части фауной, а в средней — флорой. Все три серии, по мнению В.Ф. Белого, залегают с несогласием. Выше идет кубавеемская и кургачанская толщи (см. рис. 16).

Ичигемская серия — в низах располагаются палеотипные базальты, андезито-базальты, их туфы и туфобрекчии. Выше, в алеволитовых туфах и туффитах, собрана позднюрская — берриасовая фауна, по определению В.П. Похилайнена. Выше располагается толща туфобрекчий, ксенотуфов и базальтов, сменяющихся туфобрекчиями, туфами, туффитами, туфопесчаниками. Общая мощность до 1800 м. Условно серия отнесена к верхней юре — готериву.

Коянчанская серия разделена на две толщи. В нижней майской толще (200—300 м) среди вулканомиктовых песчаников и конгломератов, по определению В.П. Похилайнена, собраны *Astarte ignekensis* McLearn, *Callista* (?) sp., *Cyprina* sp. ind., *Dicranodonta dowlingsi* McLearn, *Gramotodon* (?) *carinatus* Sow., *Inoceramus* sp., l. sp. ind., *Isognomon* aff. *ricordeanus* Orb., *Modiolus* (*Volssella*) cf. *onoensis* Imlay, *Panope shastacola* And., *P.* (?) *elongatissima* McLearn, *Pleuromya* sp. (aff. *P. sikkani* McLearn), *Tancredia curupana* Imlay, *T. stelcki* McLearn, *Thracia* aff. *stelcki* McLearn, *Venericardia* sp. ind., аналогичные комплексу, встречающемуся с *Aucellina* spp. в Айнахкургенской и Умкувеемской впадинах (вторая половина апта). Предгорная толща представлена вулканомиктовыми песчаниками, алеволитами, конгломератами, с горизонтами туфов и среднего состава в нижней части (1100—200 м). В средней и верхней части толщи собраны растения, отнесенные В.А. Самылиной [1976] к буюркемюскому комплексу:

Birisia onychioides (Vassil. et K.-M.) Samyl., *Coniopteris saportana* (Heer) Vachr, *Arctopteris rarinervis* Samyl., *Arctopteris* sp., *Onychiopsis elongata* (Geyl.) Yok., *Asplenium* cf. *dicksonianum* Heer, *Nilssonia comptula* Heer, *Taeniopteris* sp., *Ginkgo* ex gr. *concinna* Heer, *G.* ex gr. *lepidia* Heer, *Baiera* cf. *polymorpha* Samyl., *Sphenobaiera* ex gr. *angustiloba* (Heer) Fl., *S.* ex gr. *longifolia* (Pom.) Fl., *Phoenicopsis* ex gr. *speciosa* Heer, *Podozamites* ex gr. *eichwaldii* Schimp., *Podozamites* sp., *Araucarites* sp., *Elatocladus* sp., *Cephalotaxopsis* cf. *intermedia*

Holl., *Pityophyllum* ex gr. *nordenskioldii* (Heer) Nath., *P.* ex gr. *staratchinii* (Heer) Nath., *Athrotaxopsis grandis* Font., *Paratoxodium* cf. *jacutensis* Vachr., *Desmiophyllum magnum* (Samyl.) Samyl., *Dicotylophyllum* sp.

Чалбугчанская серия, сложенная вулканогенными образованиями, разделена на три толщи: скальнинскую, гребневскую и ветвинскую. Общая мощность серии достигает 4500—5000 м. Этот разрез на северо-западном склоне Ичигемского хребта В.Ф. Белый [1977] надстраивает кубавеемской толщей, сложенной базальтами, андезито-базальтами, игнимбритами, туфами и туфопесчаниками (1000 м), указывая, что соотношение ее с ветвинской толщей не выяснено. Выше располагается кургачанская толща, представленная оливиновыми и оливин-пироксеновыми базальтами, а также андезито-базальтами и трахидацитами (от 300 до 1400 м).

В скальнинской толще, по данным В.А. Самылиной [1976], содержится комплекс ра-

стений буоркемюсского типа, сходный с таковыми из нижележащей предгорной толщи:

Equisetites sp., *Birisia alata* (Pryn.) Samyl., *B. onychioides* (Vassil. et K.-M.) Samyl., *Coniopteris* sp., *Adiantopteris polymorpha* Vassil., *Arctopteris* sp., *Onychiopsis psilotoides* (Stok. et Webb) Ward, *Cladophlebis* sp., *Nilssoniopteris ovalis* Samyl., *Ginkgo* ex gr. *adiantoides* (Ung.) Heer, *G. ex gr. lepidia* Heer, *Ginkgo* sp., *Sphenobaiera ex gr. longifolia* (Pom.) Fl., *S. cf. flabellata* Vassil., *Phoenicopsis ex gr. angustifolia* Heer, *P. ex gr. speciosa* Heer, *Podozamites ex gr. corbinensis* Bell, *P. ex gr. eichwaldii* Schimp., *Podozamites* sp., *Pagiophyllum triangulare* Pryn., *Elatocladus manchurica* (Yok.) Yabe, *Elatocladus* sp., *Cephalotaxopsis borealis* Samyl., *Pityophyllum ex gr. nordenskiöldii* (Heer) Nath., *P. ex gr. staratchinii* (Heer) Nath., *Desmophyllum magnum* (Samyl.) Samyl., *Crataegites cf. borealis* Samyl.

В гребневской толще, представленной лавами, флора неизвестна. Палеоботаническая характеристика ветвинской толщи будет рассмотрена в следующем разделе.

Растения из кубавеевской толщи соответствуют, скорее всего, амкинскому уровню. Определения В.А.Самылиной [1976]:

Phoenicopsis ex gr. angustifolia Heer, *Elatocladus smittiana* (Heer) Sew., *Cephalotaxopsis intermedia* Holl., *Pityophyllum ex gr. nordenskiöldii* (Heer) Nath., *Sequoia obovata* Knowlt., *S. cf. concinna* Heer, *Metasequoia* sp., *Thuja cretacea* (Heer) Newb., *Trochodendroides ex gr. arctica* (Heer) Berry, *Zizyphus* sp.

Хорошо представлены, по данным геологов ПГО Аэрогеология, разрезы внешней зоны пояса, по правобережью и левобережью р. Пенжина в ее среднем и верхнем течении (см. рис. 14, 15, III, IV).

По правобережью р. Пенжина, рекам Шайбовею, Тылхой и верхьям р. Оклан, разрез, по Н.И.Филатовой и др. [1971, 1977], выглядит следующим образом (см. рис. 14, 15, III): на размытой поверхности колянкой свиты (300 м), содержащей фауну, скорее всего, позднемелового возраста, залегает континентальная, грубообломочная моласса, отнесенная к акаткавеевской свите.

Акаткавеевская свита — алевриты, песчаники, гравелиты и конгломераты. В обломочном материале представлены преимущественно вулканиты среднего состава, а также осадочные породы и роговики. Характерно резкое увеличение грубообломочных разностей вверх по разделу (до 1500 м). Собрана флора буоркемюсского типа.

На отдельных участках бассейна рек Тылхой и Пенжина, стратиграфически выше акаткавеевской свиты, залегает хайокланская толща, представленная в основном андезито-базальтами, андезитами и их туфами (500 м). Флора неизвестна.

Разрез альбских отложений по западному борту Пенжинского сектора ОЧВП, по данным многих исследователей, имеет следующее строение: на грубообломочной молассе с флорой буоркемюсского типа залегает осадочно-вулканогенная толща, выше которой лежат вулканогенные образования. Первоначально по схеме ПГО Аэрогеология выше акаткавеевской помещалась тылхойская свита, в нижней части которой, в типовом районе по р. Тылхой, отмечалась осадочно-вулканогенная толща. В настоящей работе указанные выше промежуточные осадочно-вулканогенные породы, располагающиеся между грубообломочными осадочными и вулканогенными образованиями, выделены в вилюйкинскую толщу, достаточно хорошо (по ручью Вилюйка) охарактеризованную флорой вилюйкинского комплекса (средний альб). В стратотипическом районе (верховья р. Пенжина) хорошо выявляется и залегание вилюйкинской флоры по разрезу выше буоркемюсской (см. следующий раздел). Ранее флора из аналогичной по составу толщи в нижней части тылхойской свиты, по р. Тылхой, именовалась тылхойской.

В и л ю й к и н с к а я т о л щ а (по ручью Вилюйка, левому притоку верхьям р. Пенжина). Гравелиты, песчаники, алевриты, туффиты, туфогравелиты, туфо-конгломераты, туфы и игнимбриты липаритов, липариты, дациты (400 м). Возраст по флоре — средний альб.

В низах разреза встречены малочисленные коллекции растений, сходные с распространенными в нижележащей мощной (до 1000 м) грубообломочной акаткавеевской свите. Поскольку они заканчивают развитие флор буоркемюсского типа (ранний, возможно, часть среднего альба), то, видимо, не будет большой ошибкой отнести и низы вилюйкинской свиты к среднему альбу. В средней части собраны растения, отнесенные к вилюйкинскому флористическому комплексу (средний альб). В верхах обнаружены растения, возраст которых требует дальнейшего уточнения. Они могут относиться или к среднему, или к позднему альбу (см. следующий раздел).

Тылхойская свита сложена преимущественно кислыми туфами и игнимбри-тами, реже встречаются эффузивы кислого состава, песчаники, алевролиты (200—600 м). В типовом районе, в верховьях р. Канолкин, собраны малочисленные (поэтому отнесенные к позднему альбу—сеноману, без уточнения) растения: *Equisetites* sp., *Cladophlebis* sp., *Elatocladus* ex gr. *smithiana* (Heer) Sew., *Glyptostrobus* (?) sp.

По мнению Н.И.Филатовой, свита имеет линзовидный характер и на отдельных участках замещается вулканитами среднего состава.

В опубликованной ранее работе [Филатова и др., 1977] к тылхойской свите по геологическим данным были отнесены точки с растениями, имеющими иной диапазон стратиграфического распространения, например *Nilssonia comptula*, *N. grossinervis* буоркемюсского типа.

В верхнем течении р. Кегали, на окраине ОЧВП (к западу от бассейна р. Тылхой), Е.Г.Песков (1973—1976 гг.) приводит близкое строение разреза. Снизу вверх идут осадочная кегалинская свита с флорой буоркемюсского типа, осадочно-вулканогенная и чивеемская свита, сменяющиеся андезитами чайваеемской свиты и кислыми вулканитами снежинской толщ. Флора малочисленна.

Выше тылхойской, по схеме ПГО Аэрогеология, выделяется окланская свита. Андезиты, андезито-базальты, кварцевые базальты, липариты, туфы среднего и основного состава, реже встречаются алевролиты, песчаники, гравелиты, конгломераты, приуроченные в основном к ее нижней части (700 м). Флора из нижней части свиты отнесена к оконайтскому—нижнеамкинскому комплексу (ранний сеноман).

Свита развита по долинам рек Тылхой, Авлондя, Пенжина и по ее притокам — Шайбеем, Оклан, где описан стратотип, Быстрая, Авнавлю и др. [Филатова и др., 1977].

Макковеемская свита — дациты, липарито-дациты, игнимбриды и туфы трахилипаритового, трахидацитового, реже трахиандезитового состава, линзовидно залегающие туфоконгломераты, туфопесчаники, туфоалевролиты, туффиты, а также базальты и андезито-базальты приурочены в основном к низам разреза (500—1000 м). Возраст по флоре — ранний сеноман—ранний сенон.

По данным Н.И.Филатовой [Филатова и др., 1977], макковеемская свита протягивается от верховьев р. Пенжина в бассейн р. Еропол (в верховьях которого выделен ее стратотип) и далее, на северо-восток в долину р. Анадырь. В верховьях р. Пенжина она залегает на окланской свите, видимо, несогласно с конгломератами в основании. В правобережье р. Еропол макковеемская свита залегает на базальтах и андезито-базальтах глубокореченской толщи (см. рис. 14, 15, IV).

В макковеемской свите установлено четыре флористических комплекса: оконайтский, еропольский (входящие в амкинскую флору), холоховчанский и куйвикеньевский от раннего сеномана до раннего сенона (см. следующий раздел).

По левобережью верховьев р. Пенжина, рекам Мургаль, Еропол, Халанкин, Колонок, Терпухой на макковеемской свите залегают (см. рис. 14, 15, IV):

Кеньевкейская толща — вулканомиктовые песчаники и алевролиты с линзами туфов кислого состава (150 м). Флора (мургальский комплекс) отнесена к кампану.

Кеньевкейская толща выделена пока только в верховьях р. Мургаль, но не исключено, что к этому уровню могут относиться терригенные маломощные отложения, обычно включаемые в состав лежащих выше базальтоидов, в качестве базальной их части в бассейнах рек Пенжина и Анадырь [Битюцкая и др., 1979].

Атвувеемская свита — андезито-базальты, базальты, реже андезиты и туфы среднего и основного состава. Встречаются линзы кислого состава, обычно повышенной щелочности, сложенные туфами, реже дацитами, а также песчаниками и алевролитами (600 м). Флора практически неизвестна. Условно свита отнесена к верхам верхнего мела.

По данным Н.И.Филатовой и других геологов ПГО Аэрогеология [Филатова и др., 1977], атвувеемская свита (стратотип выделен в верховьях р. Еропол) протягивается полосой северо-восточного простирания вдоль Анадырского разлома в бассейн р. Анадырь. Атвувеемская свита с преобладанием эффузивов залегает несогласно на макковеемской, реже — на более древних образованиях. Не исключено, что в атвувеемскую свиту могут включаться породы, имеющие на различных участках разный возраст.

Горловская толща — игнимбриды, реже субщелочные туфы и эффузивы кислого состава, а также экструзивные купола, сложенные трахилипаритами, трахидаци-

тами, в низах толщи линзы туфопесчаников, гравелитов и конгломератов (200 м). Горловская толща выделена на ограниченной территории в верховьях р. Озерное Горло, где она несогласно с конгломератами в основании перекрывает атвувеевскую свиту. Флора неизвестна. Условно толща отнесена к верхам верхнего мела.

Е в д ы р е в е е м с к а я т о л щ а — базальты, андезито-базальты (600 м). Эти породы распространены только на отдельных участках внешней зоны пояса и резко отличаются от аналогичных пород атвувеевской свиты повышенным содержанием Na, Mg, K. Флора неизвестна. Предположительно толща отнесена к палеогену.

Строение, мощности и состав отдельных стратиграфических подразделений приводимых ниже разрезов вулканогенных образований представлены на рис. 15, I, V—VIII.

В бассейнах рек Халанкин, Колонок, Терпухой В.Ф.Белый [1969а, 1977] выделяет залегающую на яблонской серии еропольскую толщу, аналогичную, по его мнению, соответствующей толще низовьев р. Яблон, и расположенные выше, т.е. надстраивающие упомянутый разрез, х а л а н к и н с к у ю, т е р п у х о й с к у ю и ч у в а н с к у ю т о л щ и (см. рис. 14, 15, VII). В.Ф.Белый полагает, что халанкинская толща фациально замещает и, возможно, лишь частично перекрывает верхние горизонты еропольской толщи. В низах халанкинских слоев обнаружены *Cephalotaxopsis cf. intermedia* Holl., *C. microphylla laxa* Holl., *Metasequoia disticha* (Heer) Miki, *Trochodendroides* (?) *arctica* (Heer) Berry, *Populus* sp. (определения А.Ф.Ефимовой), располагающиеся не ниже амкинско-ранний сеноман) флористического уровня. Н.И.Филатова [Филатова и др., 1975] отмечает, что халанкинская толща в целом синхронна еропольской. В терпухойской толще собраны *Cephalotaxopsis cf. heterophylla* Holl., *Glyptostrobus groenlandicus* Heer, *Paratoxodum* sp., *Metasequoia* sp., *Trochodendroides* sp. (определения А.Ф.Ефимовой), также, вероятно, относящиеся к амкинскому уровню. Разрез пояса в этом районе заканчивается чуванской толщей, сложенной преимущественно оливин-пироксеновыми базальтами, среди которых, по наблюдениям В.Ф.Белого [1977], встречаются игнибри-ты и туфы липаритового и липарит-дацитового состава. По его данным, в верхнем течении р. Левый Халанкин в низах толщи среди туфобрекчий, туфов, гравелитов и туфопесчаников собраны *Pityocladus* sp., *Torreya cf. gracillima* Holl., *Thuja cretacea* (Heer) Newb., *Tollia cf. cunninghamioides* Sveshn. et Budants., *Dicotylophyllum* sp., *Carpolithes* sp. (определения В.А.Самылиной). Не исключено, что вмещающие слои могут относиться к постамкинскому стратиграфическому уровню, как это отмечается для некоторых других районов пояса [Битюцкая и др., 1979].

Б.Ф.Палымский [1974] и В.П.Куклев вместо еропольской толщи выделяют разделенные несогласием аунейскую (кислого состава) и тувыйскую (среднего—основного состава) толщи. Выше располагаются балаганская и чуванская толщи (см. рис. 14, 15, V). В породах, отнесенных к аунейской толще в долине р. Еропол, В.И. Василенко, В.П. Куклев и Б.Ф. Палымский в 1970—1973 гг. собрали флору с *Tchaunia*, *Kolymella* и *Queereuxia*.

Как отмечает Н.И.Филатова, при сопоставлении разрезов бассейнов рек Пенжина и Анадырь хорошим репером является макковеевская свита, которая была прослежена по долине р. Еропол, левобережью р. Анадырь (реки Терпухой, Колонок, Халанкин), где она соответствует нижней части еропольской толщи. В долине р. Большой Пеледон в нижней части макковеевской свиты собраны *Phoenicopsis angustifolia* Heer, обильные *Metasequoia cuneata* (Knowlt.) Chaney и другие растения, соответствующие раннесеноманскому амкинскому уровню [Филатова и др., 1977].

На севере внешней зоны Анадырского сектора разрез вулканогенных образований по правобережью р. Анадырь, т.е. практически на границе с Центрально-Чукотским сектором, приводится по данным А.Я.Радзивилла, Б.Ф.Палымского [1972], Е.К.Зотова, В.П.Куклева, О.П.Тимофеева, Н.И.Филатовой и других исследователей (см. рис. 14, 15, VIII). В основании разреза залегает чимчемемельская свита. В вышележащей толще основного—среднего состава Б.Ф.Палымский, А.Я.Радзивилл, О.П.Тимофеев и другие собрали немногочисленную альбскую, в средней части — альб-сеноманскую флору. В лежащей выше толще кислого состава, соответствующей, возможно, только нижней части еропольской толщи, обнаружены *Equisetites* sp., *Cladophlebis acuta* Font., *Ginkgo* sp., *Desmiophyllum* sp., *Cephalotaxopsis intermedia* Holl., *C. heterophylla* Holl., *C. cf. anadyrensis* Krysht., *Sequoia heterophylla* Velen., *S. obovata* Knowlt., *S. fastigiata* (Sternb.) Heer, *Queereuxia angulata* (Newb.) Krysht., *Trochodendroides arctica* (Heer) Berry, *Menispermites* sp. (определения Г.Г. Филипповой), возможно, относящиеся к амкинскому уровню [Филатова и др., 1977].

Во внутренней зоне этого участка пояса, по левобережью р. Анадырь, разрез вулканогенных образований приводится по данным Э.Б.Невретдинова (см. рис. 14, 15, 1). В низах его, в терригенных слоях березовской толщи, обнаружены немногочисленные растения, относящиеся, скорее всего, к буоркемюсскому комплексу (ранний альб). Выходящие в долине р. Анадырь подстилающие морские терригенные отложения, содержащие в низах бухии берриас-валанжинского возраста, выше — фауну готерива и позднего (?) апта, описаны В.Ф.Белым [1977].

Б. ФЛОРИСТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

Флористические комплексы, выделяемые нами для Пенжинско-Анадырского отрезка ОЧВП, основаны на коллекциях ископаемых растений, собранных как геологами, так и автором (рис. 17). Растительные остатки собирали А.Б.Цукерник, А.И.Дворянkin, С.С.Лобунец, В.М.Гундобин, Т.В.Свербилова, Л.И.Махонина, А.А.Алексеев, В.А.Фараджев, К.С.Васильев, Д.В.Синельников, С.А.Монтин, И.И.Сонин, А.И.Мелехов, В.Н.Головин, Б.М.Шарковский и другие сотрудники ПГО Аэрогеология. Большие сборы были произведены группой Н.И.Филатовой, проводившей здесь тематические работы. Кроме того, нам были переданы коллекции, собранные Ю.М.Хотиным и Ю.С.Турчиновичем (Камчатское геологическое управление). Привязка большинства указанных коллекций к стратиграфической схеме, предложенной ПГО Аэрогеология, приводится по данным Н.И.Филатовой.

При выделении флористических комплексов и их последовательности использовались наиболее полные сборы ископаемых растений, или те коллекции, состав и положение в разрезе которых дают достаточное основание для отнесения их к определенному уровню. Одновременно был уточнен и возраст комплексов. Поэтому приводимое ранее распространение ряда растений [Филатова и др., 1971, 1977; Битюцкая и др., 1979] подверглось в настоящей работе значительному уточнению.

Помимо геологов объединения Аэрогеология и Камчатского управления, ископаемые растения собирали сотрудники СВПГО и СВКНИИ ДВНЦ АН СССР. Их коллекции определяли В.А.Самылина [1976], А.Ф.Ефимова, Г.Г.Филиппова. Ряд материалов этих авторов мы используем при обосновании возраста и корреляции соответствующих разрезов.

Яблонский комплекс (берриас-валанжин)

Название по р. Яблон, в верхнем течении которой, по ее левому притоку — р. Крестовой, примерно в 10—13 км от устья Н.И.Филатова и Е.Л.Лебедев в 1977 г. собрали флору из крестовореченской толщи (рис. 17, точки 12—15). Общий список (26 видов) включает:

Thallites sp., *Equisetites* sp. 1—2,

Coniopteris ex gr. *burjensis* (Zal.) Sew., *Hausmannia* sp., *Cladophlebis* ex gr. *haiburnensis* (Brongn.) Brongn., *C. aff. laxipinnata* Pryn., *C. ex gr. lenaensis* Vachr., *C. aff. multinervis* Golova, *C. ex gr. nebbensis* (Brongn.) Nath., *C. williamsonii* (Brongn.) Brongn., *Cladophlebis* sp. 1—2,

Ctenis anyuensis Philipp., *C. aff. borealis* (Daws.) Bell, *Ctenis* sp., *Heilungia* sp., *Nilssonia* ex gr. *orientalis* Heer, *N. ex gr. mediana* (Lesq.) F.—Str., *Taeniopteris* sp.

Ginkgo ex gr. *adiantoides* (Ung.) Heer, *Phoenicopsis* (?) sp., *Pseudotorellia* ex gr. *pulchella* (Heer) Vassil.

Pityophyllum ex gr. *nordenskioldii* (Heer) Nath., *Cephalotaxopsis* (?) sp., *Pityocladus* sp.

Характерно разнообразие папоротников, в основном представленных остатками *Cladophlebis* (восемь форм из десяти), иногда образующих скопления, разнообразие и обилие цикадофитов, слагающих листовые кровли (в том числе *Ctenis anyuensis*), редкость гинкгофитов и хвойных.

Цикадофиты *Ctenis anyuensis* были описаны Г.Г.Филипповой [1972a] из верхнеюрских (волжских) отложений р. Пеженки, возраст которых обоснован по находкам морской фауны [Паракецов, 1970, 1972; Паракецов, Паракецова, 1974]. Река Пеженка располагается сравнительно близко от района наших сборов (см. рис. 17). По р. Крестовой *Ctenis anyuensis* встречен во всех четырех точках, а в двух из них образует листовые кровли. Все это говорит о близком возрастном диапазоне пеженской и яблонской флор.

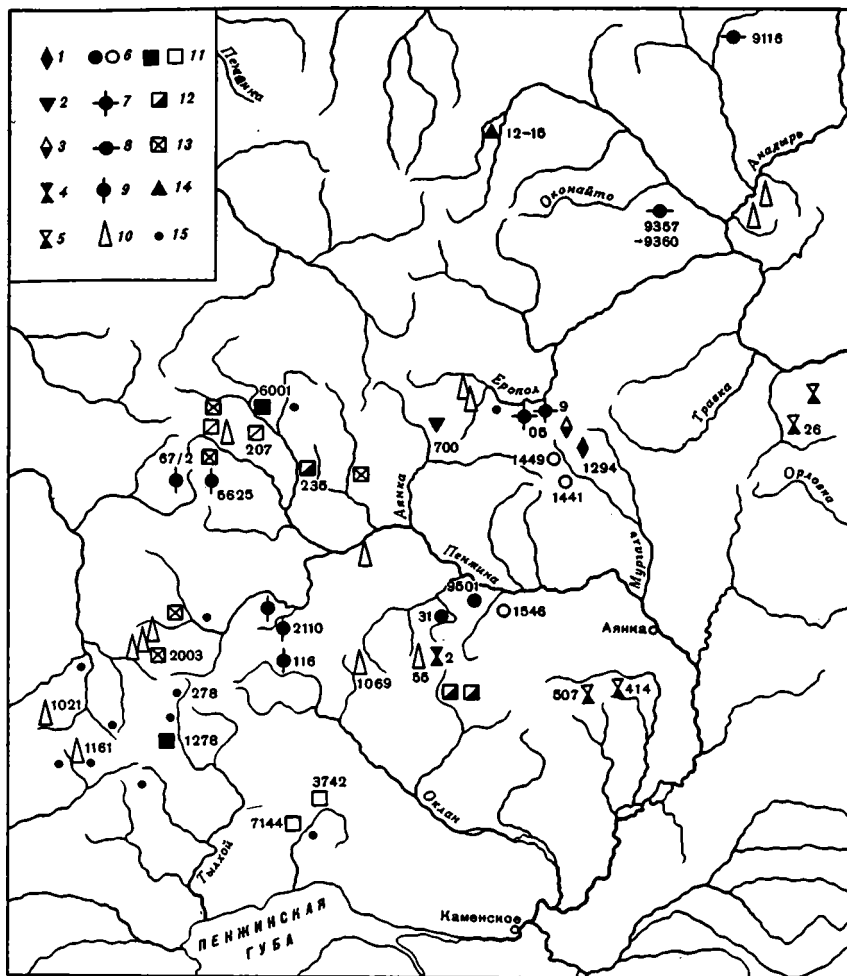


Рис. 17. Расположение основных местонахождений ископаемой флоры Пенжинско-Анадырского сектора

1 — мургалский комплекс (кампан); 2 — аянкинский комплекс (ранний кампан); 3 — куй-викеньевский комплекс (поздний турон—коньяк); 4 — холоховчанский комплекс (сеноман—ранний турон); 5 — гребенкинский комплекс (сеноман—ранний турон); 6—9 — амкинская флора (ранний сеноман); 6 — амкинская флора нерасчлененная, 7 — еропольский (верхнеамкинский) комплекс, 8 — оконайтский (среднеамкинский) комплекс, 9 — окланский (нижнеамкинский) комплекс; 10 — поздний альб—поздний мел без уточнения; 11 — вилюйкинский комплекс (средний альб); 12 — буоркемюсский комплекс (ранний, возможно, часть среднего альба); 13 — альб, без уточнения; 14 — яблонский комплекс (берриас—валанжин); 15 — мел, без уточнения. Незакрашенные символы флор обозначают сборы с небольшим количеством видов

Но в первой из них, кроме *Ctenis anyuensis*, отмечаются типичные позднеюрские *Cladophlebis aldanensis* и *Raphaelia diamensis* [Самылина, 1974а], а в яблонской — *Ginkgo adiantoides*, появляющийся в разрезе только с нижнего мела. Разнообразие рода *Cladophlebis* в раннем мелу Сибирской палеофлористической области также характерно для нижней части неокома [Вахрамеев, 1964а; Вахрамеев, Лебедев, 1967; Вахрамеев, Долуденко, 1961].

Яблонская флора по своему составу близка к флоре учуликанской свиты Ульяновского прогиба, выделенной в матийский комплекс (см. гл. II, 1), для которого также характерно сочетание *Ctenis anyuensis*, иногда образующего скопления, и *Ginkgo adiantoides*. В обоих районах присутствуют папоротники типа *Coniopteris burejensis*, *Cladophlebis nebbensis* и характерные для этого уровня *C. ex gr. multinervis*. Конечно,

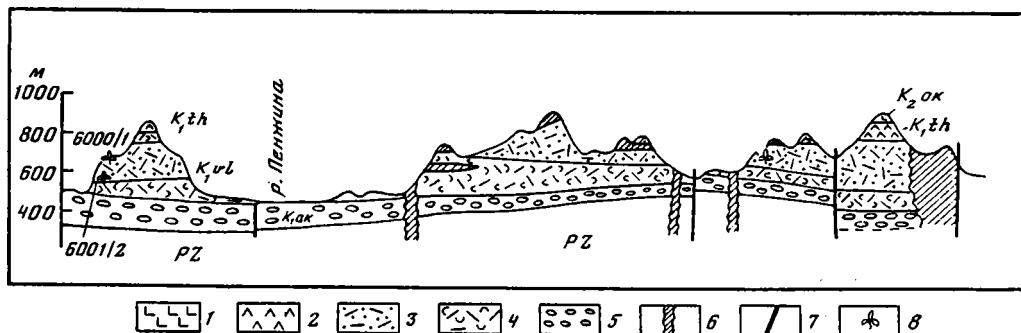


Рис. 18. Схематический профиль разреза вилкойинской толщи в стратотипическом районе в верховьях р. Пенжина (составили В.Н. Головин и Б.М. Шарковский)

1 — окланская свита (нижний сеноман); 2 — тылхойская свита (верхний (?) альб); 3, 4 — вилкойинская толща (средний альб): 3 — туфогенно-осадочные образования, 4 — туфы, игнимбиты и лавы липаритового состава; 5 — акаткавеевская свита, грубообломочные терригенные отложения (нижний альб); 6 — субвулканические образования; 7 — разломы; 8 — находки ископаемой флоры

имеются и некоторые отличия. Так, в матийском комплексе отмечаются обильные *Czekanowskia*, *Sphenobaiera*, отсутствующие по р. Яблон, а также обилие *Phoenicopsis* и *Ginkgo adiantoides*. Эти отличия, вероятно, объясняются в основном тем, что в Ульинском прогибе матийская флора прослежена на 300 км и ее характеристика поэтому более обобщенная, тогда как в отдельных точках там, как и по р. Крестовой, не встречены *Czekanowskia*, *Phoenicopsis*, *Sphenobaiera*. Матийский комплекс, в свою очередь, сходен с илинурекской флорой Торомского прогиба, относящейся по соотношению с морскими слоями к берриасу [Лебедев, 1974а].

Все это позволяет отнести яблонский комплекс к берриас-валанжину, хотя не исключено, что он, как и одновозрастный матийский комплекс, может относиться только к берриасу или даже частично захватывать самые верхи поздней юры.

Ископаемую флору из крестовореченской толщи по р. Крестовой с разнообразием *Ctenis* и *Nilssonia* собирали и ранее, но относили к апт-альбу [Белый, 1969а, 1977].

К характерным формам яблонского комплекса можно отнести: *Cladophlebis* aff. *multinervis* Golova, различные *Ctenis*, в том числе *Ctenis anyuensis* Philipp., *Nilssonia* ex gr. *orientalis* Heer, *Ginkgo* ex gr. *adiantoides* (Ung.) Heer.

Буоркемюсский комплекс (ранний, возможно, часть среднего альба)

Название предложено В.А.Самылиной [1974а] по ручью Буоркемюс в бассейне р. Колыма, где комплекс собран из осадочных отложений одноименной свиты. Поэтому аналогичная флора в Пенжинско-Анадырском секторе ОЧВП, происходящая из терригенных отложений, подстилающих вулканогенный разрез, также отнесена к данному комплексу. В общий список (42 вида) флоры этого типа включены растения только по наиболее полным коллекциям из стратотипических районов терригенных акаткавеевской и ненеитской свит (табл. 4), по сборам Н.И.Филатовой, С.С.Лобунца и др. (реки Акаткавеем, Коячан), а также из чимчемемельской свиты в верхнем течении р. Пеледон (точки 235, 236, 2070, 57, 67, 408, 409, 422, 480, 2400, 2416, 2435, 2460, 2426, 733).

Флора из акаткавеевской и ненеитской свит хорошо соответствует буоркемюсскому флористическому комплексу, установленному В.А.Самылиной [1974а]. Так, здесь обнаружены цикадофиты *Nilssonia grossinervis*, *N. magnifolia*, *Taeniopteris prynadae*, в таком сочетании не встречающиеся ниже и выше буоркемюсского уровня. Типично разнообразие папоротников *Arctopteris*. Для стратотипа ненеитской свиты характерно сочетание *Birisia*, *Arctopteris*, *Acrostichopteris*, *Nilssonia*, *Taeniopteris prynadae*, *Pagiophyllum triangulare*, нередок здесь и *Elatocladus manchurica*, не отмеченный в вышележащей арманской флоре [Самылина, 1974а].

К характерным видам буоркемюсского комплекса Пенжинско-Анадырского сектора

Таблица 4
Буоркемюсский флористический комплекс
(из терригенных отложений акаткавемской и ненеитской свит)

Вид	Свита		Вид	Свита	
	акаткавемская	ненеитская		акаткавемская	ненеитская
<i>Equisetites</i> sp.	—	—	<i>Taeniopteris prynadae</i> (Samyl.)	+	cf.
<i>Osmunda</i> sp.	—	+	<i>Taeniopteris</i> sp.	+	—
<i>Birisia onychioides</i> (Vassil. et K.-M.) Samyl.	+	+	<i>Ginkgo</i> ex gr. <i>adiantoides</i> (Ung.) Heer	+	+
<i>Coniopteris</i> aff. <i>bicrenata</i> Samyl.	+	—	<i>Ginkgo</i> ex gr. <i>sibirica</i> Heer	+	+
<i>Coniopteris</i> cf. <i>setacea</i> (Pryn.) Vachr.	—	+	<i>Ginkgo</i> sp.	+	+
<i>Coniopteris</i> sp.	+	—	<i>Phoenicopsis</i> ex gr. <i>angustifolia</i> Heer	sp.	+
<i>Lobifolia</i> sp.	+	+	<i>Phoenicopsis speciosa</i> Heer	+	—
<i>Arctopteris kolymensis</i> Samyl.	cf.	+	<i>Sphenobaiera</i> ex gr. <i>orientalis</i> Vachr. et E. Lebed.	cf.	+
<i>Arctopteris rarinervis</i> Samyl.	+	sp.	<i>Desmiophyllum magnum</i> (Samyl.) Samyl.	+	—
<i>Onychiopsis</i> cf. <i>psilotoides</i> (Stok. et Webb) Ward	+	—	<i>Desmiophyllum</i> sp.	+	—
<i>Asplenium</i> cf. <i>dicksonianum</i> Heer	—	+	<i>Podozamites angustifolius</i> (Eichw.) Heer	+	—
<i>Asplenium popovii</i> Samyl.	—	+	<i>Podozamites</i> cf. <i>lanceolatus</i> (L. et H.) Braun	—	+
<i>Acrostichopteris pluripartita</i> Font.	—	+	<i>Podozamites</i> sp.	+	—
<i>Acrostichopteris</i> (?) sp.	—	+	<i>Elatocladus manchurica</i> (Yok.) Yabe	—	+
<i>Cladophlebis</i> sp.	—	+	<i>Elatocladus</i> sp.	—	+
<i>Sphenopteris</i> sp.	+	+	<i>Cephalotaxopsis</i> ex gr. <i>acuminata</i> Krysht. et Pryn.	—	+
<i>Sagenopteris</i> sp.	—	+	<i>Cephalotaxopsis</i> sp.	+	+
<i>Nilssonia borealis</i> Samyl.	—	+	<i>Pityostrobus</i> sp.	—	+
<i>Nilssonia grossinervis</i> Pryn.	cf.	—	<i>Pityophyllum</i> ex gr. <i>nordenskioldii</i> (Heer) Nath.	+	—
<i>Nilssonia magnifolia</i> Samyl.	+	—	<i>Pityophyllum</i> sp.	+	+
<i>Nilssonia</i> aff. <i>serotina</i> Holl.	—	+	<i>Dicotyledones</i> sp.	+	—
<i>Nilssonia</i> sp.	+	—			

на данном этапе его изучения можно отнести: *Birisia onychioides* (Vassil. et K.-M.) Samyl., *Arctopteris kolymensis* Samyl., *A. rarinervis* Samyl., *Acrostichopteris pluripartita* (Font.) Berry, *Nilssonia borealis* Samyl., *N. grossinervis* Pryn., *N. magnifolia* Samyl., *Taeniopteris prynadae* (Samyl.), *Phoenicopsis speciosa* Heer, *Elatocladus manchurica* (Yok.) Yabe, *Dicotyledones* sp.

Все перечисленные в табл. 4 растения происходят из осадочных отложений, подстилающих мощную вулканогенную серию. Но в Пенжинско-Анадырском секторе флора буоркемюсского (ядринского) типа известна и в низах вулканогенного разреза из скальнинской свиты, по определениям В.А.Самылиной [1976] и сборам В.Ф.Белого (см. гл. II, 5а). Поэтому здесь желательно произвести более полные сборы, чтобы выявить отличия в составе флор этого уровня, произрастающих в возвышенных и равнинных местообитаниях.

Название по ручью Вилуйка, левому притоку р. Пенжина в ее верховьях (см. рис. 17, точка 6001/2). Флора собрана в 1981 г. группой К.С. Васильева. Кроме типового района, к комплексу отнесена и флора р. Тылхой (точка 1278, выше устья р. Стрелка) по сборам А.Б. Цукерника, А.А. Алексеева и Н.И. Филатовой (1965, 1966, 1968 гг.). Общий список (28 видов) приведен в табл. 5.

Вилуйкинская флора, особенно с типового местонахождения, сопоставляется нами с опорным среднеальбским еманринским комплексом Ульинского прогиба. Для обеих флор общими являются *Selaginella*, *Birisia* (много), *Arctopteris*, *Ochotopteris*, *Taeniopteris*, *Neozamites*, *Ginkgo adiantoides*, *G. sibirica*, *Sphenobaiera orientalis*, *Desmiodiophyllum magnum*, *Podozamites*, *Cephalotaxopsis*, побереи *Sequoia*. В вилуйкинской флоре на фоне видов буоркемюсского комплекса (*Birisia* ex gr. *onychoides*, *Arctopteris* aff. *rarinervis*, *Neozamites*) отмечаются формы, известные в еманринском (*Ochotopteris*, *Selaginella*) или в позднеальбском арманском (*Sequoia* cf. *fastigiata*, *Elatocladus smittiana*) комплексах. Одновременно здесь присутствует *Neozamites*, неизвестный среди 48 видов арманского и 55 видов ариндского комплексов, отнесенных к позднему альбу (см. гл. II, 1, 4). Отметим, что для еманринского комплекса, представленного более полно, характерно подобное сочетание форм буоркемюсского и ариндско-арманского уровней.

В верхах вилуйкинского разреза (точка 6001/8) по сборам 1981 г. обнаружена небольшая коллекция растений: *Birisia* sp., *Taeniopteris* sp. 1, *Taeniopteris* sp. 2, *Desmiodiophyllum* cf. *magnum* (Saml.) Saml., *Podozamites* cf. *eichwaldii* Schimp., *Elatocladus* sp. 1, *Elatocladus* sp. 2, *Cephalotaxopsis* cf. *magnifolia* Font., *Cephalotaxopsis* sp., *Pagiophyllum triangulare* Pryn., *Pityospermum* sp., *Pityostrobus* sp., *Sequoia* cf. *obovata* Knowlt.

Здесь заметно повышается количество и разнообразие хвойных. Нередки и альбские *Pagiophyllum triangulare*. Присутствуют две формы цикадофитов (*Taeniopteris*). Коллекция, судя по типовой еманринской флоре Ульинского прогиба, вполне может относиться к среднему альбу, но вследствие малого набора видов с уверенностью этого сказать нельзя, поскольку подобный набор (случайная выборка) можно собрать и из позднеальбских флор. Для решения этого вопроса необходимы более полные сборы.

В стратотипическом районе в верховьях р. Пенжина достаточно хорошо выявлено залегание вилуйкинской флоры по разрезу выше буоркемюсской, сопоставляемой с ядринской Ульинского прогиба. Во-первых, осадочно-вулканогенные отложения вилуйкинской толщи занимают определенное положение в разрезе выше грубообломочной молассы акаткавеевской свиты и ниже вулканогенных образований (рис. 18), что выдерживается на значительных расстояниях (более 150 км) по западному борту ОЧВП, в Пенжинском секторе. Флора из акаткавеевской свиты, несомненно, относится к буоркемюсскому комплексу (ранний, возможно, часть среднего альба). Во-вторых, в низах вилуйкинской толщи на сравнительно небольшом расстоянии в стратотипическом районе обнаружены растения буоркемюсского типа, сходные с таковыми из нижележащей молассы, выше которых располагается вилуйкинская флора. Вопрос о возрасте растений, обнаруженных в самых верхах вилуйкинской свиты (точка 6001/8), рассмотрен выше, но, скорее всего, в дальнейшем он также будет отнесен к вилуйкинскому комплексу.

К вилуйкинскому уровню, возможно, относится и микинская флора, обнаруженная к юго-востоку от типового района севернее Пенжинской губы.

Микинская флора происходит из верхнего течения р. Микины, впадающей в Пенжинскую губу в слоях, относимых к ильваамской (?) свите. По сборам Н.И. Филатовой 1973 г. и Л.И. Махониной 1970 г. (см. рис. 17, точки 7144, 3742), здесь обнаружено 24 вида ископаемых растений: *Equisetites* sp., *Osmunda* cf. *cretacea* Samyl., *Birisia* ex gr. *onychoides* (Vassil. et K.-M.) Samyl., *B. ex gr. alata* (Pryn.) Samyl., *Coniopteris* sp., *Lobifolia holtumii* (Sew.) Rassk. et E. Lebed., *Arctopteris kolymensis* Samyl., *Arctopteris* sp., *Asplenium* (?) sp., *Hausmannia* sp., *Cladophlebis* cf. *acuta* Font., *Cladophlebis* sp., *Sphenopteris* sp., *Sagenopteris* sp., *Nilssonia* sp., *Ginkgo ex gr. adiantoides* (Ung.) Heer, *Sphenobaiera ex gr. orientalis* Vachr. et E. Lebed., *Phoenicopsis* sp., *Desmiodiophyllum* sp., *Cephalotaxopsis* cf. *intermedia* Holl., *Cephalotaxopsis* sp., *Elatocladus ex gr. smittiana* (Heer) Sew., *Pityostrobus* sp., *Pityophyllum ex gr. nordenskioldii* (Heer) Nath.

Т а б л и ц а 5
Виллюйкинский флористический комплекс
(виллюйкинская толща, верховья рек Пенжина и Тылхой)

Вид	Верховья р. Пенжина, ручей Ви- люйка	р. Тылхой, выше устья р. Стрелка	Вид	Верховья р. Пенжина, ручей Ви- люйка	р. Тылхой, выше устья р. Стрелка
	6001/2	1278		6001/2	1278
<i>Thallithes</i> sp.	+	—	<i>Phoenicopsis</i> ex gr. <i>angus-</i>	cf.	+
<i>Selaginella</i> sp.	+	—	tifolia Heer		
<i>Equisetites</i> sp.	+	—	<i>Desmiophyllum</i> cf. <i>magnum</i>	+	—
<i>Birisia</i> ex gr. <i>onychoides</i>	—	M	(Samyl.) Samyl.		
(Vassil. et K.-M.) Samyl.			<i>Podozamites</i> <i>angustifolius</i>	—	+
<i>Birisia</i> sp.	M	—	(Eichw.) Heer		
<i>Arctopteris</i> aff. <i>rarinervis</i>	—	+	<i>Podozamites</i> cf. <i>eichwaldii</i>	+	—
Samyl.			Schimp.		
<i>Arctopteris</i> sp.	+	—	<i>Cephalotaxopsis</i> <i>magnifolia</i>	+	—
<i>Ochotopteris</i> sp.	+	—	Font.		
<i>Onychiopsis</i> (?) sp.	+	—	<i>Cephalotaxopsis</i> cf. <i>inter-</i>	+	—
<i>Cladophlebis</i> sp. 1—2	+	—	media Holl.		
<i>Taeniopteris</i> sp.	—	+	<i>Cephalotaxopsis</i> sp.	—	+
<i>Neozamites</i> sp.	+	+	<i>Elatocladus</i> ex gr. <i>smittiana</i>	—	+
<i>Ginkgo</i> ex gr. <i>adiantoides</i>	M	—	(Heer) Sew.		
(Ung.) Heer			<i>Sequoia</i> cf. <i>fastigiata</i> (Sternb.)	—	+
<i>Ginkgo</i> ex gr. <i>sibirica</i> Heer	+	+	Heer		
<i>Sphenobaiera</i> ex gr. <i>orien-</i>	sp.	+	<i>Athrotaxites</i> (?) sp.	+	—
<i>talis</i> Vachr. et E. Lebed.			<i>Pityophyllum</i> ex gr. <i>norden-</i>	—	+
			<i>skioldii</i> (Heer) Nath.		
			<i>Dicotyledones</i> sp.	—	+

П р и м е ч а н и е. Условные обозначения см. в табл. 1.

Микинская флора достаточно своеобразна. Характерно обилие папоротников как по количеству видов (до 40–50%), так и по числу отпечатков, среди которых доминировали *Birisia*. По этому признаку они ближе к буоркемюсскому уровню, но одновременно появляются *Elatocladus smittiana*, более свойственные уже позднеальбскому (ариндскому) уровню, но встречающиеся и в виллюйкинской флоре. Кроме того, в микинской флоре установлены *Cladophlebis holtumii* и *Sagenopteris*, не встречающиеся среди 100 видов буоркемюсского комплекса, но отмеченные среди 48 форм арманского [Самылина, 1974а].

Обилие папоротников, возможно, объясняется тем, что микинская флора произрастала на более низком гипсометрическом уровне, о чем говорят и нередкие здесь находки папоротников *Hausmannia*. В этом случае объяснимо и то, что при достаточном наборе видов (24 формы) нам трудно установить положение микинской флоры в ряду средне-позднеальбских комплексов ОЧВП. Для выяснения этого необходимы специальные сборы растительных остатков в микинском, тылхойском и виллюйкинском разрезах с обязательным учетом послойной встречаемости отдельных групп и форм растений.

В Пенжинско-Анадырском секторе пока неизвестны достоверные флоры (а следовательно, и вмещающие отложения) ариндско-арманского уровня, относимые к позднему альбу. В связи с этим желательно изучить район междуречья верховьев рек Тылхой и Кегали где породы тылхойской вулканогенной толщи, возможно, содержат флору арманского комплекса. Так, в верховьях ручья Смежный (см. рис. 17, точки 20, 39) вместе с *Sequoia* cf. *fastigiata* обнаружены побеги *Thuja*, появляющиеся в разрезе Северо-Востока СССР только с арманского уровня.

Амкинская флора (ранний сеноман)

К амкинским относятся наиболее широко развитые в ОЧВП ископаемые флоры с доминированием хвойных, присутствием *Metasequoia*, *Quegreuxia*, *Trochodendroides* и других растений. Флоры этого типа подразделяются на три комплекса, соответствующие трем фазам ее развития. Типовым районом для амкинских флор ОЧВП является Ульяновский прогиб, где эти комплексы, их соотношение друг с другом и с более древними (позднеальбскими ариндскими) и молодыми (сеноманскими—раннетуронскими дукчандинскими) флорами наиболее полно изучены. В Пенжинско-Анадырском секторе отдельные флористические комплексы, входящие в амкинский надкомплекс, выделяются под собственными наименованиями (снизу вверх): окланский, оконайтский и еропольский.

Ранее амкинские флоры в Пенжинско-Анадырском регионе именовались "аркагалинскими", хотя типовая аркагалинская флора, выделенная вне пределов ОЧВП, однообразна только верхнеамкинскому комплексу (см. гл. II, I; III).

Окланский комплекс

Название по стратотипу окланской свиты в верховьях р. Оклан (см. рис. 17, точка 116). Кроме района стратотипа, к окланскому комплексу отнесены растения, собранные в междуречье Веселая—Шайбовея, в верховьях рек Авлонда и Куньовея, в слоях, относящихся к нижней части окланской свиты (точки 2100, 160, 2110, 67/2, 5625). Общий список (23 вида) включает:

Cladophlebis sp., *Sphenopteris* sp.,

Nilssonia sp.

Ginkgo sp., *Phoenicopsis* ex gr. *angustifolia* Heer

Podozamites lanceolatus (L. et H.) Braun, *Araucarites* aff. *microphylla* Sveshn., *Elatocladus* sp., *Cephalotaxopsis heterophylla* Holl., *C. intermedia* Holl., *Pityospermum* sp. 1—2, *Pityophyllum* sp., *Pseudolarix* sp., *Sequoia* ex gr. *concinna* Heer, *S. cf. fastigiata* (Sternb.) Heer, *S. reichbachii* (Geinitz.) Heer, *S. aff. ambigua* Heer, *Sequoia* sp., *Thuja* sp.

Trochodendroides sp., *Dicotyledones* spp.

Характерной чертой окланского комплекса является доминирование хвойных как по числу видов, так и по количеству отпечатков в захоронениях. Разнообразие и преобладание хвойных, присутствие покрытосеменных *Trochodendroides* позволяют выделить данные флоры от ариндско-арманских и относить к амкинскому уровню.

Другая особенность окланской флоры — заметное количество остатков покрытосеменных и наличие в них даже при небольших сборах единичных *Nilssonia*. Эти признаки позволяют отделить окланскую флору от вышележащих оконайтских (среднеамкинских), обнаруженных в низах макковеевской свиты, где покрытосеменные очень редки, а цикадофиты среди 42 видов не встречены и при полноценных сборах. В перечисленных выше местонахождениях окланского комплекса не найдена и такая характерная форма, как *Quegreuxia*, которая, однако, встречается (иногда в большом количестве) при даже небольших сборах вышележащей оконайтской—среднеамкинской флоры. По указанным признакам окланский комплекс коррелируется с уеминской флорой Ульяновского сектора, относящейся к нижнеамкинскому уровню (см. гл. II, 1). В окланских слоях не обнаружена пока *Metasequoia*, характерная амкинская форма, но она редка и в низах амкинского горизонта в Ульяновском секторе ОЧВП.

К характерным признакам окланского флористического комплекса на данной стадии его изучения можно отнести: доминирование хвойных, присутствие *Nilssonia* и *Trochodendroides*, относительно частая встречаемость остатков покрытосеменных.

Оконайтский комплекс

Название по междуречью Оконайто—Еропол, где эта флора наиболее полно представлена (по сборам Н.И. Филатовой, 1975 г.) и относится, по ее данным, к низам макковеевской свиты (см. рис. 17) точки 9357, 9358, 9359, 9360. Флора этого типа собрана и во многих других местах Пенжинско-Анадырского сектора. Общий список (42 вида) включает:

Thallites sp., *Equisetites* sp.,

Osmunda sp., *Coniopteris* aff. *vsevolodii* E. Lebed., *Tchaunia* sp., *Arctopteris* sp., *Asplenium* sp., *Cladophlebis arctica* (Heer) Sew., *C. frigida* (Heer) Sew., *Cladophlebis* sp., *Sphenopteris* sp.

Ginkgo ex gr. *adiantoides* (Ung.) Heer, *Phoenicopsis* ex gr. *angustifolia* Heer, *Arctobaiera* sp.

Podozamites sp., *Araucarites* ex gr. *anadyrensis* Krysh., *Elatocladus* sp., *Cephalotaxopsis heterophylla* Holl., *C. intermedia* Holl., *C. magnifolia* Font., *Pseudolarix* (?) sp., *Pityolepis* sp. 1–2, *Pityospermum* sp. 1–2, *Pityostrobus* sp., *Pityophyllum* sp., *Sequoia minuta* Sveshn., *S. ex gr. concinna* Heer, *S. cf. reichenbachii* (Geinitz.) Heer, *Sequoia* sp., *Pinus* sp., *Metasequoia cuneata* (Knowlt.) Chaney.

Quereuxia angulata (Lesq.) Krysh., *Trochodendroides arctica* (Heer) Berry, *Castaliites* (?) sp., *Pityophyllum* sp., *Protophyllum* sp., *Platanaceae* sp. ind., *Zizyphus* sp., *Dicotyledones* sp. 1–3.

В типовом районе, в том числе и в верховьях р. Киньмывеем, оконайтская флора собрана очень полно. Например, в точке 9357 обнаружен 31 вид ископаемых растений. В каждом из близко расположенных местонахождений собрано до 15–20 видов, дополняющих общий список, что позволяет уверенно говорить об особенностях состава данной флоры. В точке 9359 встречена и *Tchaunia* sp.

Оконайтский комплекс характеризуется четким доминированием хвойных, наличием иногда многочисленных *Quereuxia angulata* и отсутствием цикадофитов. По этим признакам, а также по сочетанию *Phoenicopsis angustifolia*, *Araucarites ex gr. anadyrensis*, *Metasequoia cuneata*, *Quereuxia angulata*, *Trochodendroides arctica* оконайтская флора уверенно коррелируется с усть-амкинским комплексом Ульинского прогиба, относящимся к среднеамкинскому уровню (см. гл. II, 1).

Интересная флора обнаружена на левобережье р. Большой Пеледон, по р. Ремклин (см. рис. 17, точка 9116), по сборам Н.И. Филатовой 1974 г.:

Ginkgo ex gr. *adiantoides* (Ung.) Heer, *G. ex gr. sibirica* Heer, *Sphenobaiera cf. orientalis* Vachr. et E. Lebed., *Phoenicopsis ex gr. angustifolia* Heer, *Cephalotaxopsis intermedia* Holl., *C. heterophylla* Holl., *Thuja cretacea* (Heer) Newb., *Pityophyllum* sp., *Metasequoia cuneata* (Knowlt.) Chaney, *Dicotyledones* sp. В коллекции преобладали побеги *Metasequoia*, составляющие основной фон собранных растений, что не характерно для типичных среднеамкинских флор. Фрагменты покрытосеменных редки. Обилие *Metasequoia* можно объяснить благоприятными условиями произрастания, но не исключено, что она имеет несколько более молодой возраст по отношению к оконайтской, тем более что в ремклинской флоре обнаружены *Sphenobaiera*, неизвестные в первой, но нередкие в вышележащем еропольском комплексе. Отметим, что и в юго-восточной части Ульинского прогиба также обнаружена флора амкинского типа с обилием *Metasequoia*.

К характерным формам оконайтского комплекса следует отнести: *Phoenicopsis ex gr. angustifolia* Heer, *Araucarites ex gr. anadyrensis* Krysh., *Metasequoia cuneata* (Knowlt.) Chaney, *Quereuxia angulata* (Lesq.) Krysh., *Trochodendroides arctica* (Heer) Berry.

Еропольский комплекс

Название по р. Еропол. Основная коллекция, достигающая 50 видов, по сборам Н.И. Филатовой 1972 г. и Е.Л. Лебедева 1977 г., происходит из точки 4097 (см. рис. 17) на правобережье р. Еропол (водораздел в верховьях небольшого ручья, примерно в 6 км выше р. Ольхейвеем) в слоях, соответствующих средней части макковеемской свиты. Общий список дополнен, по сборам Т.В. Свербиловой 1977 г., по правобережью р. Ат-веем (точки 4097, 05):

Thallites sp., *Equisetites* sp.

Osmunda sp., *Anemia* (?) sp., *Tchaunia* sp., *Cladophlebis arctica* (Heer) Sew., *C. frigida* (Heer) Sew., *Cladophlebis* sp., *Sphenopteris* sp.

Ginkgo ex gr. *adiantoides* (Ung.) Heer, *Sphenobaiera* sp., *Phoenicopsis ex gr. angustifolia* Heer, *Arctobaiera* (?) sp.

Araucarites ex gr. anadyrensis Krysh., *Elatocladus* aff. *zheltowskii* Philipp., *Elatocladus* cf. *smithiana* (Heer) Sew., *Cephalotaxopsis heterophylla* Holl., *C. intermedia* Holl., *C. magnifolia* Font., *Taxodium angustifolium* Heer, *Pseudolarix arctica* Krysh., *Pseudolarix* sp., *Pinus* sp. 1–2, *Pinaceae* sp., *Pityolepis* sp. 1–2, *Pityospermum* sp. 1–2, *Pityostrobus* sp. 1–2, *Pityop-*

hyllum ex gr. nordenskioldii (Heer) Nath., Pityophyllum sp., Pityocladus sp., Sequoia minuta Sveshn., Sequoia sp., Glyptostrobus aff. vachrameevii Sveshn.

Trochodendroides arctica (Heer) Berry, Quereuxia angulata (Lesq.) Krysh., Macclintockia (?) sp., Paliurus aff. cretacea Lesq., Paliurus sp., Sorbites (?) sp., Platanaceae sp., Dicotyledones sp. 1—5.

Для еропольского комплекса характерно доминирование хвойных, разнообразие которых достигает 46% от общего числа видов. Среди хвойных наиболее обычны *Taxodium angustifolium*. Присутствует такая типичная форма амкинского горизонта, как *Araucarites* ex gr. *anadyrensis*. Среди гинкгофитов встречены *Sphenobaiera* и *Phoenicopsis*. Из покрытосеменных довольно обычны фрагменты крупных листьев *Platanaceae*. Цикадофиты, несмотря на тщательные поиски, обнаружены не были. В типовом местонахождении (точка 4097) не встречена *Quereuxia angulata*, найденная в близко расположенном местонахождении по р. Атвувеем (точка 05), флора которого по присутствию *Elatocladus zheltovkii* и *Glyptostrobus* очень близка к еропольской. В комплексе не встречена и такая характерная форма, как *Metasequoia*.

По доминированию хвойных, сочетанию *Phoenicopsis* ex gr. *angustifolia*, *Araucarites* ex gr. *anadyrensis*, *Quereuxia angulata*, *Trochodendroides arctica* еропольский комплекс, видимо, относится к флорам амкинских типов, установленным в Ульяновском секторе. Соотношение основных групп растений у них также практически совпадает. С другой стороны, еропольская флора отличается от среднеамкинских, в том числе от оконайтских флор Пенжинско-Анадырского сектора, присутствием *Sphenobaiera*, нередких *Elatocladus zheltovkii* и особенно возрастом встречаемости остатков покрытосеменных, в том числе относительно крупных листьев (*Platanaceae*?). Неизвестны в оконайтской флоре и такие формы, как "*Sorbites*" и *Paliurus*. Поэтому необходимы дальнейшие сборы еропольской флоры в целях уточнения ее возраста. В настоящее время впредь до уточнения еропольский комплекс мы относим к верхнеамкинскому уровню.

Имеющиеся отличия в составе еропольской флоры связаны или с несколько более молодым ее возрастом, или с более северным произрастанием еропольской флоры. Так, в ней присутствуют редкие *Elatocladus zheltovkii*, широко развитые в еще более северных районах, в Центрально-Чукотском секторе [Филлипова, 1972б; Белый, 1977].

В еропольской флоре (а также в нижележащей оконайтской) встречены и папоротники *Tchaunia*, широко развитые в чаунской вулканогенной серии Центрально-Чукотского сектора. Известны они и в верхнеамкинских флорах Ульяновского сектора. Вероятно, папоротники *Tchaunia-Kolymella* попадали в эти тафоценозы в амкинское похолодание (см. гл. II, 6).

В бассейне р. Еропол относительно близко с типовым местонахождением еропольской флоры, по левобережью р. Левый Ольхейвеем, впадающей в р. Иргунейвеем (правый приток р. Еропол), давно известна точка с *Tchaunia-Kolymella*. Здесь, по сборам Н.И. Филатовой 1975 г. и В.П. Василенко 1971 г., В.А. Самылина определила *Kolymella raevskii* Samyl. et Philipp., *Tchaunia tchaunensis* Samyl. et Philipp., *Cladophlebis tchuktschorum* Philipp., *Phoenicopsis* ex gr. *angustifolia* Reer, *Cinnamomoides ievlevii* Samyl., *Cissites* sp., *Menispermites* sp., *Dictyophyllum* sp. Исходя из встречаемости единичных *Tchaunia* и *Kolymella* в амкинском горизонте, нельзя исключать, что данная флора (*Tchaunia-Kolymella*), близко расположенная от типового местонахождения еропольского комплекса, также может относиться к еропольскому уровню.

К характерным формам еропольского комплекса на данном этапе его изучения можно отнести: *Sphenobaiera* sp., *Phoenicopsis* ex gr. *angustifolia* Heer, *Araucarites* ex gr. *anadyrensis* Krysh., *Elatocladus zheltovkii* Philipp., *Glyptostrobus* aff. *vachrameevii* Sveshn., *Quereuxia angulata* (Lesq.) Krysh., *Trochodendroides arctica* (Heer) Berry.

Холоховчанский комплекс (сеноман—ранний турон)

Название по р. Холоховчан, в бассейне которого, в верховьях ручья Правый Ветвистый, в 1978 г. мы собрали флору с преобладанием покрытосеменных. Небольшая коллекция растений отсюда была передана нам в 1977 г. Ю.С. Турчиновичем (см. рис. 17, точки 2, 20). Общий список (38 видов) включает:

Thallites sp., *Muscites* sp.

Birisia ex gr. *elisejevii* (Krysht.) Philipp., *Coniopteris* sp., *Onychiopsis* sp., *Cladophlebis* cf. *arctica* (Heer) Sew., *Sphenopteris* sp. 1–2.

Pterophyllum sp.

Ginkgo ex gr. *adiantoides* (Ung.) Heer, *Sphenobaiera* sp., *Phoenicopsis* cf. *angustifolia* Heer

Elatocladus cf. *smittiana* (Heer) Sew., *Cephalotaxopsis microphylla* Heer, *C. intermedia* Holl., *C. cf. magnifolia* Font., *Sequoia* sp., *Florinia* sp., *Pityocladus* sp.

Menispermites marcovoensis Philipp., *M. ex gr. septentrionales* Holl., *M. aff. kryshtovichii* Vachr., *M. aff. favosus* Krassil., *Pseudoprotophyllum aff. lebedevii* Budants., *Pseudoprotophyllum* sp. 1–3, *Magnolia* (?) sp., *Lindera* sp., *Dalbergites* sp., *Cissites* sp. 1–3, *Dalembia vachrameevii* E. Lebed., *Dicotyledones* sp. 1–4.

Первое место в холоховчанском комплексе по разнообразию занимают покрытосеменные (до 47% от общего количества видов), второе и третье места занимают хвойные и папоротники (21 и 16%). Цикадофиты представлены единичной находкой *Pterophyllum*. Гинкгофиты встречались очень редко, среди них отмечены *Phoenicopsis* и *Sphenobaiera*. По нашим сборам, наиболее часто встречались покрытосеменные, но в других слоях, по сборам Ю.С. Турчиновича, нередко остатки папоротников *Birisia* и хвойных *Cephalotaxopsis*.

Холоховчанская флора имеет большое сходство с гребенкинской (см. гл. III). Для обеих флор характерно разнообразие покрытосеменных *Menispermites* и *Platanaceae*. Общими видами являются *Menispermites marcovoensis* Philipp., впервые описанный с р. Гребенки [Филиппова, 1978а, б], *M. septentrionales* и *M. aff. favosus*. Среди платановых нет сходных форм, вероятно, это связано с недостаточной их сохранностью, но характерны остатки фрагментов крупных листьев *Platanaceae*. Среди папоротников показательно присутствие иногда многочисленных *Birisia* ex gr. *elisejevii*. Отмечаются и *Sphenobaiera*. По этим признакам холоховчанская флора сходна не только с гребенкинской, но и с одновозрастной ей дукчандинской флорой Ульяновского сектора, для которой известно положение в разрезе, где она залегает выше слоев, содержащих амкинскую — гырбыканскую флору (см. гл. II, 2).

Холоховчанский комплекс, как и дукчандинский, хорошо отличается от раннесеноманских амкинской хвойных флор по преобладанию покрытосеменных и отсутствию ряда характерных форм амкинского уровня. Отличается холоховчанский комплекс и от более древнего позднеальбского ариндского комплекса. Отметим, что как арманско-ариндские, так и холоховчанско-дукчандинские флоры произрастали в пределах ОЧВП, т.е. в возвышенных местообитаниях, однако сходство между ними гораздо меньше, чем между флорами холоховчанско-дукчандинского уровня в ОЧВП и гребенкинской, произраставшей в приморских условиях (см. гл. VI, 2).

Таким образом, холоховчанскую флору мы относим к дукчандинско-гребенкинскому уровню (сеноман—ранний турон).

Не исключено, что по правобережью р. Пенжина в пределах ОЧВП слои, синхронные холоховчанскому уровню, имеют более широкое распространение. Так, остатки крупных листьев покрытосеменных отмечены в очень небольших коллекциях в междуречье ручьев Сухой—Левый Ветвистый и по левобережью р. Куньвоем, в верховьях р. Пенжина (см. рис. 17) точки 55, 2665. Но решить этот вопрос можно будет только после тщательных сборов в этих районах растительных остатков. Слои, вмещающие холоховчанскую флору, на основании их возраста мы условно относим к макковеемской свите, ранее их относили к арманскому, т.е. позднеальбскому уровню.

К характерным формам холоховчанского комплекса на данной стадии его изучения можно отнести: *Birisia* ex gr. *elisejevii* (Krysht.) Philipp., *Pterophyllum* sp., *Sphenobaiera* sp., *Phoenicopsis angustifolia* Heer, *Menispermites marcovoensis* Philipp., *M. septentrionales* Holl., *M. aff. favosus* Krassil., *Dalembia vachrameevii* E. Lebed., а также разнообразные *Platanaceae*.

Из истории изучения флоры холоховчанских слоев наглядно видно, как могут меняться представления о возрасте, а следовательно, и положение в общем разрезе вмещающих пород по мере увеличения количества собранных видов. Холоховчанские слои по ручью Левый Ветвистый ранее включали в ветвинскую толщу, выше которой располагается кубавеемская [Белый, 1977]. Из ветвинской толщи были известны *Birisia onychioides* (Vassil. et K.-M.) Samyl., *Asplenium dicksonianum* Heer, *Cephalotaxopsis intermedia*

Holl., *Torreya gracillima* Holl., *Sequoia subulata* Heer, *S. fastigiata* (Sternb.) Heer, *Platanaceae* sp., *Cissites* sp., относящиеся, по мнению В.А. Самылиной [1976], к топтанскому или арманскому комплексам, т.е. к среднему или позднему альбу. Из лежащей выше кубавеевской толщи были установлены растения (см. гл. II, 5А), соответствующие "аркагалинскому", т.е. амкинскому уровню (ранний сеноман).

Флору с ручья Правый Ветвистый ранее определяли А.Ф. Ефимова и Г.Г. Филиппова (1968, 1975 гг.). По небольшим коллекциям, представляющим собой, по сути дела, случайные выборки (см. гл. V) из возможного набора видов в тафоценозах, они справедливо пришли к выводу о позднеальбском—сеноманском (арманско-аркагалинском) их возрасте. Вмещающие слои геологи включали в ветвинскую толщу, относя ее к арманскому уровню и располагая, следовательно, ниже "аркагалинских" (амкинских) слоев. И только более полные сборы флоры позволили установить ее постаминский (постаркагалинский) возраст.

Куйвикеньевский комплекс (поздний турон—коньяк)

Название по верховьям ручья Куйвикеньев, в междуречье Правый—Левый Мургаль. Комплекс выделен на основе спорово-пыльцевых спектров, изученных Г.Д. Давыдовой и Г.М. Братцевой, из песчаников верхов макковеевской свиты [Филатова и др., 1977; Битюцкая и др., 1979].

В спорово-пыльцевом спектре установлено много покрытосеменных: *Quercites sparsus* gr., *Aquilapollenites* sp., *Parviprojectus* sp., *Manicocarpus tenue* N. Mch., *Gothanipollis elegans* Zakl., *Triporopollenites plicoides* Zakl., *Loranthacites* sp., в том числе из группы *Triproectacites* (*Parviprojectus* sp., *Manicocarpus* sp., *Aquilapollenites* sp.) и др. Все указанные формы характерны для верхнемеловых отложений многих районов СССР. Состав рассмотренных палинологических комплексов ОЧВП имеет значительное сходство с комплексами, выделенными из верхних горизонтов завитинской свиты в Зее-Бурейнской депрессии, возраст которой по палинологическим данным датируется ранним сеноном [Братцева, 1969; Хлонова, 1969]. В то же время эти исследователи отмечают, что некоторые особенности спорово-пыльцевого спектра могут свидетельствовать о несколько более молодом возрасте вмещающих слоев, выяснение чего требует дальнейшего изучения.

По аналогии с кетандинским комплексом Ульяновского прогиба куйвикеньевские слои отнесены к позднему турону—раннему сенону. Как и первый, куйвикеньевский комплекс соответствует верхней части вулканогенного разреза, формировавшегося во время основного этапа вулканизма контрастного состава ОЧВП.

Куйвикеньевский спорово-пыльцевой спектр выделен примерно в 3 км к северо-западу от местонахождения с мургальской флорой, собранной в лежащей выше кеньевской толще и отнесенной к кампану.

Аякинский комплекс (кампан, вероятно ранний)

Название по р. Большая Аянка, где по ее левому притоку — р. Обрывистая, примерно в 20 км от ее устья, и по ручью Звонкий установлена аякинская флора (см. рис. 17, точка 700). По сборам М.Ю. Хотина 1969 г., Н.И. Филатовой 1970 г., Е.Л. Лебедева 1977 г., Е.Л. Лебедева и А.Б. Германа 1985 г., здесь обнаружены:

Thallithes sp., *Equisetites* sp.,
Cladophlebis cf. *arctica* (Heer) Sew., *Cladophlebis* sp., *Sphenopteris* sp.,
Ginkgo ex gr. *adiantoides* (Ung.) Heer, *G.* ex gr. *sibirica* Heer, *Phoenicopsis* sp., *Sphenobaiera* sp.

Cephalotaxopsis heterophylla Holl., *C. intermedia* Holl., *C. magnifolia* Font., *Sequoia minuta* Sveshn., *Sequoia* sp., *Metasequoia cuneata* (Knowlt.) Chaney, *Pityolepis* sp., *Pityospermum* sp., *Libocedrus catenulata* (Bell) Krysht.

Macclintockia ochotica German, *Quercus* *tchucotica* Abram., "Acer" aff. *arcticum* Heer, *Viburnum* sp., *Psudopropodophyllum* sp., *Trochodendroides* ex gr. *arctica* (Heer) Berry, *Cissites* (?) sp., *Dicotyledones* spp. и другие растения.

Аякинская флора в бассейне р. Большая Аянка залегает под "верхними" базальтоидами пояса и отличается от нижележащих позднемеловых флор ОЧВП.

В аянкинском комплексе доминируют покрытосеменные и хвойные в разных пропорциях, но в целом чаще встречались остатки хвойных растений. Среди хвойных нередко *Metasequoia*, различные *Sphenotaxopsis* и *Libocedrus catenulata*. Очень интересен состав покрытосеменных. Среди гинкгофитов часты *Ginkgo ex gr. adiantoides* и *Sphenobaiera*. Папоротники редки. Цикадофиты не встречаются. По разнообразию на первом месте находятся покрытосеменные, на втором — хвойные.

Для датировки возраста аянкинской флоры наиболее важным является присутствие в ней характерных *Macclintockia ochotica* и *Quercus tchucotica*. Эти формы распространены в раннекампанских верхнебыстринской и барыковской флорах Северо-Востока СССР (Северо-Западная Камчатка и бухта Угольная), возраст которых датирован по соотношению с фаунистически датированными морскими слоями [Пергамент, 1961, 1978]. Покрытосеменные типа "*Acer*" *arcticum* сходны с листьями, описанными из цагаяна [Криштофович, Байковская, 1966], но, очевидно, представляют особый вид.

Хвойное *Libocedrus catenulata*, по данным И.Н. Свешниковой [1967], в Якутии распространен в позднем сеномане—туроне (верхнеаграфеновский комплекс) и в позднем сеноне. Этот вид встречается также в цагаянских (маастрихт—дат) отложениях Приамурья [Криштофович, Байковская, 1966] и в верхнемеловых и палеоценовых отложениях Канады [Bell, 1949].

Первоначально вследствие нередкого присутствия среди небольших сборов таких раннемеловых реликтов, как *Sphenobaiera*, мы располагали аянкинский комплекс непосредственно выше амкинского уровня [Битюцкая и др., 1979]. Более полные сборы флоры, произведенные в 1985 г., позволили установить здесь характерные *Macclintockia ochotica* и *Quercus tchucotica*. Сейчас ясно, что в пределах ОЧВП реликты типа *Phoenicopsis* и *Sphenobaiera* переживают по крайней мере до кампана (см. гл. VI, 4).

К характерным формам аянкинского комплекса на данной стадии его изучения можно отнести: *Sphenobaiera* sp., *Metasequoia cuneata* (Knowl.) Chaney, *Libocedrus catenulata* (Bell) Krysh., *Macclintockia ochotica* German, *Quercus tchucotica* Abram.

Мургальский комплекс (кампан, вероятно средний)

Название по р. Правый Мурга́ль. Вмещающие слои, представленные осадочными и вулканогенно-осадочными породами, отнесены к маломощной кеньевкейской толще. В верховьях р. Правый Мурга́ль, по левобережью (см. рис. 17, точка 1294), по сборам Б.А. Цукерника 1974 г., И.И. Сониной и Т.В. Свербиловой 1975 г., Н.И. Филатовой 1975 г. и Е.Л. Лебедева 1977 г., обнаружено 28 видов ископаемых растений:

Equisetites sp.,

Anemia sp., *Cladophlebis* (*Birisia*) cf. *jorgensenii* (Heer) Krysh., *C.* cf. *borealis* (Brongn.) Krysh., *Cladophlebis* sp. 1—2, *Sphenopteris* sp. 1—2,

Ginkgo ex gr. adiantoides (Ung.) Heer, *Desmiophyllum* sp.,

Sequoia subulata Heer, *Sequoia* sp. 1—2, *Metasequoia* sp., *Thuja* sp., *Pityostrobus* sp.,

Quereuxia angulata (Lesk.) Krysh., "*Rulac*" (*Hollickia*) ex gr. *quercifolium* Holl., *Trochodendroides arctica* (Heer) Berry, *Cissites* sp., *Cinnamomoides* sp., *Zizyphus* sp., *Aralia* (?) sp., *Dicotyledones* sp. 1—4.

В мургальском комплексе доминируют покрытосеменные как по числу отпечатков, так и по числу видов (около 40%). Основной фон тафоценоза составляли листья *Quereuxia angulata* и "*Rulac*" ex gr. *quercifolium*. Другие покрытосеменные встречались более редко, почти все они, кроме отдельных фрагментов крупных листьев неустановленного систематического положения, представлены сравнительно мелколистными формами. Папоротники встречались редко и представлены фрагментарно, но число форм их достигает 28% от общего состава. Остатки хвойных очень редки.

Главной чертой мургальского комплекса, отличающей его от других флор пояса, является доминирование "*Rulac*", типовые формы которого из Аляски В.А. Красилов [1979] относит к новому роду *Hollickia*. Массовое распространение листьев этого типа на Северо-Востоке СССР приходится на слои, которые по соотношению с морской фауной отнесены к кампану [Вахрамеев, 1966; Пергамент, 1961; Абрамова, 1979]. Флоры данного типа, формировавшиеся в условиях кампанского оптимума, в пределах ОЧВП наиболее полно собраны в более северном, Центрально-Чукотском

Таблица 6

Распространение характерных меловых растений
в вулканогенных образованиях Пенжинско-Анадырского сектора

Вид	Нижний мел				Верхний мел				
	K ₁ b-v	K ₁ al ₁₋₂	K ₁ al ₃		K ₂ cm ₁	K ₂ cm ₂ - - K ₂ t ₁		K ₂ cp	
	Флористические комплексы								
	яблон- ский	буор- кемюс- ский	вилюй- кин- ский	?	амкинский			холо- хов- чан- ский	мур- галь- ский
					оклан- ский	око- най- т- ский	еро- поль- ский ?		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Coniopteris ex gr. burejensis (Zal.) Sew.									
Cladophlebis aff. multinervis Golova									
Ctenis anyuensis Philipp.									
Nilssonina ex gr. orientalis Heer									
Pseudotorellia ex gr. pulchella (Heer) Vassil.									
Ginkgo ex gr. adiantoides (Ung.) Heer									
Coniopteris aff. bicrenata Samyl.									
Acrostichopteris pluripartita Font									
Nilssonina borealis Samyl.									
Nilssonina magnifolia Samyl.									
Elatocladus manchurica (Yok.) Yabe									
Arctopteris kolyensis Samyl.									
Birisia onychioides (Vassilevsk. et K.-M.) Samyl.									
Sphenobaiera ex gr. orientalis Vachr. et E. Lebed.									
Desmiophyllum magnum (Samyl.) Samyl.									
Taeniopteris prynadae (Samyl.)									
			sp						

Таблица 6 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Arctopteris spp.	?								
Podozamites spp.									
Phoenicopsis ex gr. angustifolia Heer									
Cephalotaxopsis intermedia Holl.		sp.							
Ochtopteris sp.									
Neozamites sp.									
Sequoia cf. fastigiata (Sternb.) Heer									
Cephalotaxopsis magnifolia Font.									
Elatocladus ex gr. smittiana (Heer) Sew.									
Nilssonia sp.									
Sequoia ex gr. concinna Heer									
Sequoia reichenbachii (Geinitz.) Heer									
Cephalotaxopsis heterophylla Holl.									
Arctobaiera sp.							?		
Tchaunia sp.									
Araucarites ex gr. anadyrensis Krysh.					?		?		
Sequoia minuta Sveshn.									
Metasequoia cuneata (Knowlt.) Chaney					?		?		?
Glyptostrobus aff. vachrameevii Sveshn.									
Elatocladus aff. zheltovskii Philipp.									
Sphenobaiera sp.									
Birisia ex gr. elisejevii (Krysh.) Philipp.									
Pterophyllum sp.									
Cladophlebia cf. jorgensenii (Heer) Krysh.									
Sequoia subulata Heer									
Dicetylodones spp.									

Таблица 6 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Trochodendroides ex gr. arctica (Heer) Berry					sp.				
Quereuxia angulata (Lesq.) Krysh.									
Castaliites sp.									
Paliurus sp.									
Sorbites (?) sp.									
Menispermities marcovoensis Philipp.									
Menispermities ex gr. septentrionales Holl.									
Pseudoprotophyllum spp.									
"Rulac" ex gr. quercifolium Holl.									

Примечание. Условные обозначения см. табл. 2.

секторе, где обоснование возраста усть-эмунерэтского комплекса рассмотрено более подробно. Мургалский комплекс, как и усть-эмунерэтский, мы относим к кампану, вероятно к среднему кампану (см. гл. II, 4), хотя, несомненно, необходимы дальнейшие сборы флоры из данного местонахождения в целях уточнения его палеоботанической характеристики. Главные особенности мургалского комплекса отмечены выше.

Смена характерных растений (по родам и видам) в последовательности флористических комплексов Пенжинско-Анадырского сектора показана в табл. 6.

Обратимся теперь к некоторым вопросам палеофлористики и ее значению в изучении стратиграфии Пенжинско-Анадырского сектора. Выделенные здесь флористические комплексы при соответствующих сборах растительных остатков могут служить основой для разработки стратиграфии региона, корреляции отдельных разрезов, прослеживания одновозрастных вулканогенных горизонтов и т.п.

Разработка стратиграфической схемы ПГО Аэрогеология является значительным вкладом в изучение строения, возраста и истории геологического развития Пенжинско-Анадырского сектора. Вместе с тем ряд вопросов стратиграфии и палеофлористики, естественно, требует дальнейшего уточнения. Это, например, недостаточная палеоботаническая характеристика стратотипов отдельных свит (в частности, ильваваамской) и их подразделений. Желательно собрать флору в верхней части тылхойской толщи и окланской свиты, от чего зависит их корреляция с другими разрезами. Не исключено, например, что в верхах окланской толщи присутствует среднеамкинский комплекс, сходный с таковым из низов макковеемской свиты. Вопрос о необходимости дальнейших исследований тылхойской, окланской, а также флор и отложений арманского (позднеальбского) уровня рассмотрен выше. В связи с обнаружением холоховчанского флористического комплекса встает вопрос о месте в стратиграфической схеме холоховчанских слоев и т.п.

Остановимся на ильваваамской свите. Флора, относимая к ней по геологическим данным, известна во многих местах региона. В стратотипическом районе по р. Большой Чалбугчан известны небольшие коллекции растений, при этом намечается различие их возраста. Так, по левобережью р. Большой Чалбугчан (точки 499, 500) обнаружены *Birisia cf. onychioides* (Vassil. et K.-M.) Samyl., *Arctopteris sp.*, *Acrostichopteris (?) sp.*,

Cladophlebis sp., *Nilssonia* cf. *borealis* Samyl., *Nilssonia* sp., *Elatocladus* ex gr. *manchurica* (Yok.) Yabe, которые трудно отличить от буоркемюсского уровня (ранний, возможно, часть среднего альба). В других коллекциях, собранных в этом же районе (точки 500/2, 506), содержатся элементы раннесеноманских—амкинских флор (*Araucarites* ex gr. *anadyrensis*, *Elatocladus* ex gr. *gracillimus*). Необходимы детальные сборы флоры в указанном районе, поскольку по имеющимся материалам трудно составить представление о возрасте стратотипа ильваваамской свиты. Отметим, что, по сборам В.Ф. Белого, из нижней части вулканогенного разреза (скальнинская свита), в бассейне рек Большой Чалбугчан и Хиузная В.А. Самылина [1976] определила флору несомненно буоркемюсского облика (см. выше). К нижней части ильваваамской свиты отнесена и микинская флора с одноименной реки, рассмотренная при описании вилюйкинских комплексов (средний альб) и, возможно, являющаяся его аналогом.

К верхам ильваваамской свиты отнесена раннесеноманская флора, собранная в долине р. Кубавеем (см. рис. 17, точка 31) В.П. Василенко. В.А. Самылина [1976], определявшая коллекцию, относит ее к "аркагалинскому", т.е. к амкинскому уровню. В этой связи отнесение к верхам ильваваамской свиты слоев по ручью Ветвистый (как это иногда предполагалось) с холоховчанской флорой (сеноман—ранний турон) маловероятно.

6. ЦЕНТРАЛЬНО-ЧУКОТСКИЙ СЕКТОР

Центрально-Чукотский сектор ОЧВП протягивается от р. Мечкеревая на юге в северо-восточном направлении почти до побережья Северного Ледовитого океана. Граница с Восточно-Чукотским сектором проходит примерно по верхнему течению р. Танюер. Размеры его около 450 X 200 (230) км. Стратиграфию этого района изучали В.Г. Желтовский, Г.Ф. Журавлев, Б.Ф. Белый, В.И. Чубаров и другие исследователи, пришедшие к несколько различным выводам [Журавлев, 1975; Белый, 1977]. Ископаемую флору определяли А.Ф. Ефимова, Г.Г. Филиппова и В.А. Самылина. В 1979 г. интересную флору из бассейна р. Энмываам предоставила нам Н.И. Филатова [Филатова, Лебедев, 1982]. Ниже мы приводим стратиграфическую схему Центрально-Чукотского сектора по данным В.Ф. Белого [1958, 1961, 1962, 1977].

Меловые образования Центрально-Чукотского сектора залегают на дислоцированных отложениях триаса. По юго-западному борту, в верхнем течении р. Раучау, в основании мелового разреза залегают терригенные слои (600 м) с валанжинскими *Buchia*. Выше идет н у т е с и н с к а я с в и т а, сложенная в низах андезито-базальтами, андезитами, туфами и туфобрекчиями с линзами туфитов и туфопесчаников (100—600 м). В поле распространения этих вулканитов выходят алевролиты с линзами известняков, содержащие готеривские *Inoceramus paraketzovii* Efim., *I. colonicus* Anderson. Верхняя подсвита представлена игнимбритами, туфами с линзами туфоконгломератов, туфопесчаников и андезитов (300—800 м). Обнаружены многочисленные растения [Белый, 1977], относящиеся к раннему мелу без уточнения: *Cladophlebis* cf. *sangarensis* Vachr., *C. browniana* Heer, *C. haiburnensis* (L. et H.): Brongn., *Ginkgo* cf. *digitata* (Brongn.) Heer, *Phoenicopsis speciosa* Heer, *Podozamites* cf. *angustifolia* Heer, *Pityophyllum nordenskioldii* (Heer) Nath. (определения А.Ф. Ефимовой).

Выше залегают т ы т ы л ь в е е м с к а я с в и т а, сложенная андезитами, андезито-базальтами, с прослоями туфов и туфобрекчий (100—800 м).

На междуречье Лелювеем—Угаткын разрез надстраивается п у ч е в е е м с к о й с в и т о й — туфы и туфобрекчи дацитов, липаритов и андезито-дацитов, игнимбриты кислого состава, прослои андезитов, дацитов, липаритов, туфоконгломератов и туфопесчаников (1000 м) с остатками *Lima* sp. Выше залегают вулканогенные у г а т к ы н с к а я, к а л е н ь м у в а а м с к а я и п ы к а р в а а м с к а я свиты [Белый, 1977]. В угаткынской свите (игнимбриты, лавы кислого состава, туфопесчаники, 600 м), по сборам Ф.Б. Раевского 1968 г., Г.Г. Филипповой и В.А. Самылиной, определены [Белый, 1977]: *Tchaunia tchaunensis* Samyl. et Philipp., *Kolymella raevskii* Samyl. et Philipp., *Coniopteris* aff. *bicrenata* Samyl., *Coniopteris* sp., *Cladophlebis* aff. *haiburnensis* (L. et H.) Brongn., *C. cf. frigida* (Heer) Sew., *Phoenicopsis* ex gr. *angustifolia* Heer, *Desmiophyllum magnum* (Samyl.) Samyl., *Elatocladus* cf. *smittiana* (Heer) Sew., *Araucarites* sp., *Cephalotaxopsis heterophylla* Holl., *C. microphylla laxa* Holl., *Pityophyllum nordenskioldii* (Heer) Nath., *Sequoia ambigua* Heer, *S. reichenbachii* (Gein) Heer. Среди них обнаружены *Cephalotaxopsis*

Свита	Мощность, м
Эмбей-анская	500-700
Эргываамская	до 1000
Козквунская	800-1000
Вороньинская	50-500
Пыкарваамская	50-1000
Каленьмуваамская	50-1300
Алькаквунская	1000-1200
Этчикуль-ская	400

Рис. 19. Сводный стратиграфический разрез чаунской серии Центрально-Чукотского сектора (по В.Ф. Белому [1977])
Условные обозначения см. на рис. 13

heterophylla, *C. microphylla laxa*, *Desmiophyllum magnum*, позволяющие относить вмещающие слои к позднему альбу.

Берриас-валанжинские отложения с *Buchia* и редкими растениями известны и на левобережье верхнего течения р. Пегтымель, сложенные осадочно-вулканогенными породами [Белый, 1969а]. В бассейне р. Этчикун выходит угленосная кукеевская толща (800 м). Обнаружено 18 видов растений [Белый, 1977]: *Coniopteris burejensis* (Zal.) Sew., *Birisia onychioides* (Vassil. et K.-M.) Samyl., *Cladophlebis haiburnensis* (L. et H.) Brongn., *C. nebbensis* (Brongn.) Nath., *C. cf. sangarensis* Vachr., *Sphenopteris ex gr. goeppertii* Dunk., *Anomozamites sp. ind.*, *Nilssoniasp. ind.*, *Taeniopteris sp. ind.*, *Ginkgo digitata* (Brongn.) Heer, *G. huttonii* (Sternd.) Heer, *Baiera ex gr. gracilis* Brongn., *Czekanowskia sp. ind.*, *Phoenicopsis cf. speciosa* Heer, *P. cf. angustifolia* Heer, *Podozamites lanceolatus* (L. et H.) Braun, *P. eichwaldii* (Schimp.) Heer, *Pityophyllum sp. ind.* (определенная А.Ф. Ефимовой). Сборы непредставительны, среди них *Birisia onychioides* встречается в раннем мелу, во второй его половине. Выше идет этчикунская толща, сложенная лавами и туфами среднего и умеренно кислого состава (400 м). На этих толщах залегают мощные вулканогенные образования чаунской серии, наиболее хорошо выраженные в Пегтымельском прогибе [Белый, 1961, 1977]. По данным В.Ф. Белого, полный разрез серии наблюдается лишь в бассейне среднего течения р. Паляваам.

Разрез вулканогенных образований Центрально-Чукотского сектора, относимых В.Ф. Белым [1977] к собственно ОЧВП, начинается с верхнеальбской алькаквунской свиты. Далее В.Ф. Белый последовательно надстраивает этот разрез по пяти районам [Белый, 1977, рис. 7, разрезы 8-12]. Посвитное распределение растений из отдельных местонахождений, а также более ранние обобщенные списки по толщам показаны в табл. 7 по данным В.Ф. Белого [1977]. Ниже мы приводим сводный разрез чаунской серии (рис. 19):

Алькаквунская свита — игнимбриты и туфы липаритового состава с линзами туфоконгломератов и туфопесчаников (1000-1200 м). Присутствие среди приводимых растений *Serphalotaxopsis heterophylla* и *Desmiophyllum magnum* позволяет относить ее к верхнему альбу.

Каленьмуваамская свита — игнимбриты и лавы андезито-дацитов, реже — туфы (800-1300 м). Собрано девять видов ископаемых растений (табл. 7, точка 12).

Пыкарваамская свита — игнимбриты липаритового состава (50-1000 м). Обнаружено восемь видов (см. табл. 7, точки 13, 14). В одноименной толще в юго-западной части сектора установлено тринадцать видов (точки 3, 4, 5).

Вороньинская свита — игнимбриты дацитов, андезито-дацитов, по периферии структур, где мощности уменьшаются, — туфы умеренно кислого и кислого состава, туфопесчаники, алевриты, реже — углистые аргиллиты, угли (50-500 м). Обнаружено 33 вида (см. рис. 19, табл. 7, точки 15-19), а юго-западнее, в верховьях р. Юрумкувеем, — шесть видов (точка 25).

Козквунская свита — андезито-базальты, андезиты, реже базальты и дациты, чередующиеся с пирокластическими породами среднего, основного и кислого состава (500-600 м). К свите в Пегтымельском прогибе отнесены 12 видов (см. табл. 7,

точки 21–23), в Верхне-Анадырской депрессии — восемь (точки 26, 27). В интектинской толще, выполняющей крупную кальдеру, до 30 км в диаметре, обнаружено семь видов (см. табл. 7, точка 20).

Отметим, что на уровне вороньинской и козквуньской свит В.И. Чубаров выделяет эмунерэтскую свиту.

Далее разрез надстраивается вулканогенными образованиями внутренней зоны Центрально-Чукотского сектора. Здесь, в верхнем течении рек Анадырь, Энмываам, Юркувеем, Эргываам, на вулканитах пыкарваамской, вороньинской и козквуньской свит, по В.Ф. Белому [1977], располагаются:

Э р г ы в а а м с к а я с в и т а — преобладают игнимбриды кислого состава, переслаивающиеся с туфами. В южных районах распространения свиты преобладают игнимбриды липаритового и липарит-дацитового состава (600–1000 м). К этому уровню отнесена и снежинская толща с флорой точки 31. Общий список растений по четырем точкам достигает 20 видов (см. табл. 7).

Э н м ы в а а м с к а я с в и т а — преимущественно оливин-пироксеновые базальты, реже андезит-базальты, встречаются трахиты, андезиты и игнимбриды, линзы вулканогенно-осадочных пород (500–700 м). К свите отнесена флора по правобережью р. Энмываам (см. табл. 7, точка 32).

В.Ф. Белый [1977] указывает, что на левобережье р. Чинейвеем из конгломератов, залегающих на игнимбриках, аналогичных эргываамской свите, В.М. Гринфельд и Б.Д. Трунов собрали *Inoceramus* cf. *hobetsensis* var. *nonsulcatus* Nag. et Mat., *I. cf. patootensis* Soc., *Parallelodon* cf. *sachalinensis* Schmidt, *Gaudriceras* sp., *Scaphites* sp. ind., *Neophylloceras* sp. ind., *Neopuzosia* sp. ind. (определения Г.П. Тереховой) позднетуронского—раннесенонского возраста.

Чаунская флора, заключенная в чаунской вулканогенной серии Центрально-Чукотского сектора, на данной стадии ее изучения занимает особое место в ОЧВП. Несмотря на то что из чаунской серии приведено более 70 видов (см. табл. 7), ее сопоставление с флорами других секторов пояса затруднено. Можно назвать несколько причин этого. Во-первых, это своеобразие чаунской флоры, естественно объяснимое произрастанием ее в самом северном участке ОЧВП. Здесь наблюдается широкое развитие комплекса папоротников *Tchaunia-Kolymella*, хвойных *Elatocladus zhebtowskii*, разнообразие цикадофитов рода *Stenis*, что не отмечено для альбских флор южных районов пояса. Во-вторых, распространение ряда характеристик видов по разрезу не совпадает с таковым в других районах ОЧВП. Так, здесь на один уровень приведены такие формы, как *Stenis* (сразу три вида!) и покрытосемянное *Queereuxia* (см. табл. 7), которые нигде в других районах пояса не встречаются в одном горизонте.

Ряд характерных видов повторяются снизу вверх во многих толщах сводного разреза (см. рис. 19, табл. 7). Так, достоверные *Queereuxia* отмечаются с каленьмуваамской по эргываамскую свиту, а *Stenis* с альякавуньской до козквуньской включительно. Для каленьмуваамской, вороньинской и козквуньской свит указывается присутствие как *Stenis*, так и *Queereuxia*, в то время как в других районах ОЧВП покрытосемянное *Queereuxia* появляется только в амкинское время (ранний сеноман), а цикадофиты *Stenis* не переходят в поздний мел (особенно в заметном количестве). Такое “исключение” для Центрально-Чукотского сектора позволяет полагать, что здесь могут быть какие-либо неясности со стратиграфией, тем более что данные формы в чаунской серии встречены порознь в нескольких точках, но нигде не обнаружены совместно, причем подобное разделение по точкам повторяется в ряде толщ сводного разреза.

С другой стороны, рассматривая распространение указанных характерных форм по конкретным районам [Белый, 1977, рис. 7, разрезы 8, 9, 11], соответственно верховья р. Угаткын, Легтымельский прогиб и бассейн р. Энмываам), мы видим, что в каждом из них *Queereuxia* появляются только в верхней части разреза¹, а в самых верхах не отмечены *Stenis*. Это может косвенно указывать на неточности в сопоставлении разных районов при составлении сводного разреза.

При сопоставлении различных районов Центрально-Чукотского сектора не всегда учитывался эффект непредставительных выборок при небольших сборах растительных остатков. Так, ранее [Белый, 1977, рис. 7, разрезы 11 и 12] к одному уровню

¹ Под вопросом *Queereuxia* указывается и из нижней альякавуньской свиты, но ее сопоставление с типичным альбским *Desmiophyllum magnum* сомнительно.

Таблица 7

Список растений из чаунской вулканогенной серии Центрально-Чукотского сектора
(по материалам В.Ф. Белого [1977])

Вид	Свита													
	алькаквунская					каленьму- ваамская		пыкарваамская					интекин- ская толща	
								С						
	Ф Ф Ф Ф					Ф		Ф Ф Ф Е Ф					С	
	ОБ	8	9	10	11	12		3	4	5	13	14	20	

Thallites sp.

Tchaunia tchaunensis Samyl. et Philipp.	+					+		+					+
Tchaunia lobifolia Samyl. et Philipp.						+							
Tchaunia filatovii Samyl.													
Tchaunia sp.									+				
Osmunda sp.													
Birisia ochotica Samyl.													+
Arctopteris cf. kolymensis Samyl.								+					
Kolymella raevskii Samyl. et Philipp.													
Kolymella sp.													
Asplenium cf. dicksonianum Heer													
Dennstaedtia tschuktschorum Krysht.													
Coniopteris dicksonioides Samyl.					+								
Coniopteris cf. nymphaeum (Heer) Vachr. +											+		
Coniopteris aff. bicrenata Samyl.													
Coniopteris cf. compressa Vassil.													
Coniopteris sp.												+	
Cladophlebis cf. argutula (Heer) Font.						+							
Cladophlebis denticulata (Brongn.) Font.													
Cladophlebis frigida (Heer) Sew.													
Cladophlebis grandis Samyl.									+				
Cladophlebis cf. sangarensis Vachr.													
Cladophlebis tschuktschorum Philipp.					+								
Cladophlebis sp.						+		+			+		
Sphenopteris ex gr. goeppertii Dunk.											+		
Sphenopteris sp.											+	+	

Sagenopteris cf. variabilis (Velen.) Velen

Ginkgo ex gr. adiantoides (Ung.) Heer													
Ginkgo ex gr. lepida Heer													
Phoenicopsis ex gr. angustifolia Heer										+			
Sphenobaiera ex gr. longifolia (Pomel.) Fl.													
Sphenobaiera cf. pulchella (Heer) Fl.													
Desmiophyllum magnum (Samyl.) Samyl. +													

Araucarites subacutensis Philipp.													
Araucarites sp.								+					
Elatocladus zheltovskii Philipp.		+						+					
Elatocladus sp.										+		+	
Cephalotaxopsis intermedia Holl.													
Cephalotaxopsis heterophylla Holl.	+												
Cephalotaxopsis borealis Samyl.													+
Cephalotaxopsis cf. acuminata Krysht.								+					
et Pryn.													
Cephalotaxopsis cf. amguensis Efim.													
Cephalotaxopsis cf. anadyrensis Krysht.													
Cephalotaxopsis cf. magnifolia Font.													
Cephalotaxopsis sp.	+								+				

Таблица 7 (продолжение)

	ОБ	8	9	10	11	12	3	4	5	13	14	20
<i>Sequoia ambigua</i> Heer												
<i>Sequoia cf. concinna</i> Heer												
<i>Sequoia fastigiata</i> (Sternb.) Heer												
<i>Sequoia cf. reichenbachii</i> (Gein.) Heer												
<i>Sequoia</i> sp.		+										
<i>Metasequoia</i> sp.												
<i>Parataxodium novosibiricum</i> Sveshn. et Budants.												+
<i>Parataxodium</i> sp.												
<i>Cedrus</i> sp.		+				+						
<i>Torreya gracillima</i> Holl.												
<i>Thuja cretacea</i> (Heer) Newb.												
<i>Thuja</i> sp.												
<i>Pityophyllum ex gr. nordenskioldii</i> (Heer) Nath.												
<i>Pityophyllum</i> sp.									+			
<i>Quereuxia angulata</i> (Newb.) Krysht.		?							+	+		
<i>Trochodendroides</i> (?) <i>microphylla</i> Philipp.						cf.			+			cf.
<i>Trochodendroides</i> sp.												
<i>Zizyphus pseudomeki</i> Holl.												
<i>Zizyphoides</i> sp.								+				
<i>Rulac cf. quercifolium</i> Holl.												
<i>Cinnamomoides ievlevii</i> Samyl.												+
<i>Cissites</i> sp.												
<i>Crataegites</i> sp.												
<i>Dicotylophyllum</i> sp.		+										

П р и м е ч а н и я. С — определения В.А. Самылиной, Е — определения А.Ф. Ефимовой, Ф — определения Г.Г. Филипповой, ОБ — характерные формы из обобщенного списка, 8—32 — номера местонахождений в работе В.Ф. Белого [1977]

эргываамской свиты относили флоры точки 28, несомненно раннесеноманского амкинского типа (см. ниже), и точки 30 (см. табл. 7). При более полных сборах из точки 30 (= 246) выявилось, что она имеет резко отличный от амкинской облик и отнесена к кампану (см. ниже). Совершенно ясно, что при любой трактовке ее возраста флора точки 246 (= 30) с обилием покрытосеменных не может сопоставляться с флорой точки 28. Не исключено, что в Центрально-Чукотском секторе, как и в Ульяновском, в ряде случаев сходные вулканиты могут занимать различные стратиграфические уровни, что затрудняет сопоставление по ним изолированных разрезов. В решение этого вопроса роль флостратиграфии может быть определяющей (см. гл. V).

В чаунском комплексе обычно сочетание *Tchaunia tchaunensis* Samyl. et Philipp., *Tchaunia lobifolia* Samyl. et Philipp., *Kolymella raevskii* Samyl. et Philipp., *Ctenis paljavaensis* Philipp., *Phoenicopsis angustifolia* Heer, *Elatocladus zhehtovskii* Philipp., *Araucarites subacutensis* Philipp., *Trochodendroides* (?) *microphylla* Philipp. (см. табл. 7, точки 12, 15, 17 и др.). В.А. Самылина [1974а] полагает, что комплекс *Tchaunia-Kolymella* соответствует одному и тому же этапу развития флор Северо-Востока, а присутствие в нем *Ctenis* и *Heilungia*, до сих пор неизвестных в позднем мелу, заставляет относить данную ассоциацию к альбу, возможно, к топтанскому или арманскому комплексу.

В.А. Самылина [1974а] считает, что ассоциация *Tchaunia-Kolymella* произрастала на вулканических плато, и своеобразие этого комплекса обусловлено его экологической приуроченностью. Такое предположение весьма вероятно. Папоротники *Tchaunia-Kolymella*, широко распространенные в Центрально-Чукотском, самом северном участке ОЧВП, не известны в альбе более южных районов пояса, где они изредка попадают в тафоценозы только в раннем сеномане (амкинские флоры). Видимо, амкинское похолодание способствовало снижению гипсометрического уровня их произрастания. Это свидетельствует против их узкой стратиграфической приуроченности. Имеющиеся данные показывают, что *Tchaunia-Kolymella* жили как в альбе, так и в раннем сеномане. Таким образом, они вполне могут сосуществовать на одном уровне с типичной амкинской формой — *Quereuxia*, как это показано для вороньинской и козквуньской свит

15	16	17	18	19	25	21	22	23	24	26	27	28	30	31	—	32
		+										+				
			+									+				
+		+	+											+	+	
														+	+	
+																
					+					+			+			cf
			+	+								+	+			+
	+															
				+						+			+		+	
+			+					+				+				
		?											+			
													+			
													+			
										+						
															+	+
																+

Пегтымельского прогиба, но занимать разные экологические ниши, вследствие чего они крайне редко встречаются в одних местонахождениях (см. точку 153) в Ульяновском секторе для гырбыканского—верхнеамкинского комплекса).

При рассмотрении чаунской флоры первоначально создается впечатление, что в Центрально-Чукотском секторе не прослеживаются флористические уровни, установленные в других районах ОЧВП. Однако многие из этих комплексов отмечаются в соседних Пенжинско-Анадырском и Восточно-Чукотском секторах. Например, в них хорошо выявляются буоркемюские флоры, отсутствие которых в Центрально-Чукотском секторе, видимо, связано с недостаточной изученностью.

Присутствие в угаткынской и алькаквунской свитах чаунской серии *Cephalotaxopsis heterophylla* и *Desmiophyllum magnum* указывает на возможное наличие здесь аналогов арманско-ариндского уровня.

В Центрально-Чукотском секторе в отдельных точках известны и флоры типично амкинского ("аркагалинского") типа. Еще в 1969 г. В.Г. Желтовский из мильгувеевской толщи в верховьях р. Анадырь и в междуречье Каленьмываам—Юрумкувеем обнаружил растения (определения Г.Г. Филипповой и В.А. Самылиной): *Equisetites* sp., *Coniopteris* sp., *Cladophlebis* cf. *frigida* (Heer) Sew., *Cladophlebis* sp., *Ginkgo* ex gr. *adiantoides* (Ung.) Heer, *Sphenobaiera* ex gr. *longifolia* (Pom.) Fl., *Phoenicopsis* ex gr. *angustifolia* Heer, *Leptostrobus* sp., *Cephalotaxopsis amguensis* Efim., *C. intermedia* Holl., *Picea* sp., *Pityospermum* sp., *Sequoia ambigua* Heer, *S. reichenbachii* Heer, *Araucarites* sp., *Thuja cretacea* (Heer) Newb., *Quereuxia angulata* (Newb.) Krysh., *Dicotylophyllum* sp., отнесенные В.А. Самылиной [1974а] к "аркагалинскому", т.е. амкинскому уровню. В.Ф. Белый эти слои рассматривает в составе козквуньской свиты. В более ранней работе [Белый, 1969а, с. 43] он указывает, что во флоре из козквуньской свиты "преобладают представители хвойных", что в сочетании с приведенным списком растений свидетельствует в пользу отнесения данной флоры к амкинскому горизонту.

В качестве другого примера укажем флору из точки 28 на левобережье р. Мильгувеем, отнесенной к эргываамской свите (см. рис. 19, табл. 7). Из этой же точки (№ 160-28) Н.И. Филатова в 1979 г. собрала растения: *Cladophlebis arctica* (Heer)

Sew., *Ginkgo ex gr. adiantoides* (Ung.) Heer, *Sphenobaiera* (?) sp., *Phoenicopsis* (?) sp., *Cephalotaxopsis intermedia* Holl. (много), *C. heterophylla* Holl. (много), *Pityostrobus* sp., *Glyptostrobus* (?) sp., *Quereuxia angulata* (Newb.) Krysh. (определения Е.Л. Лебедева), которые по преобладанию хвойных, присутствию *Quereuxia* не отличаются от обычных амкинских флор других секторов ОЧВП. Отметим, что в нижне- и верхнеамкинских флорах ОЧВП присутствуют редкие цикадофиты, следовательно, они могут встретиться на этих уровнях и в Центрально-Чукотском секторе, для выяснения чего необходимы детальные сборы растительных остатков. Но в среднеамкинских флорах, соответствующих наибольшему похолоданию, цикадофиты вряд ли могут существовать и здесь.

Интересная коллекция растительных остатков собрана Н.И. Филатовой по р. Энмываам в слоях, залегающих под базальтоидами энмываамской свиты. Одна тафофлора характеризуется преобладанием покрытосеменных и выделена нами в особый усть-эмунерэтский комплекс.

Усть-эмунерэтский комплекс (кампан, вероятно средний)

Название по р. Эмунерэт. Сборы Н.И. Филатовой 1979 г., Е.Л. Лебедева и Е.И. Костиной 1984 г. на левом склоне долины р. Энмываам в приустьевой части р. Эмунерэт (точка 246) из отложений, относимых к низам "эргываамской" свиты. Среди обнаруженных видов отсутствуют: *Arctopteris* aff. *rarytkensis* Vassil., *Cladophlebis* sp. 1–3, *Sphenopteris* sp. 1–2, *Ginkgo* cf. *adiantoides* (Ung.) Heer, *Ginkgo* sp., *Phoenicopsis* ex gr. *angustifolia* Heer, *Sphenobaiera* spp., *Araucarites* sp., *Cephalotaxopsis* cf. *magnifolia* Font., *Cephalotaxopsis* sp., *Cedrus* (?) sp., *Pityospermum* sp. 1–2, *Glyptostrobus* sp., *Sequoia* sp., *Libocedrus* (?) sp., *Trochodendroides arctica* (Heer) Berry, *Trochodendroides* spp., *Quercus tchucotica* Abram., *Macclintockia* sp., *Menispermites* sp., *Zizyphus* sp., *Platanaceae* sp., "*Paliurus*" sp., *Dicotyledones* spp., *Monocotyledones* sp.

Характерно преобладание покрытосеменных как по числу отпечатков, так и по разнообразию. Среди них наиболее часто встречались листья *Trochodendroides arctica* и *Quercus tchucotica*. Все покрытосеменные представлены мелколистными формами, за исключением двух фрагментов относительно крупных листьев. Остатки хвойных редки. Однако присутствие *Pityospermum* позволяет предполагать, что на более высоких склонах произрастали хвойные леса. Гинкгофиты, кроме *Phoenicopsis* и *Sphenobaiera*, представлены единичными экземплярами. Папоротники очень фрагментарны, за исключением *Arctopteris*, близкого к *A. rarytkensis* из рарыттинской свиты [Василевская, 1977в], но относящегося к новому виду.

При рассмотрении вопроса о возрасте усть-эмунерэтского комплекса наиболее важным является присутствие в нем многочисленных лопастных листьев (осложненных по краю зубчиками), тождественных *Quercus tchucotica* и описанных Л.Н. Абрамовой [1979] из барыковской свиты бухты Угольной; известны они и в верхнебыстринской подсвите Северо-Западной Камчатки, возраст которых по соотношению с морскими слоями относится к раннему кампану [Пергамент, 1961; Абрамова, 1979; Авдейко и др., 1976; Заборовская, Лебедев, 1975]. Мелкие листья этого вида ранее относили к "*Rulac*" *quercifolium*. На Северо-Востоке СССР, ниже по разрезу, подобные листья пока не встречены, в том числе и среди многочисленных коллекций ископаемых растений гребенкинской (сеноман—ранний турон) и валижгенских (поздний турон—коньяк) флор. Таким образом, характерные лопастные листья *Quercus tchucotica* в разрезе Северо-Востока СССР в массовом количестве появляются только в кампане.

В пределах ОЧВП, помимо усть-эмунерэтских, известны и слои с раннекампанской аякинкой флорой (см. гл. II, 5), в верхах которых флора уже имеет сходство с усть-эмунерэтским комплексом. С другой стороны, позднекампанские—раннемаастрихтские (?) фаунистически датированные флоры Северо-Востока СССР (бухта Амаама), по данным Н.Д. Василевской и Л.Н. Абрамовой, характеризуются уже крупнолистностью покрытосеменных. Отсюда можно полагать, что усть-эмунерэтский комплекс относится к кампану, вероятно к средней его части. Флоры этого типа произрастали в условиях температурного оптимума и в целом характеризуются мелколистностью покрытосеменных.

Присутствие в усть-эмунерэтском комплексе *Phoenicopsis* и *Sphenobaiera* отража-

ет переживание реликтовых форм в специфических условиях расчлененного рельефа ОЧВП, входящего в Северо-Тихоокеанский рефугиум. Ранее считалось, что *Phoenicopsis* и *Sphenobaiera* не жили в постамкинское время (см. гл. VI, 4).

Усть-эмунерэтский комплекс хорошо отличается от известных комплексов ОЧВП. В пределах пояса флоры сходного типа с преобладанием и мелколистностью покрытосеменных, бедностью хвойных наблюдаются в Пенжинском (мургальская флора) и в Ульяновском (делокачанская флора) секторах. Наиболее полно среди них собран усть-эмунерэтский комплекс, характерные признаки которого приведены выше.

Из усть-эмунерэтского района ранее были известны *Sequoia* sp., *Zizyphus pseudomeki* Holl., *Rulac* cf. *quercifolium* Holl., *Trochodendroides* sp. (см. табл. 7, точка 30), отнесенные к сеноману [Белый, 1977]. Небольшие сборы (непредставительная выборка) не позволяют выявить их постамкинский возраст, но присутствие трех форм покрытосеменных из четырех обнаруженных видов, как теперь ясно, не характерно для амкинских флор.

В Центрально-Чукотском секторе, возможно, присутствует и флора аянкинского типа на правобережье р. Энмываам (точка 279), по сборам Н.И. Филатовой 1979 г. из туфогенно-терригенной пачки, залегающей на игнимбритах кислого состава и перекрываемой базальтоидами энмываамской свиты [Филатова, Лебедев, 1982]. Здесь установлены *Equisetites* sp., *Sphenopteris* sp., *Sphenobaiera* sp., *Libocedrus* (?) sp., *Cissites* sp. Для решения вопроса о возрасте этой флоры необходимы дальнейшие исследования.

Из указанного местонахождения ранее были установлены *Thallites* sp., *Sphenopteris* sp. cf. *Asplenium dicksonianum* Heer, *Phoenicopsis* ex gr. *angustifolia* Heer, *Thuja cretacea* (Heer) Newb., *Crataegites* sp. (см. табл. 7, точка 32).

Таким образом, в Центрально-Чукотском секторе уже выявлены слои, содержащие амкинский, усть-эмунерэтский, а возможно, и аянкинский флористические комплексы, позволяющие сопоставлять их с другими районами ОЧВП. Возможно, к ним будут относиться и аналоги еропольского (верхнеамкинского?) комплекса из Пенжинско-Анадырского сектора, где известны такие характерные формы чаунской флоры, как *Tchaunia* и *Elatocladus zheltowskii*. Не исключено обнаружение в Центрально-Чукотском секторе и флор позднеальбского и других комплексов. Отметим, что, поскольку на других территориях пояса развит иной тип меловых вулканогенных образований, найти непосредственные аналоги, основываясь на литологическом сходстве, не всегда возможно [Филатова, Лебедев, 1982].

7. ВОСТОЧНО-ЧУКОТСКИЙ СЕКТОР

Восточно-Чукотский сектор представляет собой северо-восточное окончание ОЧВП. В отличие от других районов пояса, обладающих в основном северо-восточным или субширотным простиранием, он имеет простирание, близкое к северо-западному. Размеры его около 550 × 150 (220) км. Восточно-Чукотский сектор в районе залива Креста делится на два крупных вулканических пояса: Канчалано-Амгуэмский на западе и Южно-Чукотский на востоке. На юге сектор граничит с Корякской складчатой системой. Аналоги внутренней зоны, развитой на большей части пояса, отсутствуют.

Стратиграфию Восточно-Чукотского сектора изучали С.Г. Романова, Л.М. Шульц, А.Н. Легков, Д.А. Бондарчук, Г.А. Гешетов, С.В. Благодатский, В.К. Садаков, Г.И. Богомолов, З.П. Потапова, С.Н. Калабашкин и другие исследователи. Ископаемую флору определяли А.Ф. Ефимова, Г.Г. Филиппова, В.А. Самылина и В.А. Вахрамеев. Выявленные здесь флоры буоркемюссского (ранний, возможно, часть среднего альба) и амкинского (ранний сеноман) типа недостаточно прослежены по простиранию, а флористические комплексы среднего—позднего альба и постсеноманские пока достоверно не установлены. Ниже мы приводим схему стратиграфии Восточно-Чукотского сектора, по данным В.Ф. Белого [1977].

Меловые образования Восточно-Чукотского сектора подстилаются протерозойскими, среднепалеозойскими и триасовыми отложениями. В основании мелового разреза залегают морские, реже — континентальные породы с берриас-валанжинскими *Buchia* и редкими остатками растений *Cladophlebis* ex gr. *lenaensis* Vachr., *Stenis* ex gr. *bujeiensis* Prym. [Геология СССР, 1970; Белый, 1977].

Наиболее полно среднемеловые вулканогенные образования Восточно-Чукотского

сектора изучены в районе залива Креста и в среднем течении р. Амгуэмы, где выделены три свиты (рис. 20).

Этелькуймская свита делится на две толщи. Нижняя сложена туфоконгломератами, туфопесчаниками, алевролитами, аргиллитами с линзами каменных углей, которые замещаются и перекрываются туфобрекчиями, лавами и туфами андезитового и андезит-дацитового состава (800–1000 м).

В районе залива Креста (п-ов Амгень, бассейн р. Матачингай) З.П. Потапова и С.Н. Колобашкин в 1969 г. собрали многочисленные растения: *Equisetites ramosus* Samyl., *Equisetites* sp., *Birisia alata* (Pryn.) Samyl., *B. onychioides* (Vassil. et K.-M.) Samyl., *Arctopteris rarineris* Samyl., *Sphenopteris* sp., *Coniopteris ketovae* Vassil., *Nilssonia* sp., *Anomozamites aff. arcticus* Vassil., *Williamsonia* sp., *Heilungia oloensis* Samyl. et Philipp., *H. tchuktchorum* Samyl. et Philipp., *Taeniopteris lundgrenii* Nath., *Ginkgo* ex gr. *adiantoides* (Ung.) Heer, *Sphenobaiera* ex gr. *longifolia* (Pom.) Fl., *S. ex gr. pulchella* (Heer) Fl., *Eretmophyllum* cf. *glandulosum* (Samyl.) Krassil., *Czekanowskia* ex gr. *rigida* Heer, *Phoenicopsis* ex gr. *angustifolia* Heer, *P. ex gr. speciosa* Heer, *Leptostrobus marginatus* Samyl., *Podozamites* ex gr. *eichwaldii* Schimp., *P. ex gr. lanceolatus* (L. et H.) Braun, *Pagiophyllum triangulare* Pryn., *Elatocladus manchurica* (Yok.) Yabe, *Cephalotaxopsis borealis* Samyl., *C. cf. intermedia* Holl., *Cephalotaxopsis* sp., *Pityophyllum* ex gr. *nordenskioldii* (Heer) Nath., *Athrotaxites* sp., *Parataxodium* sp., *Desmiophyllum magnum* (Samyl.) Samyl., *Desmiophyllum* sp., *Carpolithes* sp.

В.А. Самылина [1976] относит их к буоркемюсскому комплексу (ранний, возможно, часть среднего альба). Об этом свидетельствует присутствие *Birisia alata*, *Arctopteris rarineris*, *Anomozamites*, *Heilungia tchuktchorum*, *Sphenobaiera pulchella*, *Pagiophyllum triangulare*, *Desmiophyllum magnum*. Аналогичная флора к северу от залива Креста, по сборам С.Б. Благодатского, была определена А.Ф. Ефимовой [Белый, и др., 1965], а также В.А. Вахрамеевым [1964а].

Верхняя толща этелькуймской свиты представлена туфами дацитового и липаритового состава с прослоями лав, игнимбритов и туфопесчаников (900 м). По сборам В.К. Садакова и Г.И. Богомолова, отсюда А.Ф. Ефимовой и Г.Г. Филипповой определены [Белый, 1977]: *Birisia onychioides* (Vassil. et K.-M.) Samyl., *Coniopteris* cf. *nympharum* (Heer) Vachr., *Nilssonia orientalis* Heer, *Taeniopteris* sp. ind., *Ginkgo lepida* Heer., *Phoenicopsis angustifolia* Heer, *Elatocladus* cf. *brevifolia* Font., *E. cf. curvifolia* (Dunk.) Nath., *Cephalotaxopsis* cf. *intermedia* Holl., *Sequoia reichenbachii* (Gein.) Heer, *Pityophyllum nordenskioldii* (Heer) Nath. Флора имеет несколько более молодой облик, чем рассмотренная выше, и, вероятно, относится к средне-позднеальбскому уровню.

Леуваамская свита — в основании туфоконгломераты, выше конгломераты, и еще выше игнимбриты и туфы липаритового состава, в верхней части преобладают туфы кислого состава с прослоями туфопесчаников, игнимбритов и лав (900–1200 м).

С правых притоков р. Амгуэмы — рек Утуй и Матачингай А.Ф. Ефимова [1966] определила: *Equisetites* cf. *arcticum* Heer, *Asplenium* sp., *Gleichenia* sp., *Dennstaedtia tchuktchorum* Krysht., *Cladophlebis* cf. *acuta* Font., *Taeniopteris* sp., *Ginkgo* ex gr. *adiantoides* (Ung.) Heer, *Phoenicopsis steenstrupii* Sew., *Cephalotaxopsis amguensis* Efim., *C. anadyrensis* Krysht., *C. heterophylla* Holl., *C. intermedia* Hool., *Torreya* cf. *gracillima* Holl., *Elatocladus* sp., *Pagiophyllum* sp., *Sequoia fastigiata* (Sternb.) Heer, *S. obovata* Knowlt., *S. subulata* Heer, *Metasequoia* sp. ind., *Pinus* sp., *Quereuxia angulata* (Newb.) Krysht., *Zizyphoides* sp., *Platanus* sp., *Phyllites* sp. Характерно разнообразие хвойных, в том числе *Cephalotaxopsis* и *Sequoia*, присутствие *Phoenicopsis*, *Metasequoia*, *Quereuxia*. Эта флора, несомненно, относится к амкинскому флористическому горизонту (нижний сеноман), а по присутствию *Taeniopteris*, возможно, к верхнеамкинским слоям. Отметим, что А.Ф. Ефимова вмещающие отложения относил к туманинской свите. Сходная флора была известна отсюда и ранее [Ефимова, Бычков, 1961]¹.

Нунлингранская свита — кайнотипные вулканы основного и среднего состава (250 м). В.Ф. Белый [1977] относит их к сеноману. Другие исследователи по составу базальтоидов относят свиту к верхам верхнего мела. Однако конкретные слои, для которых приведено пять видов, а среди них, по определениям В.А. Самылиной, присутствуют три формы покрытосеменных, скорее всего, относятся к постакинскому, возможно к гребенкинскому уровню (сеноман—ранний турон). Флора собрана

¹ Отнесение к этому уровню *Corylus americana* Newb. [Крюков, Тынанкергав, 1975] сомнительно.

Рис. 20. Сводный стратиграфический разрез Восточно-Чукотского сектора (по В.Ф. Белому [1977])

Условные обозначения см. на рис. 13

С.Н. Калабашкиным по левобережью среднего течения р. Матачингай [Белый, 1977]. Здесь встречены *Cephalotaxopsis intermedia* Holl., *Desmionyllum* cf. *magnum* (Saml.) Samyl., *Protophyllum* sp., *Celastrophyllum* sp., *Magnolia* sp.

Сводный разрез меловых вулканитов, слабо охарактеризованных флористически, описан юго-восточнее, в междуречье Эргувеем-Камынангонвуам [Белый, 1977]. В промежуточном районе, в междуречье Ямравеем-Сеутакан, в образованиях, отнесенных к леурваамской свите, собран комплекс *Tchaunia-Kolymella* с *Ctenis*. В этой же местности обнаружена *Quereuxia* (сборы Г.И. Богомолова 1966, 1971 гг., определения Г.Г. Филипповой). По правобережью р. Вововеем обнаружены *Tchaunia tchaunensis* Samyl. et Philipp., *Tchaunia* sp., *Kolymella raevskii* Samyl. et Philipp., *Cladophlebis acuta* Font., *Cladophlebis* sp., *Ctenis paljavaensis* Philipp., *Araucarites subcutensis* Philipp., *Trochodendroides* (?) *microphylla* Philipp., а по правобережью — *Sequoia reichenbachii* (Gein.) Heer, *Quereuxia angulata* (Newb.) Krysht.

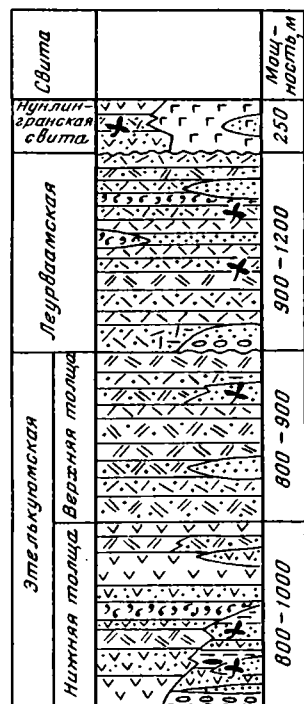
Присутствие в отдельных местонахождениях Восточно-Чукотского сектора по небольшому сборам растений остатков покрытосеменных, в том числе и с полиморфизмом *Trochodendroides*, позволяет предполагать наличие здесь и более молодых флористических комплексов, аналогичных установленным в более южных (Центрально-Чукотском и Пенжинско-Анадырском) секторах ОЧВП.

К западу от р. Амгуэма, в южной части Канчалано-Амгуэмского поля, на канчаланской, варзайской и теркенменвеемской свитах залегает кытыпнайвеемская свита, сложенная туфами и туфобрекчиями андезитового и дацитового состава с прослоями туфопесчаников и туффитов и лавами среднего и кислого состава (500–800 м). Среди немногих растений встречена *Quereuxia angulata* (Newb.) Krysht. (определения А.Ф. Ефимовой). Выше лежат пестроцветные, кайнотипные игнимбриты толщи ручья Валунистый (200 м.) Заканчивается разрез танюнерской свитой, сложенной оливиновыми и базальтовыми базальтами, в верхах встречены игнимбриты и туфы кислого состава (500–600 м).

8. КОРРЕЛЯЦИЯ ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ПОЯСА

Схема корреляции меловых вулканогенных образований ОЧВП по палеоботаническим данным представлена на рис. 21. На схеме приведена корреляция слоев, содержащих разновозрастные флористические комплексы. Естественно, что степень флористратиграфической изученности в разных районах пояса неодинакова. Поэтому в ряде случаев к одной свите или толще могли быть отнесены сходные по составу, но разновозрастные вулканиты. Более подробно эти вопросы, а также литологический состав свит рассмотрены в соответствующих разделах.

За единицу стратиграфического расчленения принят горизонт [Стратиграфический..., 1977]. Расчленение континентальных отложений на горизонты по флористратиграфическим данным обстоятельно рассмотрено В.А. Вахрамеевым [1982]. Этот вопрос подробно разбирает и М.А. Ахметьев [1980] при палеоботаническом обосновании стратиграфии третичных осадочно-вулканогенных отложений Исландии. Флористратиграфический горизонт характеризует определенный интервал разреза и содержит специфический палеофлористический комплекс или комплексы, которые при хороших сборах легко отличаются от комплексов из подстилающих и перекрывающих отложений. М.А. Ахметьев [1980] пишет, что понятие "горизонта" как регионального подразделения базируется на этапности развития органического мира (в данном случае фло-



Возраст		Горизонт	Подгоризонт	Характеристика флоры	Преддугжур-ский прогиб	
Палеоген						
Верхний мел	Даний					
	Сенон	Маастрихт				
		Кампан	Усть-Эмунерэтский		Arctopteris aff. rarytkensis Vassil., Trochodendroides ex gr. arctica (Heer) Berry, Quercus tchucotica Abram., Menispermities sp.	
			Аянкинский		Macclintockia ochotica German, Quercus tchucotica Abram., Libocedrus catenulata (Bell) Krystlt.	
		Сантон				
		Коньяк	Кетандинский		Platanus spp., разнообразие пыльцы Triprojectacites, Pariprojectus sp., Manciporus sp., Aquilapollenites sp., присутствуют Diplosporites borealis (Chlon.) Bondar., Gothanipollis elegans Zakl., Triloripollenites plicoides Zakl.	Тунумская свита
	Турон	Дукчадинский		Birisia sp., Taeniopteris sp., Sphenobaiera orientalis Vachr. et E. Lehed., Araucarites anadyrensis Krysh., Menispermities spp., Platanus embicola Vachr., "Credneria" ex gr. grewiopoides Hott.		
		Сеноман	Амкинский	Гырбыканский	Metasequoia cuneata (Knowlt.) Chaney, Araucarites ex gr. anadyrensis Krysh., Trochodendroides ex gr. arctica (Heer) Berry, кроме того в нижних слоях — Nilssonia sp., Sphenobaiera orientalis Vachr. et E. Lebed., в средних — Arctobaiera sp., Quereuxia angulata (Lesq.) Krysh., в верхних — Isoetites onkionicus Krysh., Taeniopteris sp., Quereuxia angulata (Lesq.) Krysh.	Мотаринская свита
	Усть-Амкинский					
Уенминский						
Нижний мел	Альб	Верхний	Ариадский	Gleichenia sp., Birisia ochotica Samyl., Taeniopteris sp., Desmiophyllum ex gr. magnum (Samyl.) Samyl., Elatocladus smittiana (Heer) Sew., Cephalotaxopsis heterophylla Herr., Pagiophyllum triangulare Pryn., Menispermities sp.	Магейская свита	
		Средний	Емантинский	Cladophlebis arctica (Heer) Sew., Adiantopteris sp., Neozamites sp., Sphenobaiera biloba Pryn., Sequoia aff. minuta Sveshn., S. ex gr. conchina Herr., Platanaceae sp., Dicotyledones sp.		
		Нижний	Ядринский (Буорекмусский)	Osmunda denticulata Samyl., Birisia alata (Pryn.) Samyl., Neozamites sp., Heilungia sp., Phoenicopsis ex gr. speciosa Heer, Desmiophyllum ex gr. magnum (Samyl.) Samyl., Dicotyledones sp.		
	Апт					
	Баррем					
	Готерив					
	Валанжон	Матийский			Cladophlebis aff. multinervis Golova, Aldania sp., Ctenis anyuensis Philipp., Ctenis sp., Ginkgo ex gr. adiantoides (Ung.) Heer, Phoenicopsis ex gr. angustifolia Heer, Czekanowskia ex gr. rigida Heer	Немуйканская свита
	Берриас					

◆ 1 ▼ 2 ◆ 3 ⚡ 4 ● 5 ⬤ 6 ⬤ 7 ⬤ 8 ▲ 9 ■ 10 ▣ 11 ▲ 12 ☼ 13 14

Рис. 21. Схема корреляции меловых субэвралных вулканогенных образований Охотско-Чукотского пояса по палеоботаническим данным

Флоры (1–12): 1 – усть-эмунерэтского горизонта, 2 – аянкинского горизонта, 3 – кетандинского горизонта, 4 – дукчандинского горизонта, 5 – амкийского горизонта без уточнения, 6 – гырбыканского (верхнеамкийского) подгоризонта, 7 – усть-амкийского (среднеамкийского) подгоризонта, 8 – уеминского (нижнеамкийского) подгоризонта, 9 – ариадского горизонта, 10 – емантинского горизонта, 11 – ядринского горизонта, 12 – матийского горизонта; 13 – флористические остатки; 14 – фаунистические остатки. Незакрашенные символы – флоры, представленные небольшим количеством видов или отнесенные к определенному уровню под вопросом

Ульинский сектор	Охотский сектор			Пенжинско-Анадырский сектор	Центрально-Чукотский сектор	Восточно-Чукотский сектор
Хакари́нская свита		Мы́гдыкитская свита		Евды́ровская горловская толща	Э́нмыва́мская свита	Та́нонерская свита
Делокача́нская толща				А́твувее́мская свита		
				Ке́ньевская толща	Слон с Усть-Э́мупе́ртской флорой	
Ульи́нская серия		Верхи Ту́ромчи́нского разреза		Ма́кковее́мская свита	Э́ргыва́мская	
(“А́мки́нская свита”)	Та́пская толща	А́ганская толща			Ко́зжуву́нская, Воро́нинская, Пы́карва́мская и Ка́леньму-Ва́мская свиты	Слон с ну́лливга́нской флорой
	(?На́йханская свита)	О́льская свита				
	Та́ватумская свита	У́льинская свита		О́кланская свита		Леу́рва́мская свита
		Хо́льча́нская свита	Я́воя́мская и Шо́вни́нская толщи			
	Зо́ри́нская свита	А́рманская свита		Ты́лхойская свита	А́лька-ву́нская	
Емаи́ринская свита	Го́лпанская свита		Ря́бинки́нская свита	Ви́люйки́нская свита	Э́тчику́нская толща	Э́тельку́юмская свита
	О́мсукча́нская свита			Пе́ненская и А́катка́вее́мская свиты	Ку́кевее́мская толща	
				Ко́ляча́нская		
Учу́ликанская свита			Ва́нуонская толща	У́совская свита	Пу́те́вская свита	
			Ха́сынская свита	Кресто́в-ре́ченская толща	Слон с <i>Buchia</i>	Слон с <i>Buchia</i>
			Тепла́нская толща	Пе́рвомайская толща		
			Ва́вачу́нская толща			
		Мо́молты́кинская				

ры). Оно понимается в том же смысле, который был уточнен Ю.Б. Гладенковым [1978, с. 12]: горизонт — “это стратиграфическая единица региональной схемы, выделяемая в толщах, точное сопоставление которых с общей шкалой встречает трудности, и объединяющая по простиранию гомо- или гетерофациальные образования определенного этапа геологической истории региона, который (этап) отражается в эволюции (обычно “парастратиграфических”) групп органического мира... Горизонт может совпадать, но может и не совпадать с литостратиграфическими подразделениями”.

Как показано ниже (см. гл. VII, 2), в горных флорах ОЧВП четко выявляется климатогенная природа границ флористических комплексов, составляющих выделенные горизонты,

В пределах ОЧВП нами выделено девять фитостратиграфических горизонтов, от берриас—валанжина до кампана включительно (снизу вверх): матийский, ядринский, еманринский, ариндский, амкинский, дукчандинский, кетандинский, аянкинский и усть-эмунерэтский, из которых амкинский (ранний сеноман) подразделяется на три подгоризонта. Состав содержащихся в них флористических комплексов рассмотрен выше, а краткая характеристика горизонтов приведена на рис. 21. Опорная последовательность большинства их установлена на юге пояса, в Ульяновском прогибе, т.е. в единой структуре, а верхний, усть-эмунерэтский горизонт наиболее полно выражен в самом северном, Центрально-Чукотском, секторе ОЧВП. Горизонты в определенной степени прослеживаются по всему поясу, т.е. на расстоянии около 3000 км и, кроме Ульяновского прогиба, полностью представлены в Пенжинско-Анадырском секторе.

В вулканогенных толщах ОЧВП границы между горизонтами вследствие резкой фациальной изменчивости вулканитов и их преобладания в составе пояса, "взрывных" скоростей накопления и одновременно большой роли скрытых перерывов (см. гл. V) носят до известной степени условный характер. При наличии флористически неохарактеризованного интервала, если внутри него проходит установленная вулканологами граница между свитами или толщами, граница между горизонтами условно проводится по границе свит (т.е. по палеовулканологическим признакам). При отсутствии последней она проводится примерно посередине, между флористическими реперами. Для уточнения положения этих границ в конкретных районах, видимо, требуется организация более детальных (крупномасштабных) геологосъемочных и фитостратиграфических работ.

Обоснование возраста флористических комплексов, входящих в состав горизонтов, рассмотрено при их описании, а также в гл. III. Граница между юрой и ранним мелом проходит в основании матийского горизонта (берриас—валанжин). Граница между ранним и поздним мелом в практических целях проводится в основании амкинского горизонта (ранний сеноман), т.е. по появлению в разрезе наиболее широко распространенных в ОЧВП хвойных флор амкинского ("аркагаалинского") типа. Хотя, судя по климатостратиграфическим построениям, эта граница может проходить где-то внутри амкинского горизонта (см. гл. II, 1; III).

Сопоставление альбских и раннесеноманских горизонтов (см. рис. 21) с примерной длительностью соответствующих ярусов, вычисленных по данным абсолютного возраста [Найдин, 1982; Van Hinte, 1976], показывает, что эти горизонты имеют продолжительность порядка 3—4 млн лет. В горных флорах ОЧВП, вблизи смены экстремальных климатических условий, в амкинское похолодание длительность подгоризонтов, видимо, достигает 1,5 млн лет. В то же время в более стабильных климатических условиях продолжительность существования флористических комплексов достигает больших величин. Например, силапский комплекс, соответствующий, по В.А. Самылиной [1974а], апту, имеет продолжительность порядка 6 млн лет.

Таким образом, выделенные фитостратиграфические горизонты дают основу для достаточно подробного расчленения и корреляции вулканогенных толщ ОЧВП.

СОПОСТАВЛЕНИЕ МЕЛОВЫХ ФЛОР ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНОГЕННОГО ПОЯСА С ФЛОРАМИ ПРИЛЕГАЮЩИХ РАЙОНОВ СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР, ЯКУТИИ, АЛЯСКИ И КАНАДЫ И ОБОСНОВАНИЕ ИХ ВОЗРАСТА

На Северо-Востоке СССР В.А. Самылина [1974а, б] выделила (снизу): ожогинский, сияльский, буоркемюсский, топтанский, аркагагинский и гребенкинский меловые комплексы. Сопоставление их с комплексами, выделенными нами в пределах ОЧВП, было частично рассмотрено при описании последних (см. гл. II) и показано на рис. 22.

Аналоги матийского комплекса ОЧВП (берриас-валанжин) отмечаются от Приамурья на юге до Якутии на западе. По возрасту он соответствует нижней части ожогинской флоры, отнесенной В.А. Самылиной [1974а] ко всему неомоку. Известно, что на юге неомокомские флоры подразделяются на два уровня [Вахрамеев, Лебедев, 1967], а соответствующие флоры батылхского горизонта Якутии даже на три [Киричкова, 1979]. Аналог аптского-сияльского комплекса в поясе практически отсутствуют. Ядринская флора ОЧВП соответствует буоркемюсской, отнесенной к раннему (возможно, части среднего) альбу.

Флоры буоркемюсского типа, широко развитые на Северо-Востоке и на Востоке СССР, прослеживаются и много южнее вплоть до окраин Сибирской палеофлористической области, где им соответствуют тыльская флора в Торомском прогибе [Лебедев, 1974а] и кындальская — в Буреинском бассейне.

Еманринский комплекс ОЧВП, отнесенный к среднему альбу, условно соответствует топтанской флоре [Самылина, 1974а, 1976]. Непосредственное сопоставление этих флор затруднено [Лебедев, 1976, 1979], возможные причины этого рассмотрены выше (см. гл. II, 1).

Ариндские и арманские флоры, происходящие из ОЧВП, имеют много общего. Появляются кайнофитные хвойные, крупнолистные покрытосеменные, папоротники *Gleichenia*. Характерно сочетание ранне- и позднемеловых элементов, отнесенных к позднему альбу.

Амкинская хвойная флора, залегающая в ОЧВП выше ариндской, делится нами на три комплекса, соответствующих трем фазам ее развития. Типовая аркагагинская флора, выделенная В.А. Самылиной [1962, 1974а] из угленосных отложений верховьев р. Колымы, соответствует только верхнеамкинскому комплексу. Большинство коллекций хвойной флоры, собранных геологами в ОЧВП, одновозрастны среднеамкинскому комплексу, но именовались ранее "аркагагинскими". Дукчандинская флора ОЧВП, характеризующаяся преобладанием покрытосеменных, одновозрастна гребенкинской (см. рис. 22).

Типовая гребенкинская флора, выделенная В.А. Самылиной [1974а] в гребенкинский флористический комплекс, происходит из бассейна среднего течения р. Анадырь по р. Гребенка (см. рис. 17, точка 26). Важно, что возраст ее контролируется по находкам морской фауны во вмещающих и перекрывающих отложениях. Поэтому гребенкинская флора может служить опорной при установлении возраста континентальных отложений Северо-Востока СССР, особенно субаэральных вулканогенных образований ОЧВП. Верхнемеловые отложения, выделенные в кривореченскую свиту и представленные конгломератово-песчаниковыми породами, достигают по различным данным 1600–2400 м мощности и с несогласием залегают на вулканогенно-осадочных отложениях позднеюрского, берриас-готеривского и предположительно апт-альбского возраста [Геология СССР, 1970; Паракецов и др., 1974; Деянилова и др., 1980]. За опорный принят разрез по р. Кривая, на левобережье р. Анадырь, описанный в 1958 г. Г.П. Тереховой [Геология СССР, 1970]. Кривореченская свита подразделяется на две подсвиты: нижнюю — конгломератовую и верхнюю — песчаниково-конгломератовую с прослоями глинистых алевролитов. Последнюю в бассейне р. Гребенка А.Д. Деянилова [1980] разделила на две толщи: нижнюю — песчано-конгломератовую и верхнюю — песчано-алевролитовую, содержащую остатки ископаемых растений.

В гребенкинском районе меловая толща с несогласием и конгломератами в осно-

Возраст			Охотско-Чукотский вулканогенный пояс		Сопредельные районы Северо- Востока СССР		Якутия		Северная Аляска		Аляска (р. Юкон и п-ов Аляска)		Западная Канада	
Палеоген							Позднечиримыйский комплекс		VII флористическая зона					
Даний														
Сенон	Маастрихт								VI флористическая зона		Флора свиты Чигник			
	Кампан													
	Сантон													
Коньяк			Кетадинский комплекс		Волчинский комплекс		V флористическая зона		Флора свит Мелози-Кальтаг					
Турон			Дукчандинский комплекс				Гребенкинский комплекс							
Сеноман			Амгидская флора	Гырбыканский		Аркагалинский комплекс		IV флористическая зона						
				Усть-Амкинский		?								
				Уенинский										Аграфеновский комплекс
Верхний мел	Альб	Верхний	Ариндский комплекс		Арманский				II флористическая зона		Флора свиты Кенникот		Флора свиты Милл-Крик	
		Средний	Еманринский комплекс		? Топтанский				I флористическая зона				?	
		Нижний	Ядринский комплекс		Буоркемюсский				Хатыр- ский				Берисский	
	Апт				Сияляпский комплекс		Эксенх- ский	Ленский комплекс				Флора свиты Глэдстон		
								Булунский комплекс						
								Баррем						Сангарский комплекс
	Готерив				Ожогинский комплекс		Батылхский	Чонгургасский комплекс						
Валанжия		Ыгырский комплекс												
Берриас		Матийский комплекс						?						

Рис. 22. Сопоставление меловых флор Охотско-Чукотского вулканогенного пояса с флорами прилегающих районов Северо-Востока СССР, Якутии, Аляски и Западной Канады

вании перекрывается породами эоцена [Афанасьева, 1973; Девятилова и др., 1980]. В верхах меловой толщи в гравелитовой пачке, залегающей ниже эоценовых конгломератов, Г.М. Братцева, по нашим сборам, изучила спорово-пыльцевой комплекс, содержащий несколько видов рода *Aquilapollenites*, *Mancicorpus tenue* N. Mtch., *Itegricorpus bellum* N. Mtch., *Wodehousea spinata* Stanley, *Elitranthe stribatus* Couper, *Orbiculapollis globosus* Chlon. и другие формы, свидетельствующие, по ее мнению, о маастрихтском возрасте вмещающих отложений.

В бассейне р. Гребенка на р. Малая Гребенка, по данным А.Д. Девятиловой и Г.Г. Филипповой [Девятилова и др., 1980], совместно с остатками растений обнаружен *Inoceramus* sp. типа *I. nipponicus* (Nagao et Mat.). По рекам Горная и Быстрая, т.е. к востоку от основного русла р. Гребенка, были собраны *Nuculana* sp. indet., *Inoceramus* cf. *nipponicus* (Nagao et Mat.), *I. cf. tenuistriatus* Nagao et Mat., *I. cf. redunctus* Perg., *I. cf. pictus* Jeannet, *Tetragonites*? (определения Г.П. Тереховой и Т.Д. Зоновой). Как пишут авторы статьи [Девятилова и др., 1980, с. 65], "перечисленная фауна соответствует зоне *Inoceramus nipponicus*, отнесенной на Втором стратиграфическом совещании в Петропавловске-Камчатском (1974 г.) к верхнему сеноману. Однако, как считает Г.П. Терехова, она может захватывать ранний турон". Об этом говорится и в другой работе [Терехова, Филиппова, 1983]. Отметим, что по р. Гребенке, выше флороносных слоев, В.А. Фараджев обнаружил слепок аммонита, определенный М.А. Пергаментом как *Scalarites* (?) sp. ind.

По находкам *Inoceramus* cf. *nipponicus* делается вывод, что гребенкинская флора относится к сеноману, возможно позднему сеноману [Девятилова и др., 1980, Филиппова, 19786]. Однако по р. Убиенке, на левобережье р. Анадырь, на кривореченской толще, содержащей гребенкинскую флору, согласно залегает дуговская свита мощностью до 1000 м, представленная чередованием песчаников и алевролитов с известковистыми конкрециями и остатками иноцерамов и аммонитов: *Inoceramus hobetsensis* Nagao et Mat., *I. iburiensis* Nagao et Mat., *I. cf. teshioensis* Nagao et Mat., *I. concentricus* Park. var. *costatus* Nagao et Mat., *Scaphites* (*Otoscapites*) cf. *teshioensis* (Yabe), *S. (O.) cf. puerculus* Jimbo, *Scalarites* sp. ind. По мнению Г.П. Тереховой, данный комплекс свидетельствует о позднеуронском возрасте вмещающих отложений [Паракецов и др., 1974]. Иными словами, по р. Убиенке гребенкинский комплекс, скорее всего, захватывает и ранний турон, в то время как по р. Гребенке континентальные флороносные слои в раннем туроне, видимо, замещаются морскими отложениями.

В пользу такого предположения говорит и присутствие в бассейне р. Убиенки позднеуронской, определяемой по совместным находкам, фауны, волчинской флоры, выделенной Г.Г. Филипповой и по ее данным отличающейся от гребенкинской [Девятилова и др., 1980]. Отсюда, если ограничить гребенкинскую флору сеноманом, возникает вопрос, какого типа флора будет содержаться в нижнеуронских слоях — гребенкинская, волчинская или флора "нового" типа? Поэтому впредь до дальнейшего изучения мы относим гребенкинскую флору к сеноману—раннему турону (см. ниже).

В низах кривореченской свиты возможны находки более древней (позднеальбской—раннесеноманской?) флоры. К таковой может относиться флора, собранная в низах толщи, в верховьях р. Средняя Орловка, примыкающих к бассейну р. Малая Гребенка (см. рис. 17). А.Ф. Ефимова отнесла флору, собранную здесь А.Д. Девятиловой в 1967 г., к апт—альбу [Паракецов и др., 1974]. Наши небольшие сборы 1978 г. в данном местонахождении показали доминирование хвойных и редкость покрытосеменных, благодаря чему эта флора вполне может соответствовать наиболее холодноумеренным хвойным флорам ОЧВП амкинского типа (ранний сеноман).

Мнения о более древнем возрасте орловской флоры по сравнению с гребенкинским комплексом придерживаются К.В. Паракецов, В.П. Похиалайен, Г.П. Терехова [1974], отмечавшие, что низы кривореченской свиты по стратиграфическому положению, возможно, относятся к верхнему альбу, тем более что в бассейне р. Правая Убиенка совместно с ископаемыми растениями обнаружен аммонит, напоминающий *Neogastropylites*. В.А. Фараджев считает, что вмещающие слои залегают в ядре Орловской диапировой структуры и являются наиболее древними из отложений конгломератово-песчанниковой толщи. Решение данного вопроса имело бы большое значение для последующих палеофлористических построений.

Название по р. Гребенка, правому притоку р. Анадырь в его среднем течении (см. рис. 17, точка 26). Общий список растений, обнаруженных нами в 1978 г. по рекам Гребенка и Чукотская, включает:

Thallites sp., *Equisetites* sp.

Gleichenia ex gr. *zippei* (Corda) Heer, *Birisia elisejevii* (Krysht.) Philipp., *B. oerstedtii* (Heer), *Coniopteris* sp., *Arctopteris* sp., *Onychiopsis psilotoides* (Stock. et Webb) Ward, *Ruffordia* ex gr. *goeppertii* (Dunk.) Sew., *Asplenium dicksonianum* Heer, *Hausmannia* sp., *Cladophlebis arctica* (Heer) Sew., *C. longipennis* (Heer) Sew., *C. aff. frigida* (Heer) Sew., *Cladophlebis* sp. 1—4, *Sphenopteris* sp.

Sagenopteris variabilis (Velen.) Velen.

Cycadites hyperborea (Krysht.), *Nilssonina alaskana* Holl., *N. serotina* Heer, *N. yuconensis* Holl., *Taeniopteris* sp.

Ginkgo ex gr. *adiantoides* (Ung.) Heer, *G. ex. gr. sibirica* Heer, *Sphenobaiera* aff. *orientalis* Vachr. et E. Lebed., *Sphenobaiera* sp.

Araucarites anadyrensis Krysht., *Elatocladus* cf. *smittiana* (Heer) Sew., *Cephalotaxopsis heterophylla* Holt., *C. intermedia* Holl., *C. magnifolia* Holl., *Pinus* sp., *Sequoia* ex gr. *minuta* Sveshn., *S. obovata* Knowlt., *S. cf. reichenbachii* (Sternb.) Heer, *Sequoia* sp., *Pityocladus* sp., *Athrotaxopsis* sp., *Thuja cretacea* (Heer) Newb., *Florinia borealis* Sveshn. et Budants., *Cedrus* sp., *Podozamites* sp.

Menispermites marcovoensis Philipp., *M. reniformis* Dawson, *M. ex. gr. septentrionales* Holl., *M. parafavosus* E. Lebed., *Menispermites* sp. 1—2, *Platanus embicola* Vachr., *P. cf. latior* Knowlt., *Platanus* sp., *Protophyllum* aff. *sternbergii* Lesq., *Pseudoprotophyllum* sp., *Credneria inordinata* Holl., "C." ex gr. *grewiopsoides* Holl., *Magnolia alternans* Heer, *Magnolia* sp., *Sorbites asiatica* Philipp., *Sorbites* sp., *Lindera* aff. *jarmolenkoi* Imchan., *Acer* (?) sp., *Leguminosites* sp., *Dalbergites* sp., *Fagus* (?) sp., *Cissites* sp., *Araliaephyllum dentatum* Philipp., *Araliaephyllum* sp., *Viburnum* sp. 1—2, *Zizyphus* sp. 1—2, *Grebentia kryshtofovichii* E. Lebed., *G. anadyrensis* (Krysht.) E. Lebed., *Dalembia vachrameevii* E. Lebed., *Dicotyledones* sp. 1—4, *Monocotyledones* sp.

Ископаемую флору с р. Гребенка впервые описал А.Н. Криштофович [1958а] по сборам Б.Н. Елисева [1933 г.]. Позднее небольшие коллекции, собранные здесь геологами, определяли А.Ф. Ефимова и В.А. Вахрамеев. Крупные сборы по р. Гребенка в 1975 г. провели А.Д. Девятилова и Г.Г. Филиппова [Девятилова и др., 1980]. Севернее р. Анадырь, в бассейне р. Убиенка, значительную коллекцию в 1974, 1976 гг. собрали Э.Б. Невретдинов и А.Д. Девятилова. Г.Г. Филиппова [1978а, б; 1979, 1982] описала отсюда ряд новых видов. Состав гребенкинской флоры, по нашим сборам, практически совпадает с данными Г.Г. Филипповой, хотя, естественно, имеются и некоторые отличия. Например, несколько увеличено разнообразие покрытосеменных. Два вида включены в наш список по работе А.Н. Криштофовича [1958а].

В гребенкинской флоре первое место по разнообразию занимают покрытосеменные (около 46%). На втором месте находятся совместно папоротники и хвойные (по 19—20%), на третьем — цикадофиты и гинкгофиты (5—6%).

В типовом местонахождении по р. Гребенка покрытосеменные достаточно обильны и разнообразны, хотя и приурочены к отдельным, небольшим прослоям. В других прослоях образуют скопления папоротники, в первую очередь *Onychiopsis psilotoides* и *Birisia elisejevii*, нередко встречались остатки *Gleichenia*, *Arctopteris*. Среди цикадофитов образовывали скопления только *Cycadites hyperborea*, а среди хвойных — *Araucarites anadyrensis*. Несколько чаще среди остальных форм встречались *Nilssonina serotina* и *Cephalotaxopsis*.

В пределах ОЧВП к гребенкинскому уровню относится дукчандинская флора в Ульяновском и холодованская в Пенжинском секторах, характеризующиеся разнообразием покрытосеменных (см. гл. II, 1, 5).

По р. Чукотская в отличие от Гребенкинского местонахождения по числу находок явно доминировали покрытосеменные и хвойные типа *Cephalotaxopsis*. Папоротники встречались очень редко. Из цикадофитов преобладали *Nilssonina serotina*. Показательно, что среди 29 собранных здесь видов не были встречены такие широко распространенные в типовом разрезе формы, как *Araucarites anadyrensis* и *Cycadites hyperborea*.

Для типовой гребенкинской флоры среди покрытосеменных характерно разнообразие *Menispermities* и *Platanaceae*, появление новых родов *Sorbites* и *Grebenkia*. Одновременно для флор этого уровня на фоне разнообразия покрытосеменных типично нередкое присутствие таких раннемеловых реликтов, как *Sphenobaiera* и *Taeniopteris*. Для папоротников характерно присутствие *Gleichenia*, *Birisia elisejevii*, *Arctopteris*, *Onychiopsis psilotoides*, *Hausmannia*, разнообразных *Cladophlebis*. Показательно также разнообразие цикадофитов, среди которых встречено пять видов: *Cycadites hyperborea*, *Nilssonia alaskana*, *N. serotina*, *N. yukonensis*, *Taeniopteris*. Среди хвойных характерен *Araucarites anadyrensis*.

Гребенкинский флористический комплекс определяет сочетание *Gleichenia* sp., *Birisia elisejevii* (Krysht.) Philipp., *Hausmannia* sp., *Cycadites hyperborea* (Krysht.), *Nilssonia alaskana*, Holl., *Taeniopteris* sp., *Sphenobaiera* sp., *Araucarites anadyrensis* Krysht., *M. marcovoensis* Philipp., *M. parafavosus* E. Lebed., *Platanus embicola* Vahcr., *Sorbites* spp., *Grebenkia kryshtofovichii* E. Lebed., *Dalembya vachrameevii* E. Lebed.

К гребенкинскому комплексу относится также флора, собранная в бассейне р. Кондырева, по правобережью р. Пенжина (см. рис. 17), где выше флорноосной пачки наблюдаются и морские слои с фауной. Здесь, по сборам Ю.М. Арсеньева 1969 г. и Э.А. Стрижко 1972, 1973 гг., встречены *Onychiopsis psilotoides*, *Hausmannia* sp., *Cladophlebis* (*Birisia*) *oerstedtii*, *C. cf. frigida*, *Cladophlebis* sp., *Nilssonia alaskana*, *N. yukonensis*, *Cephalotaxopsis heterophylla*, *C. cf. intermedia*, *Araucarites anadyrensis*, *Menispermities* sp., *Celastrophyllum* (?) sp., *Dicotyledones* sp.

К гребенкинскому уровню относится и флора средней части гинтеровской свиты бухты Угольная на Северо-Востоке СССР. В.А. Вахрамеев [1966], по сборам Е.Л. Лебедева и Г.П. Тереховой, приводит отсюда *Asplenium dicksonianum* Heer, *Hausmannia* sp., *Cladophlebis* sp., *Nilssonia serotina* Heer, *N. cf. yukonensis* Holl., *Ginkgo ex gr. adiantoides* (Ung.) Heer, *Baiera cf. gracilis* (Bean) Bunb., *Dalbergites* sp. и др. По нашим полевым определениям 1961 г., здесь присутствуют также *Onychiopsis* sp., *Sphenobaiera* sp., *Podozamites* sp., *Araucarites* sp., *Menispermities* sp. Оказалось, что здесь обнаружена и такая типичная форма гребенкинской флоры, как *Grebenkia kryshtofovichii*, сочетание которой с разнообразными *Nilssonia*, *Hausmannia*, *Sphenobaiera*, *Podozamites*, *Menispermities* дает возможность отнести гинтеровскую флору к гребенкинскому уровню.

Меловые флоры Якутии изучали В.А. Вахрамеев [1958, 1962, 1970], Н.Д. Василевская [1956, 1957б, в, г, 1958, 1959а, б, в, 1960а, б, 1966, 1968], а также Н.Д. Василевская с участием других авторов [1956, 1963, 1966, 1967, 1968], В.А. Самылина [1956а—в, 1963а, б], А.И. Киричкова [1968, 1971, 1972, 1979, 1982], А.И. Киричкова и другие исследователи [1964, 1965, 1966, 1968], Л.Н. Абрамова [1970], Л.Ю. Буданцев [1968, 1979] и И.Н. Свешникова [1967].

Среди раннемеловых флор Якутии А.И. Киричкова [1979] выделяет четыре флористических горизонта, подразделяющихся на ряд комплексов, или фаз, (снизу вверх): батыльский (комплексы — ынгырский, чонгургасский, сангарский); эксенянский (комплексы — булунский, ленский); хатырынский (комплексы — берисский, леписский) и аграфеновский. Соотношение между основными группами растений в них (по отпечаткам листьев) следующее (табл. 8).

Раннемеловые флоры Якутии и Северо-Востока СССР, куда входит и ОЧВП, относятся к единой Ленской провинции, установленной В.А. Вахрамеевым [Вахрамеев, Долуденко, 1961]. Однако при большом сходстве А.И. Киричкова и В.А. Самылина [1978] отмечают определенные различия систематического состава одновозрастных флор этих регионов.

Сопоставление флористических комплексов ОЧВП и Якутии приведено на рис. 22. Матийский комплекс ОЧВП (берриас—валанжин) одновозрастен нижнему ынгырскому комплексу батыльского горизонта. В матийском и ынгырском комплексах разнообразие цикадофитов наибольшее в ряду раннемеловых комплексов соответствующих регионов. Близки и основные черты их строения. Для ынгырской флоры характерно разнообразие цикадофитов (28,5%), присутствие *Aldania*, *Ctenis* с зубчатым краем, *Ctenis pana*, *Hausmannia leeiana*, *Pseudotorellia* [Киричкова, Самылина, 1978; Киричкова, 1979].

Альбские флоры более полно представлены на Северо-Востоке СССР, в том числе и в пределах ОЧВП. Поскольку ядринская флора ОЧВП, несомненно, относится к буоркемюссскому уровню (см. гл. II, 1), то она так же, как и последний [Киричкова,

Таблица 8

Соотношение между основными группами растений (по отпечаткам листьев)
в меловых флористических комплексах Якутии, %
(по А.И.Киричковой [1979])

Группы растений	Флористические горизонты							
	батылхский			эксеняхский		хатырыкский		аграфе-новский
	ынгыр-ский	чонгур-гасский	сангар-ский	булун-ский	лен-ский	берис-ский	лепис-ский	
Папоротники	30,7	32,9	39,6	21,6	42,8	28,8	39,5	13,5
Цикадофиты	28,7	22,3	20,7	13,7	11,9	21,4	8,9	1,7
Гинкгофиты	20,4	19,0	19,1	33,3	26,2	21,6	21,8	5,1
Хвойные	18,3	21,2	18,9	29,5	16,7	26,7	28,2	35,6
Покрыто-семенные	—	—	—	—	—	—	3,8	39,0

Самылина, 1978], сопоставима с бериасским комплексом. Для него характерны *Birisia onychioides* (Vassil. et K.-M.) Samyl., *Asplenium rigidum* Heer, *Arctopteris lenaensis* Vassil., *Tchaunia* (?) *petiolipinnulata* (Vassil.) Samyl., *Nilssoniopteris prynadae* Samyl., *Anomozamites arcticus* Vassil., *Baiera tripartita* Vassil., *Sphenobaiera flabellata* Vassil.

Еманринский комплекс ОЧВП (средний альб), вероятно, сопоставляется с леписским комплексом хатырыкской флоры, для которого характерны различные *Birisia* и *Adiantopteris*, *Coniopteris compressa* Vassil., *Arctopteris heteropinnula* Kiritchk., *Neozamites*, *Cyparissidium gracile* Heer, *Sequoia ambigua* Heer и мелколистны покрывтосеменные. Как и в еманринском комплексе, здесь отмечается обогащение систематического состава хвойных [Киричкова, Самылина, 1978; Киричкова, 1979].

Выше хатырыкского горизонта в Якутии располагается аграфеновский (= босхинскому). Вопрос о его возрасте достаточно сложен. Первоначально он под наименованием нижнеаграфеновского относился к раннему сеноману [Буданцев, 1968; Свешникова, 1967]. В последнее время его относят к верхнему альбу—нижнему сеноману. По уровню развития и смене доминантов мезофита доминантами кайнофита А.И. Киричкова и В.А. Самылина [1978] сопоставляют его с арманским комплексом Северо-Востока. Последний, по нашим данным, относится к верхнему альбу и не переходит в сеноман.

В аграфеновском комплексе на первом месте по разнообразию находятся покрывтосеменные (39%). Среди них много архаичных, мелколистных форм: *Ranunculaecarpus*, *Araliopsis*, *Dalbergites*, *Crataegites*, *borealis* Samyl., *Celastrorphyllum ovale* Vachr., *C. kolymensis* Samyl. и др. [Киричкова, 1965, 1970; Киричкова, Самылина, 1978]. В верхах аграфеновской (=босхинской) свиты по р. Леписка появляются крупнолистные *Platanus*, *Pseudoprotophyllum*, отмечаются и *Trochodendroides* [Киричкова, 1965, 1979]. Значительно участие в комплексе и хвойных (35,5%), появляются *Cephalotaxopsis heterophylla* Holl., *Thujaopsis*, *Sequoia fastigiata* Heer. Одновременно присутствуют *Coniopteris*, *Birisia*, *Sphenobaiera*. Древние и молодые элементы, как и в арманской флоре, встречаются раздельно [Буданцев, 1979].

По указанным признакам (исключая присутствие *Trochodendroides*) аграфеновский комплекс сопоставляется с арманским и одновозрастным ему ариндским комплексами ОЧВП. Возможно, конечно, что самые верхи аграфеновского горизонта по присутствию *Trochodendroides* могут быть несколько моложе (см. рис. 22).

К позднемеловым в Якутии относят раннечиримыйский (турон—сантон) и позднечиримыйский (кампан—маастрихт) комплексы [Буданцев, 1979]. Раннечиримыйский комплекс объединяет выделяемые ранее верхнеаграфеновский и нижнечиримыйский комплексы [Буданцев, 1968; Свешникова, 1967]. В отличие от комплексов Северо-Востока СССР в позднемеловых флорах Якутии отсутствуют раннемеловые реликты.

В раннечиримыйском комплексе отмечается широкое развитие хвойных, представленных *Araucarites*, *Cephalotaxopsis*, *Taxus*, *Florinia*, *Sequoia*, *Metasequoia*, *Clyptostrobus*,

Taiwania, Thuja, Libocedrus и др. Среди покрытосеменных доминируют виды *Protophyllum*, *Pseudoprotophyllum*, *Trochodendroides*, *Zizyphoides*, *Viburnum* [Буданцев, 1979].

Интересно, что ранее для верхнеархаевского комплекса отмечалось присутствие *Sequoia minuta* Sveshn., *Metasequoia*, *Glyptostrobus vachrameevii* Sveshn., *Libocedrus caenulata*, *Trochodendroides arctica*, *Quereuxia angulata* [Буданцев, 1968]. Подобное сочетание в ОЧВП появляется только с верхнеамкинского комплекса. Пока нет указаний на присутствие в Якутии аналогов среднеамкинского комплекса (см. рис. 22).

К дукчандинско-гребенкинскому уровню (сеноман—ранний турон) в Якутии может относиться флора точки 421 по р. Тюнг, выделенная В.А. Вахрамеевым [1958] в нижний комплекс. Характерна крупнолистность покрытосеменных. Наиболее часто встречались *Menispermities*, *Dalbergites*, *Cissites* и *Sterculia*.

Усть-эмунерэтские флоры ОЧВП (кампан), видимо, сопоставляются с низами позднечиримыйского комплекса, где сокращается роль хвойных, а среди покрытосеменных становятся очень редкими *Protophyllum* и *Pseudoprotophyllum* [Буданцев, 1979].

На Аляске и в Западной Канаде меловые флоры, близкие к сибирским, относятся, по данным В.А. Вахрамеева [1972], к Канадской палеофлористической области. Флоры более южной субтропической и тропической Потомакской области здесь не рассматриваются (рис. 23).

Наиболее близки к флорам Северо-Востока СССР флористические комплексы Северной Аляски, изученные Смайли [Smiley, 1966, 1967, 1969а, б; 1972а, б] на территории от мыса Лисберн до р. Колвилл. Им выделено восемь флористических зон от раннего альба до маастрихта включительно, возраст которых датирован по аммонитам, иноцерамам и фораминиферам [Imlay, 1961; Jones, Gryc, 1960; Champan, Sabie, 1960; Detterman et al., 1963], из морских слоев, переслаивающихся с флороносными толщами или замещающих их по простиранию (рис. 24). В последних работах внутри альб-маастрихтских флористических зон Смайли [Smiley, 1972а, б] выделяет 21 подзону. К сожалению, ни для одной из зон не имеется полного списка ископаемых растений, что для ряда комплексов затрудняет их сопоставление. Имеющиеся ранее описания растений из отложений мыса Лисберн [Fontaine, 1905; Knowlton, 1914], относимых Смайли к I флористической зоне, свидетельствуют, как пишет В.А. Самылина [1976, с. 20], "о поразительном сходстве раннемеловой флоры Северной Аляски и Северо-Востока СССР".

В последовательности альб-туронских флор Северо-Востока СССР и Северной Аляски наиболее надежно сопоставляются два уровня: буоркемюсский (ранний, возможно, часть среднего альба) и гребенкинский (сеноман—ранний турон), которые коррелируются соответственно с I и V флористическими зонами Северной Аляски (см. рис. 22). Поскольку меловые флоры Северной Аляски произрастали в приморских равнинах, мы сначала сопоставляем их с аналогичными флорами Северо-Востока, а затем через них коррелируем с флорами ОЧВП, произраставшими в возвышенных местообитаниях.

I флористическая зона Северной Аляски состоит из зон IA (около 50 видов) и IB (около 55 видов). Преобладают папоротники, гинкгофиты и цикадофиты. Присутствуют *Arctopteris kolymensis*, *Birisia*, *Coniopteris*, *Onychiopsis*, *Cladophlebis*, *Ginkgo*, *Baiera*, *Sphenobaiera*, *Czekanowskia*, *Phoenicopsis*, *Desmiophyllum magnum*, *Neozamites*, *Nilssonia magnifolia* (и другие нильссонии), *Podozamites*, *Cephalotaxopsis* (?), *Elatocladus* и др. Редкие покрытосеменные появляются только в верхней подзоне зоны IB [Swiley, 1972а, б]. По совпадению родового, а часто и видового состава I флористическая зона сопоставляется с буоркемюсской флорой Северо-Востока, а следовательно, и с ядринским комплексом ОЧВП. Во II зоне (102 вида) заметно повышается разнообразие хвойных. Встречаются редкие покрытосеменные, представленные листьями водного растения *Nelumbites*. В III зоне (176 видов) присутствуют папоротники, хвойные и покрытосеменные. Сокращается разнообразие гинкгофитов и особенно резко — цикадофитов. Впервые широко представлены покрытосеменные (более 30 видов), среди них *Cissites*, *Credneria*, *Dryophyllum*, *Laurophyllum*, *Menispermities*, *Platanophyllum*, *Sassafras*, *Zizyphus*. Среди хвойных — *Sequoia*, *Torreya*. В IV зоне (53 вида) в основном присутствуют листья покрытосеменных и хвойных. Папоротники редки. V зона (около 40 видов) в Северной Аляске отнесена к турону. Наиболее разнообразны здесь покрытосеменные и хвойные. Среди покрытосеменных встречены *Castaliites*, *Celastrophyllum*, *Platanus*, *Credneria*, *Dalbergites*, *Dryophyllum*, *Juglans* (?), *Menispermities*,

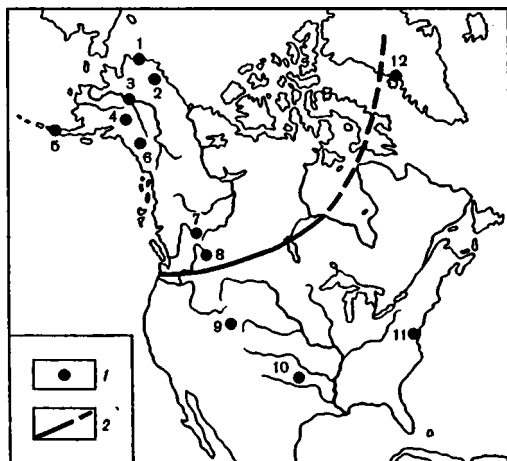


Рис. 23. Местонахождения меловых флор Северной Америки

1 — местонахождение флор; 2 — граница между Канадской и Потомакской палеофлористическими областями для раннего мела (по В.А. Вахрамееву [1972]). Цифры на карте: 1, 2 — мыс Лисберн и бассейн р. Колвилл; 3 — р. Юкон; 4 — Кэнтуз, Аляскинский хребет; 5 — п-ов Аляска; 6 — Кенникот, бассейн р. Читина; 7, 8 — предгорья Скалистых гор, Западная Канада; 9 — Чейене, штат Канзас; 10 — Вудбайн, штат Техас; 11 — штат Мэриленд; 12 — Западная Гренландия

Quercophyllum, среди хвойных — *Cephalotaxopsis*, *Juniperites* (?), *Sequoia*, *Torreya* и *Podozamites*. По разнообразию покрытосеменных, совпадению родового состава и последним находкам *Podozamites* V зона Аляски сопоставляется с гребенкинской флорой Северо-Востока СССР и с одновозрастной ей дукчандинской флорой ОЧВП. Верхи V зоны, возможно, соответствуют позднетуронской волчинской флоре Северо-Востока, установленной Г.Г. Филипповой и датированной по совместным находкам морской фауны [Девятилова и др., 1980]. Гребенкинская флора захватывает и поздний сеноман, но в Северной Аляске на этот интервал падает региональный перерыв в осадконакоплении (см. рис. 24).

Как указывалось, на Северо-Востоке СССР и в Северной Аляске достаточно хорошо коррелируются флоры начала альба и турона. Примерно совпадает и возраст, установленный в обоих районах по соотношению с морскими слоями. Но внутри этого интервала сопоставление может быть менее четким, хотя возможные расхождения не превышают части флористического комплекса.

В.А. Самылина [1976] сопоставляет II зону с топтанским, III — с арманским, а IV зону — условно с аркагалинскими комплексами, указывая, что аркагалинская флора, характеризующаяся резким доминированием хвойных, не соответствует по составу IV зоне. Это естественно, ибо приморские аляскинские и горные (амкинские) и внутриконтинентальные (аркагалинские) флоры произрастали в разных условиях. Поэтому мы попытались сопоставить альб-сеноманские флоры этих регионов по развитию основных групп растений, связанному с изменениями климата, хотя, конечно, здесь могут иметь место отклонения, обусловленные избирательным коллекционированием, неполной характеристикой отдельных интервалов разреза и т.п. При составлении соответствующего графика для Северной Аляски использовались данные Смайли по отдельным подзонам.

Сопоставление альб-сеноманских флор Северо-Востока СССР и Северной Аляски показывает совпадение тенденций в развитии основных групп растений (рис. 25). Наибольший максимум развития хвойных в ОЧВП падает на амкинские флоры, в Северной Аляске имеются два пика хвойных в подзонах IIIb и IVa. Важно, что оба они находятся на рубеже раннего—позднего мела, определяемого здесь по фаунистическим данным, и в общих чертах совпадают с приходящимся на это время экстремальным похолоданием (см. гл. VII). Исходя из этого можно считать, что аналоги амкинских флор ОЧВП, несомненно, присутствуют и в Северной Аляске, но там они имеют несколько другой облик вследствие других палеоэкологических условий. Более точное сопоставление затруднено из-за отсутствия детальных сведений. В подзоне IVa цикадофиты уже исчезают, но в приморских условиях они могут переживать фазу экстремального похолодания. Отсюда амкинские флоры ОЧВП могут соответствовать подзонам IIIb или IVa, ариндско-арманские — соответственно всей или части III, а также части II зоны Северной Аляски, еманринский — всей или части II зоны.

До получения новых данных по Северной Аляске при сопоставлении альб-ранне-

Флористические зоны		Стратиграфические единицы							Фаунистические зоны			Возраст
Номер	Преобладающие таксоны	мыс Коруин—р. Кукпоурук		р. Кук	Реки Чандлер и Колвилл			Ammonites	Inoceramus	Foraminifera		
		Континентальные отложения	Морские отложения	Континентальные отложения	Континентальные отложения	Морские отложения						
VII	Двудольные, хвойные				Пачка Когосук—рук						Маастрихт	
VI	Те же			7		Свита Принс-Крик	Свита утеса Шредер		I. patootensis I. steenstrupii	Anomalinoides talaria, Nonionella austiana	Кампан-сантон (коньяк?)	
V	Те же			6	Пачка Тулувак		Свита Сиби	Серия Колвилл	Scaphites delicatulus, Watinocer- as, Borissijaco- ceras	I. labiatus I. cuvieri	Trochammina ribstonensis, Gaudryna irinensis	Турон
Региональный перерыв в осадконакоплении												
IV	Хвойные, двудольные				Пачка Ниакогон	Свита Чандлер	Свита Нинулук		I. dunvega- nensis	Trochammina rutherfor- di, Gaudryna canadensis	Ранний сеноман	
III	Все основные таксоны	Свита Коруин			Пачка Верхний Киллик		Свита Гранд-штанд	Серия Нанушук	Cleonicer- as, Gastrolites, Paragastrolites	I. cadottensis, I. anglicus	Verneuilinoides borealis	Поздний
II	Папоротники, гинкго- вые, цикадофиты, хвойные				5	Пачка Нижний Киллик	Свита Тукту					
IV	Папоротники, гинкго- вые, цикадофиты		Свита Кукпоурук		4							Ранний (? ант)
IA	Те же		Свиты Тор- ок и Форт- ресмаунт		2, 3			Свиты Тор- ок и Форт- ресмаунт	Colvillia crassicosata, Beudanticeras	I. anglicus	Verneuilinoides borealis, Dorothea chandlerensis	

Примечание. Арабскими цифрами обозначены литологические границы в разрезе р. Кук

Рис. 24. Корреляция морских и континентальных отложений Северной Аляски (по: [Smiley, 1972])

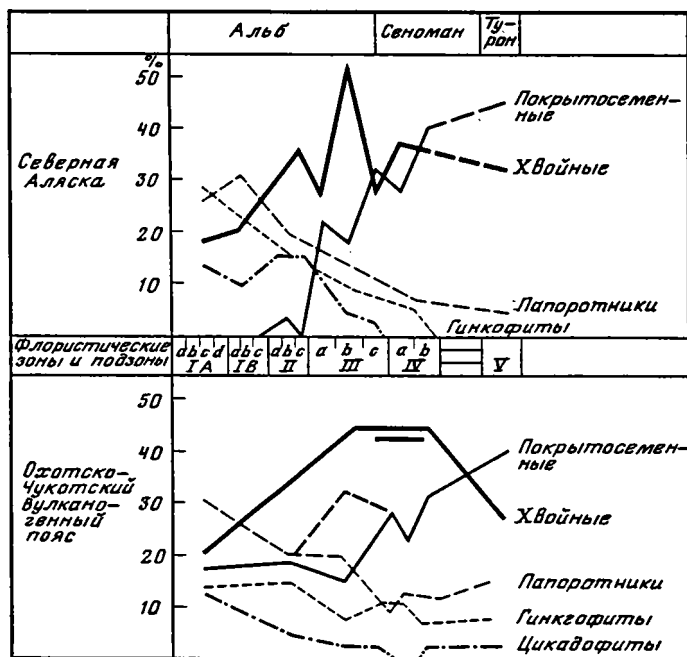


Рис. 25. Развитие основных групп растений в меловых флорах Северной Аляски и Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (составлено по материалам: [Smiley, 1972] и Е.Л. Лебедева [19836])

В ОЧВП двойной линией показано резкое доминирование хвойных, пунктирной — содержание покрытосеменных (по В.А. Самылиной [1974]) в арманской флоре пояса

сеноманских флор мы в целом остаемся на точке зрения В.А. Самылиной [1976]. Но поскольку, судя по составу североалаяских флор, похолодание падает на рубеж раннего—позднего мела, то ариндские флоры ОЧВП, в которых еще встречаются скопления цикадофитов, по нашему мнению, не переходят в поздний мел (см. гл. VI, 4).

Усть-эмунерэские флоры ОЧВП соответствуют верхам VI зоны Северной Аляски, где в условиях кампанского оптимума повышается роль покрытосеменных и падает — хвойных (см. рис. 22).

В Южной Аляске меловые флоры известны из бассейна нижнего течения р. Юкон и п-ова Аляска. По р. Юкон А. Голлик [Hollick, 1930] описал флору в основном из свит Мелози и Кальтаг. По последним данным эти континентальные отложения располагаются примерно на одном уровне и залегают на разных слоях свиты Нулато, содержащей фауну не только альба (Gastrolites), но и сеномана в верхах, в том числе аммониты Turritiles acutus Passy, а также немногие растения [Imlay, Reeside, 1954; Patton, Bickel, 1956; Patton, 1973]. Первоначально свиту Мелози располагали ниже морских слоев Нулато. В настоящее время ее рассматривают как краевую фацию формации Кальтаг. Мощные (до 3000 м) угленосные отложения сложены регрессивной серией пород от морских внизу до континентальных вверху. Полагают, что контакт с перекрывающими континентальными отложениями, по-видимому, является диахронным (скользит во времени). Флора Мелози—Кальтаг, скорее всего, соответствует сеноману, видимо позднему. Голлик относил эти флоры к нижней части позднего мела. Позднее их иногда относили к альбу [Imlay, Reeside, 1954]. В. Белл [Bell, 1963] подверг сомнению эту точку зрения, указав на значительное сходство между флорами свиты Кальтаг и свиты Данвеган (сеноман) Западной Канады.

Во флоре Мелози—Кальтаг встречаются крупнолистные платановые (Platanus, Credneria, Pseudoprotophyllum, Pseudoaspidiophyllum), отмечены также Castallites, Menispermities, Cinnamomum, Magnolia, Cissites, Leguminosites, Araelaephyllum, Viburnum и др. Определения Betula, Juglans и Piper отсюда недостоверны [Байковская, 1956]. Среди хвойных разнообразны Sequoia, Cephalotaxopsis, встречаются Podozamites, Glyptostrobus и Protophyllocladus. Для цикадофитов отмечены Pterophyllum, различные Nilssonina, Cy-

Возраст	Перевал Кроунест	Нордэгг
Палеоген	Поркупайн	Саундерс
	Уиллоу Крик	
Верхний мел	Мари Ривер	
	Бэрпо	
	Белли Ривер	
	Серия Альберта	Серия Альберта
	Валиаби	Валиаби
	Кардиум	Кардиум
Нижний мел	Бдэкстон	Блэкстон
	Горизонт Кроунест	
	Милл Крик	
	Бивер	Бивер
	Глэдстон конгломерат	Глэдстон конгломерат
Юра	Кутенай	Никанассин
	Ферри	Ферри
Триас	Спрей Ривер	Спрей Ривер

Рис. 26. Сопоставление мезозойских отложений Южной Альберты в Западной Канаде (по [Stelck et al., 1972] и В.А. Вахрамееву [1974])

Рис. 27. Меловые флористические комплексы штатов Альберта и Британская Колумбия в Западной Канаде (по В.А. Вахрамееву [1974])

Возраст	Альберта и Британская Колумбия
Альб	Верхняя флора свиты Коммошен и свиты Милл Крик
	Флора верхней части свиты Бивер, нижней — Коммошен
Апт	Флора свит Глэдстон (фашия Лускар)
Неоком	
	Флора свиты Кутенай

cadites (?). Среди Ginkgo встречаются рассеченные формы типа *G. concinna* Heer. Как отмечает В.А. Самылина [1976], многие папоротники, описанные Голликом, сходны с *Birisia* и *Coniopteris*. Флора Мелози—Кальтаг по составу соответствует флоре Данэ-гана.

По разнообразию листьев *Platanaceae*, *Menispermites*, присутствию *Castaliites*, *Leguminosites*, *Nilssonia alaskana* Holl., *N. yukonensis* Holl., *N. comptula approximata* Holl. (близкого к *N. serrotina* Heer), возможному присутствию *Cycadites*, находкам *Podozamites* флора Мелози—Кальтаг соответствует гребенкинской флоре Северо-Востока СССР и ее аналогу — дукчандинскому комплексу, произрастающему в возвышенных местообитаниях ОЧВП (см. рис. 22).

На пове Аляска Голлик [Hollick, 1930] описал флору из средней и верхней части свиты Чигник. В.А. Красилов [1979] считает, что нижний комплекс соответствует гилляцкой (сантон), а верхний — жонкьерской (кампан) флорам Сахалина. В обоих комплексах присутствует "*Rulac*" *quercifolium* Holl. Массовое появление листьев этого типа на Северо-Востоке СССР падает примерно на кампанское время. В пределах ОЧВП флоры этого уровня наиболее полно представлены в усть-эмунерэтском комплексе Центрально-Чукотского сектора.

В охарактеризованной аммонитами нижне-среднеальбской свите Кенникот в долине р. Читина [Imlay, Reeside, 1954] собрана небольшая коллекция. В.А. Самылина считает, что определенные отсюда Нолтоном [Moffit, 1938] *Zamites*, *Cycadites* и *Otozamites*, возможно, относятся к *Heilungia*, *Butefia* и *Desmiophyllum*.

Несколько моложе небольшая альбская флора из свиты Кэнтуэлл в Аляскинском

хребте [Imlay, Reeside, 1954]. По присутствию *Cephalotaxopsis microphylla* Font., *Sequoia obovata* Knowlt., *Castaliites* и др. возраст ее, скорее всего, не древнее позднего альба.

Сопоставление сибирских флор с меловыми флорами Западной Канады впервые рассматривали В.А. Вахрамеев [Вахрамеев, Долуденко, 1961], подробно остановившийся на анализе флористических комплексов Канады, затем А.И. Киричкова [1965, 1970; Киричкова, Сластенов, 1975] и В.А. Самылина [1967, 1976]. В.А. Самылина отмечает, что меловые флоры штатов Альберта и Британская Колумбия Западной Канады произрастали в пограничной зоне между теплоумеренной Канадской и субтропической и тропической Потомакской областями. Границу между ними В.А. Вахрамеев [1972] проводит южнее рассматриваемых флор. Однако В.А. Самылина [1976] предполагает, что из-за некоторых особенностей состава границу следует проводить севернее района их распространения.

В южной части штатов Альберта и Британская Колумбия Белл [Bell, 1956] из нижнемеловых отложений предгорий Скалистых гор выделяет три комплекса флоры, которые он датирует соответственно как неок, апт и альб. Меловые флоры отсюда изучались и ранее [Berry, 1929; Dawson, 1883, 1886, 1893; Knowlton (in [Wilson, 1916]); Penhallow, 1907; Warren, 1927]. Позднее возраст отложений, из которых происходят эти комплексы, подвергся некоторому уточнению. Наиболее полная сводка об этом приведена в работе В.А. Вахрамеева [1974], который считает, что здесь можно выделить четыре флористических комплекса (рис. 26, 27). Соотношение между основными группами растений в раннемеловых флорах Западной Канады (по: [Bell, 1956]) приведены в табл. 9.

Нижний комплекс Белла происходит из свиты Кутенай и некоторых ее стратиграфических аналогов. В свите Кутенай флороносные слои залегают на морских породах с фауной позднего портланда (средняя часть волжского яруса), где среди прочих форм обнаружен аммонит *Titanites occidentalis* Frebold. [Frebold, 1954; Вахрамеев, 1974]. Белл [Bell, 1956] относил флору свиты Кутенай к неок, тогда как другие исследователи относили ее к верхам юры [Gussow, 1960]. Для кутенайской флоры наиболее характерны *Coniopteris brevifolia* (Font.) Bell, *C. yukonensis* Bell, *Cladophlebis virginensis* Font., *C. heterophylla* Font., *Sphenopteris acrodentata* Font., *Ginkgo pluripartita* (Schimp.) Heer, *G. nana* (Dawson) Bell, *G. cf. lepida* Heer, *Czekanowskia cf. rigida* Heer, *Nilssoniaschaumburgensis* (Dunk.) Nath., *Ctenis borealis* Dawson, *Pityophyllum cf. nordenskioldii* (Heer) Nath., *Podozamites lanceolatus* (L. et H.) Braun.

В.А. Вахрамеев [1974; Вахрамеев, Долуденко, 1961] считает, что флора свиты Кутенай наиболее близка к флоре солонийского комплекса Бурейского бассейна, относящегося к раннему неок. Проведенный им анализ описаний и изображений отдельных видов, помещенных в работе Белла [Bell, 1956], позволил выявить сходство ряда форм, описанных Беллом под другими видовыми наименованиями, с солонийскими растениями. В частности, значительное сходство обнаруживают виды *Pterophyllum*, отнесенные Беллом к роду *Ptilophyllum*.

По уровню развития флора свиты Кутенай примерно соответствует матийскому комплексу ОЧВП (табл. 9). В кутенайской флоре (ранний неок), как и в матийской (берриас-валанжин), наиболее широко развиты цикадофиты (32 и 22% соответственно) и гинкгофиты (17 и 24%), значение которых падает к верхам раннего мела. Относительно большее количество цикадофитов (и меньшее гинкгофитов) в свите Кутенай, видимо, объясняется произрастанием ее в более теплой климатической зоне. С этим связано и присутствие в ней *Onychiopsis*, *Klukia*, *Dictyophyllum*.

На отложениях свиты Кутенай с размывом залегает серия Блэрмор, которая в южной части провинции Альберта подразделяется на три свиты (снизу вверх): Глэдстон, Бивер и Милл-Крик. Из двух нижних свит Белл [Bell, 1956] выделяет средний комплекс ("нижнюю флору Блэрмор"), а верхний комплекс ("верхняя флора Блэрмор") происходит из верхов серии Блэрмор (свита Милл-Крик). В.А. Вахрамеев [1974] считает, что в серии Блэрмор присутствуют три комплекса флоры (см. рис. 27).

Второй комплекс (если к первому относить флору свиты Кутенай) происходит из свиты Глэдстон и ее аналогов, расположенных севернее (свиты Лускар, Гетинг). Отсюда Белл [Bell, 1956] определил многие формы, известные в кутенайской флоре. Появляются *Gleichenites*, *Elatides* и *Athrotaxites berryi*. Постоянно присутствуют *Onychiopsis* и *Ruffordia*. Исчезают многие цикадофиты. Покрытосеменные неизвестны.

Таблица 9
Соотношение между основными группами растений
(по отпечаткам листьев)
в раннемеловых флорах Западной Канады (по: [Bell, 1956])

Группы растений	Флора свиты Кутенай	"Нижняя флора Блэр-мор"	"Верхняя флора Блэр-мор"
Папоротники	4,3	3,1	1,7
Цикадофиты	31,9	31,5	11,9
Гинкгофиты	17,0	12,3	—
Хвойные	14,9	20,0	18,6
Покрытосеменные	—	3,1	39,0

В.А. Вахрамеев [1974] этот комплекс сопоставляет с силлапским комплексом Северо-Востока, относимым к апту. В ОЧВП данная флора отсутствует. Севернее описанного района, в слоях, перекрывающих аналогичную флору, обнаружены аммониты *Gastrolites* — *Paragastrolites*, относящиеся к среднему альбу [Вахрамеев, 1974; Stott, 1963, 1968].

Третий комплекс, по В.А. Вахрамееву [1974], происходит из верхней части свиты Бивер и свит Гейтс, Коммошин (см. рис. 27). Здесь появляются папоротники типа *Asplenium*, *Adiantites*, *Arctopteris*, хвойные *Cephalotaxopsis*, *Elatocladus*. Повышается роль хвойных, появляются мелколистные покрытосеменные *Sapindopsis*. Возраст третьего комплекса ранне-среднеальбский, судя по переходу свиты Бивер к северу в морские отложения соответствующего возраста [Вахрамеев, 1974; Stott, 1963, 1968]. Третий комплекс сопоставляется с буоркемюсской флорой Северо-Востока СССР. В ОЧВП к этому уровню относятся флоры ядринского комплекса. Еманринский комплекс ОЧВП соответствует или верхам третьего комплекса, или частично приходится на возможный перерыв между свитами Бивер и Милл-Крик (см. рис. 22).

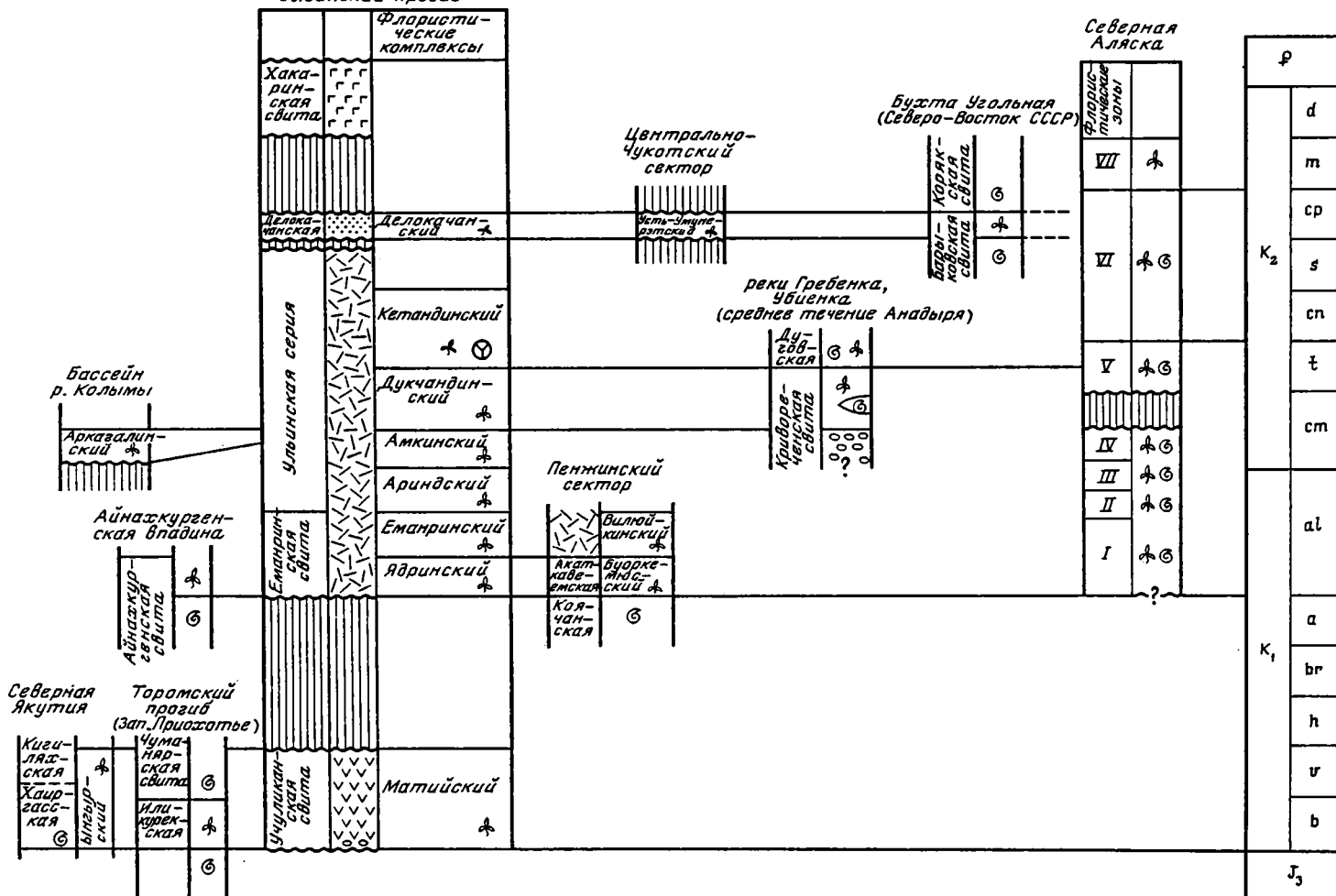
"Верхняя флора Блэрмор", по Беллу [Bell, 1956], или четвертый комплекс, по В.А. Вахрамееву [1974], происходит из верхов серии Блэрмор из свиты Милл-Крик, а также из ее стратиграфических аналогов в верхней части свиты Коммошин [Stott, 1963]. Контакт между свитами Бивер и Милл-Крик не вполне ясен, возможно, между ними существует перерыв (см. рис. 22, 26, 27). К верхам свиты приурочен горизонт вулканогенных пород [Вахрамеев, 1974]. В низах вышележащей свиты Блэкстон обнаружены позднеальбские фораминиферы. Континентальные слои Коммошин залегают над породами с аммонитами верхов среднего альба (*Gastrolites*, *Paragastrolites*) и под морскими породами с позднеальбскими аммонитами — *Neogastrolites*. Отсюда возраст четвертого комплекса позднеальбский [Вахрамеев, 1974; Stott, 1963, 1968]. Как указывает В.А. Вахрамеев, четвертый комплекс не всегда может быть отделен от третьего.

В четвертом комплексе покрытосеменные составляют до 39%, продолжает падать разнообразие цикадофитов (до 12% против 21,5% в "нижней" флоре), гинкгофиты исчезают. Почти все покрытосеменные в разрезах Западной Канады появляются впервые, например *Populites*, *Ficus*, *Trochodendroides*, *Menispermities*, *Nelumbites*, *Magnolia*?, *Cinnamomoides*, *Platanus*, *Rhamnites*, *Celastrorphyllum*, *Araliaephyllum* и др. Ряд родов представлен крупнолистными формами. Заметно обновляется систематический состав папоротников и особенно хвойных, среди которых появляются *Sequoia condita* Lesq., *Cyparissidium gracile*? Heer, *Pagiophyllum ambiguum* (Heer) Sew., *Brachyphyllum crassicaule* Font.

По уровню развития четвертый комплекс соответствует арманской, как и считала В.А. Самылина [1976], и ариндской флорам ОЧВП (см. рис. 22). В.А. Самылина отмечает, что среди местонахождений "верхней флоры Блэрмор" наряду с точками, где преобладали покрытосеменные, встречаются захоронения, где доминируют папоротники и голосеменные, т.е. проявляется та же особенность, что и для арманско-ариндской флоры Северо-Востока СССР.

В Западной Канаде известна и более молодая флора, описанная Беллом [Bell, 1963] из свиты Данвеган в верхнем течении р. Пис-Ривер. По фауне, встреченной в той же свите — *Inoceramus dunvengensis* McLearn, *I. athabaskensis* McLearn, *I. rutherfordii* Warren —

Ульянский прогиб



она относится к позднему сеноману [Stott, 1961, 1968]. По данным Айриш [Irish, 1965], граница между сеноманом и тураном проходит несколько выше свиты Данвеган, внутри перекрывающей ее свиты Каскаро с туронской фауной [Красилов, 1979].

Во флоре Данвегана преобладающая роль принадлежит покрытосеменным (66%), многие из которых (11 видов из 43) относятся к платановым: *Platanus*, *Credneria*, *Protophyllum*, *Pseudoprotophyllum*, *Aspidiophyllum*, *Pseudoaspidiophyllum*. Прочие покрытосеменные представлены *Dryophyllum*, *Ficus*, *Castaliites*, *Trochodendroides* (*Cercidiphyllum*?), *Menispermities*, *Magnolia*, *Laurophyllum*, *Dalbergia*, *Leguminosites*, *Araliaephyllum*, *Hedera* и др. Хвойные представлены 9 видами и 9 родами (около 14%). Среди них появляется *Protophyllocladus polymorphus* (Lesq.) Berry. Цикадофиты (*Pseudocycas*, *Pseudocatenis*) и гинкговые (*Ginkgo*, *Baiera*) составляют примерно по 3% от общего состава.

По разнообразию покрытосеменных, особенно платановых, присутствию *Castaliites*, *Menispermities*, *Dalbergia*, *Leguminosites*, а также *Pseudocycas* и тонкорассеченной *Baiera* флора свиты Данвеган хорошо соответствует гребенкинской флоре Северо-Востока СССР, возраст которой по соотношению с морской фауной также захватывает поздний сеноман [Девятилова и др., 1980], а следовательно, и ее аналогам, произрастававшим в возвышенных местообитаниях — дукчандинской флоре ОЧВП (см. рис. 22).

Итак, возраст меловых флористических комплексов ОЧВП, а следовательно, и выделенных на их основе горизонтов (см. гл. II, 8), основывается на сопоставлении ряда комплексов пояса с фаунистически датированными флорами Северо-Востока СССР и Северной Аляски (рис. 28). Учитывались также данные по изменениям состава комплексов, связанным с изменениями климата.

Матийский флористический комплекс обнаружен в основании разреза вулканогенных образований ОЧВП, отлагавшегося во время нижнего этапа андезитового вулканизма. Матийский комплекс сопоставляется с илинурекской флорой Западного Приохотья, соответствующей берриасу по залеганию вмещающих пород между морскими слоями с бухиями волжского и валанжинского ярусов [Лебедев, 1974а]. Матийский комплекс близок также к ынгырскому комплексу Якутии, где содержащая его кигильская свита залегает на морских берриасских отложениях хаиргасской свиты [Киричкова, 1979]. Таким образом, возраст матийского комплекса примерно соответствует берриас—валанжину.

Позднеэокомские и аптские флоры в пределах ОЧВП вследствие регионального перепада практически неизвестны. Более молодые флоры ОЧВП связаны с началом этапа контрастного вулканизма и относятся к флорам буоркемюсского (ядринского) уровня. На Северо-Востоке СССР имеются три района, где известно залегание толщ, содержащих буоркемюсскую флору на фаунистически охарактеризованных морских слоях. В пределах ОЧВП такое соотношение известно в Пенжинском секторе. Здесь, в бассейне р. Пенжины терригенные отложения ненеитской свиты с буоркемюсской флорой залегают на морской — коянчанской свите с фауной, скорее всего, позднего апта (см. рис. 28). Флора буоркемюсского типа известна здесь и из вулканогенных образований скальнинской толщи (по схеме В.Ф. Белого), залегающей на позднеаптской майской толще. По западному борту ОЧВП, в Айнахкургенской впадине терригенные породы верхней подсвиты айнахкургенской свиты с многочисленными растениями буоркемюсского комплекса залегают на нижней айнахкургенской подсвите с ауцеллинами, скорее всего, позднеаптского возраста. На айнахкургенской залегают чимчемельская свита с буоркемюсской флорой (см. гл. II, 5). Подобное соотношение известно и в Умкувемской впадине [Самылина, 1976]. В Северной Аляске с буоркемюсским комплексом сопоставляется I флористическая зона, которая по соотношению с морскими слоями не выходит за пределы раннего—среднего альба. Буоркемюсскую флору Северо-Востока (а следовательно, и ядринскую ОЧВП) мы относим к раннему альбу, хотя не исключено, что она может захватывать и часть среднего альба.

Емаринский комплекс ОЧВП по сопоставлению с флорами Северной Аляски может захватывать средний или часть позднего альба. Однако по мелколистности покрытосеменных он относится к первому этапу развития ранних покрытосеменных, не выходящего, по В.А. Вахрамееву, за пределы среднего альба (см. гл. II, 1).

Рис. 28. Обоснование возраста меловых флористических комплексов из вулканогенных образований Ульинского прогиба Охотско-Чукотского пояса по сопоставлению с фаунистически датированными флорами Северо-Востока СССР и Северной Аляски. Условные обозначения см. рис. 30.

Ариндский (арманский) комплекс ОЧВП по сопоставлению с флорами Северной Аляски и Канады относится к позднему альбу. В пределах ОЧВП на этом уровне отмечаются скопления цикадофитов. Поэтому данные флоры, по нашему мнению, не переходят рубеж раннего позднего мела, на который приходится экстремальное похолодание (см. гл. VII, VIII). В Западной Канаде к этому уровню может относиться флора свиты Милл-Крик серии Блэрмор, относящейся по соотношению с морскими слоями к верхнему альбу.

Амкинские, наиболее распространенные в ОЧВП флоры, характеризующиеся резким доминированием хвойных, по залеганию их в Ульяновском прогибе ниже дукчандинского комплекса (см. гл. II, 18), одновозрастного гребенкинскому, в практических целях отнесены к раннему сеноману, хотя, судя по климатостратиграфическим построениям, они могут захватывать и верхи альба (см. рис. 25).

Дукчандинский комплекс ОЧВП с доминированием покрытосеменных сопоставляется с гребенкинской флорой бассейна р. Анадырь. Возраст последней по находкам морской фауны в бассейнах рек Гребенка и Убиенка примерно соответствует сеноману—раннему турону (см. рис. 28). В Северной Аляске гребенкинскому уровню соответствуют низы V флористической зоны, датированной туроном. К этому же уровню относятся флоры свиты Мелози—Кальтаг Южной Аляски и Данвеган—Западной Канады, возраст которых по соотношению с морскими слоями примерно отвечает позднему сеноману.

Нижняя граница появления гребенкинского комплекса захватывает и часть раннего сеномана, что следует из возрастного положения гинтеровской флоры, которая, по нашему мнению, коррелирует с гребенкинской (см. выше).

По данным М.А. Пергамент [1978], сеноманские отложения севера Тихоокеанской области по иноцерамам делятся на три региональные зоны (снизу): *Inoceramus aff. crispus* Mant., *I. pennatulus* Perg., *I. nipponicus* (Nag. et Mats.) — *I. scalprum* Boehm. Гинтеровская флора из средней части одноименной свиты соответствует средней зоне *I. pennatulus* [Пергамент, 1978, рис. 8]. Эта зона, по мнению М.А. Пергамент, отвечает как части позднего, так и части раннего сеномана. Однако отнесение гребенкинской флоры (как это иногда определяется) к границе альба—сеномана, а тем более к концу позднего альба, маловероятно, так как на рубеж раннего и позднего мела приходится похолодание, а гребенкинская флора достаточно теплолюбива: в ней встречаются скопления цикадофитов, в том числе *Cycadites*, формы, более характерной в целом для южных флор [Мезозойские..., 1980].

Кетандинский комплекс ОЧВП, относящийся к верхам основного этапа контрастного вулканизма, по спорово-пыльцевым данным и листовой флоре отнесен к верхам турона—коньяку.

Аянкинский комплекс ОЧВП сопоставляется с флорами барыковской свиты бухты Угольной и верхнебыстринской подсвиты Северо-Западной Камчатки. Возраст последних по соотношению с морскими слоями относится к раннему кампану (см. гл. II, 5). Флоры усть-эмунерэтского типа ОЧВП по мелколистности покрытосеменных и массовому появлению листьев *Quercus tchucotica* ("Rulac" *quercifolium*) соответствуют кампану, вероятно среднему (см. гл. II, 6). Флоры данного типа произрастали в условиях кампанского оптимума, которому в Северной Аляске соответствуют верхи VI флористической зоны.

Во флорах ОЧВП хорошо выявляется климатогенная природа смены флористических комплексов. Так, в альбе в связи с последовательным похолоданием климата и большой его продолжительностью, по данным многих авторов, в том числе и по палинологическим исследованиям [Самылина, 1974а; Киричкова, 1979; Маркевич, 1982; Лебедев, 1979], уверенно выделяются три комплекса, хотя мы и не можем говорить о точном соответствии их границ с подразделениями альба. При более быстрой смене климатических условий во время экстремального амкинского похолодания комплексы сменялись быстрее (см. гл. II, 8).

Распределение флористических комплексов ОЧВП по возрастам и их сопоставление с рассмотренными выше фаунистическими датированными флорами других районов показано на рис. 22, 28.

ВОЗРАСТ ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНОГЕННОГО ПОЯСА И ЭТАПНОСТЬ ЕГО РАЗВИТИЯ

ОЧВП является тектонотипом краевых вулканогенных поясов. Впервые эту структуру выделил в 30-е годы С.В. Обручев [1934, 1938], которую он назвал Охотско-Чаунской дугой разрывов и рассматривал в качестве аналога современных островных дуг ("древняя вулканическая дуга"). Большое значение для развития представлений об ОЧВП имели работы Е.К. Устиева [1959, 1963а, б, 1965]. Природу ОЧВП и других вулканогенных поясов рассматривали также В.А. Титов, Л.А. и Б.А. Снятковы, А.А. Богданов, М.В. Муратов, В.Е. Хаин [1963], Б.А. Петрушевский [1964], Г.М. Власов [1966, 1980], Н.А. Шило [1974, 1978], Л.И. Красный [1964, 1973], М.И. Ицикзон и др. [1965], М.С. Нагибина, Ю.М. Пушаровский [1972], С.М. Тильман, Н.И. Филатова, Г.М. Фремд [1970], Г.Е. Некрасов, Н.Б. Заборовская и другие, а также В.Ф. Белый, уделяющий большое внимание происхождению ОЧВП [1963, 1966, 1969б, 1974а, б, 1977, 1978; Белый и др., 1966, 1970б, 1972]. В большинстве случаев эти структуры отождествляют с планетарными глубинными разломами, но единого мнения по данному вопросу нет.

Н.Б. Заборовская [1978], рассматривая современные взгляды на природу вулканогенных поясов, и в первую очередь на природу ОЧВП, сводит существующие мнения к следующим: пояса — это 1) образования начального этапа заложения геосинклинальных прогибов, окраинные пояса складчатых зон [Шатский, Богданов, 1957; Богданов, 1959; Устиев, 1959; Аникеев, Титов, 1966; Геология СССР, 1970]; 2) образования орогенного этапа развития геосинклинальных зон [Сперанская, 1962а,б; 1963а,б; 1964; Заборовская и др., 1965; Маркова, 1968; Моссаковский, 1970, 1975; Белый, 1974б; Заборовская, Некрасов, 1977]; 3) частный случай выражения краевых прогибов [Богданов и др., 1963; Ицикзон, Красный, 1962; Белый, Тильман, 1964]; 4) аналог современных островных дуг [Обручев, 1934, 1938; Л.А. и Б.А. Снятковы, 1958; Устиев, 1959; Власов, 1966]; 5) особая категория пограничных структур, не принадлежащая ни к платформенным, ни к орогенным структурам [Белый, Тильман, 1966; Нагибина, Пушаровский, 1966; Нагибина, 1966; Пушаровский, 1972].

Многие исследователи связывают краевые вулканогенные пояса, в том числе и ОЧВП, с полого падающими под континент палеосейсмофокальными зонами. Об этом говорится, например, в работе А.В. Пейве с соавторами [1976] и в других работах. Так, Л.П. Зоненшайн и др. [1976] указывают, что для активных окраин континентов, связанных с палеосейсмофокальными зонами, характерны три основных структурных элемента (по направлению от океана к континенту): 1) глубоководный желоб; 2) осадочная терраса между желобом и краем континента; 3) поднятые горные цепи с интенсивным магматизмом. По их мнению [1976, с. 160], "окраины зон андийского типа с присущими им континентальными вулканоплутоническими комплексами формируются одновременно с крупными перестройками в движении литосферных плит". На Северо-Востоке СССР, восточнее ОЧВП В.М. Моралев, Г.Ф. Григораш [1976] и Н.И. Филатова [1979] указывают предполагаемые выходы палеосейсмофокальных зон, а Г.Е. Некрасов [1971] на п-ове Тайгонос и в Пенжинском крае для раннего мела выделяет аналоги современных эпиконтинентальных впадин, островных дуг и глубоководных желобов.

Г.Е. Некрасов [1976] и Н.Б. Заборовская [1978] предлагают рассматривать ОЧВП как "единый латеральный ряд орогенных вулканогенно-молассовых и гранитоидных формаций позднеюрского—мелового возраста (а не отдельные его зоны или возрастные комплексы), сформировавшийся в заключительной стадии развития позднемезозойской Тайгонско-Западно-Корякской геосинклинальной системы в результате последовательной миграции орогенного магматизма с юго-востока на северо-запад, генетически связанный с развитием этой геосинклинальной системы, а пространственно приуроченный к краевой части мезозойского материка". Близкие взгляды о природе верхнепалеозойского вулканогенного пояса Евразии развивал и А.А. Моссаковский [1970, 1975].

В.Ф. Белый [1977, 1978] считает, что ОЧВП представляет собой самостоятельную сложно построенную отрицательную тектоническую структуру в целом наложенного

Ариндский (арманский) комплекс ОЧВП по сопоставлению с флорами Северной Аляски и Канады относится к позднему альбу. В пределах ОЧВП на этом уровне отмечаются скопления цикадофитов. Поэтому данные флоры, по нашему мнению, не переходят рубеж раннего позднего мела, на который приходится экстремальное похолодание (см. гл. VII, VIII). В Западной Канаде к этому уровню может относиться флора свиты Милл-Крик серии Блэрмор, относящейся по соотношению с морскими слоями к верхнему альбу.

Амкинские, наиболее распространенные в ОЧВП флоры, характеризующиеся резким доминированием хвойных, по залеганию их в Ульяновском прогибе ниже дукчандинского комплекса (см. гл. II, 1В), одновозрастного гребенкинскому, в практических целях отнесены к раннему сеноману, хотя, судя по климатостратиграфическим построениям, они могут захватывать и верхи альба (см. рис. 25).

Дукчандинский комплекс ОЧВП с доминированием покрытосеменных сопоставляется с гребенкинской флорой бассейна р. Анадырь. Возраст последней по находкам морской фауны в бассейнах рек Гребенка и Убиенка примерно соответствует сеноману—раннему турону (см. рис. 28). В Северной Аляске гребенкинскому уровню соответствуют низы V флористической зоны, датированной туроном. К этому же уровню относятся флоры свит Мелози—Кальтаг Южной Аляски и Данвеган—Западной Канады, возраст которых по соотношению с морскими слоями примерно отвечает позднему сеноману.

Нижняя граница появления гребенкинского комплекса захватывает и часть раннего сеномана, что следует из возрастного положения гинтеровской флоры, которая, по нашему мнению, коррелирует с гребенкинской (см. выше).

По данным М.А. Пергамент [1978], сеноманские отложения севера Тихоокеанской области по иноцерамам делятся на три региональные зоны (снизу): *Inoceramus aff. crispis* Mant., *I. pennatulus* Perg., *I. nipponicus* (Nag. et Mats.) — *I. scalprum* Boehm. Гинтеровская флора из средней части одноименной свиты соответствует средней зоне *I. pennatulus* [Пергамент, 1978, рис. 8]. Эта зона, по мнению М.А. Пергамент, отвечает как части позднего, так и части раннего сеномана. Однако отнесение гребенкинской флоры (как это иногда определяется) к границе альба—сеномана, а тем более к концу позднего альба, маловероятно, так как на рубеж раннего и позднего мела приходится похолодание, а гребенкинская флора достаточно теплолюбива: в ней встречаются скопления цикадофитов, в том числе *Cycadites*, формы, более характерной в целом для южных флор [Мезозойские..., 1980].

Кетандинский комплекс ОЧВП, относящийся к верхам основного этапа контрастного вулканизма, по спорово-пыльцевым данным и листовой флоре отнесен к верхам турона—коньяку.

Аянкинский комплекс ОЧВП сопоставляется с флорами барыковской свиты бухты Угольной и верхнебыстринской подсвиты Северо-Западной Камчатки. Возраст последних по соотношению с морскими слоями относится к раннему кампану (см. гл. II, 5). Флоры усть-эмунерэтского типа ОЧВП по мелколистности покрытосеменных и массовому появлению листьев *Quercus tchucotica* ("Rulac" *quercifolium*) соответствуют кампану, вероятно среднему (см. гл. II, 6). Флоры данного типа произрастали в условиях кампанского оптимума, которому в Северной Аляске соответствуют верхи VI флористической зоны.

Во флорах ОЧВП хорошо выявляется климатогенная природа смены флористических комплексов. Так, в альбе в связи с последовательным похолоданием климата и большой его продолжительностью, по данным многих авторов, в том числе и по палинологическим исследованиям [Самылина, 1974а; Киричкова, 1979; Маркевич, 1982; Лебедев, 1979], уверенно выделяются три комплекса, хотя мы и не можем говорить о точном соответствии их границ с подразделениями альба. При более быстрой смене климатических условий во время экстремального амкинского похолодания комплексы сменялись быстрее (см. гл. II, 8).

Распределение флористических комплексов ОЧВП по возрастам и их сопоставление с рассмотренными выше фаунистическими датированными флорами других районов показано на рис. 22, 28.

ВОЗРАСТ ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНОГЕННОГО ПОЯСА И ЭТАПНОСТЬ ЕГО РАЗВИТИЯ

ОЧВП является тектонотипом краевых вулканогенных поясов. Впервые эту структуру выделил в 30-е годы С.В. Обручев [1934, 1938], которую он назвал Охотско-Чаунской дугой разрывов и рассматривал в качестве аналога современных островных дуг ("древняя вулканическая дуга"). Большое значение для развития представлений об ОЧВП имели работы Е.К. Устиева [1959, 1963а, б, 1965]. Природу ОЧВП и других вулканогенных поясов рассматривали также В.А. Титов, Л.А. и Б.А. Снятковы, А.А. Богданов, М.В. Муратов, В.Е. Хаин [1963], Б.А. Петрушевский [1964], Г.М. Власов [1966, 1980], Н.А. Шило [1974, 1978], Л.И. Красный [1964, 1973], М.И. Ицикзон и др. [1965], М.С. Нагибина, Ю.М. Пушаровский [1972], С.М. Тильман, Н.И. Филатова, Г.М. Фремд [1970], Г.Е. Некрасов, Н.Б. Заборовская и другие, а также В.Ф. Белый, уделяющий большое внимание происхождению ОЧВП [1963, 1966, 1969б, 1974а, б, 1977, 1978; Белый и др., 1966, 1970б, 1972]. В большинстве случаев эти структуры отождествляют с планетарными глубинными разломами, но единого мнения по данному вопросу нет.

Н.Б. Заборовская [1978], рассматривая современные взгляды на природу вулканогенных поясов, и в первую очередь на природу ОЧВП, сводит существующие мнения к следующим: пояса — это 1) образования начального этапа заложения геосинклинальных прогибов, окраинные пояса складчатых зон [Шатский, Богданов, 1957; Богданов, 1959; Устиев, 1959; Аникеев, Титов, 1966; Геология СССР, 1970]; 2) образования орогенного этапа развития геосинклинальных зон [Сперанская, 1962а,б; 1963а,б; 1964; Заборовская и др., 1965; Маркова, 1968; Моссаковский, 1970, 1975; Белый, 1974б; Заборовская, Некрасов, 1977]; 3) частный случай выражения краевых прогибов [Богданов и др., 1963; Ицикзон, Красный, 1962; Белый, Тильман, 1964]; 4) аналог современных островных дуг [Обручев, 1934, 1938; Л.А. и Б.А. Снятковы, 1958; Устиев, 1959; Власов, 1966]; 5) особая категория пограничных структур, не принадлежащая ни к платформенным, ни к орогенным структурам [Белый, Тильман, 1966; Нагибина, Пушаровский, 1966; Нагибина, 1966; Пушаровский, 1972].

Многие исследователи связывают краевые вулканогенные пояса, в том числе и ОЧВП, с полого падающими под континент палеосейсмофокальными зонами. Об этом говорится, например, в работе А.В. Пейве с соавторами [1976] и в других работах. Так, Л.П. Зоненшайн и др. [1976] указывают, что для активных окраин континентов, связанных с палеосейсмофокальными зонами, характерны три основных структурных элемента (по направлению от океана к континенту): 1) глубоководный желоб; 2) осадочная терраса между желобом и краем континента; 3) поднятые горные цепи с интенсивным магматизмом. По их мнению [1976, с. 160], "окраины зон андийского типа с присущими им континентальными вулканоплутоническими комплексами формируются одновременно с крупными перестройками в движении литосферных плит". На Северо-Востоке СССР, восточнее ОЧВП В.М. Моралев, Г.Ф. Григораш [1976] и Н.И. Филатова [1979] указывают предполагаемые выходы палеосейсмофокальных зон, а Г.Е. Некрасов [1971] на п-ове Тайгонос и в Пенжинском крае для раннего мела выделяет аналоги современных эпиконтинентальных впадин, островных дуг и глубоководных желобов.

Г.Е. Некрасов [1976] и Н.Б. Заборовская [1978] предлагают рассматривать ОЧВП как "единый латеральный ряд орогенных вулканогенно-молассовых и гранитоидных формаций позднеюрского—мелового возраста (а не отдельные его зоны или возрастные комплексы), сформировавшийся в заключительной стадии развития позднемезозойской Тайгонско-Западно-Корякской геосинклинальной системы в результате последовательной миграции орогенного магматизма с юго-востока на северо-запад, генетически связанный с развитием этой геосинклинальной системы, а пространственно приуроченный к краевой части мезозойского материка". Близкие взгляды о природе верхнепалеозойского вулканогенного пояса Евразии развивал и А.А. Моссаковский [1970, 1975].

В.Ф. Белый [1977, 1978] считает, что ОЧВП представляет собой самостоятельную сложно построенную отрицательную тектоническую структуру в целом наложенного

типа. Формирование его, как и каждой конкретной отрицательной структуры, было компенсационным явлением, развившимся вследствие выноса громадного объема вещества из недр планеты на поверхность. По его мнению, ОЧВП по всем признакам принадлежит к типу краевых вулканогенных поясов в понимании Н.С. Шатского, А.А. Богданова, М.В. Муратова и В.И. Хаина.

Рассматривая точку зрения Г.Е. Некрасова, В.Ф. Белый указывает, что хотя она не встречает формальных возражений, но, видимо, неправомерна, поскольку ОЧВП является структурой резко наложенного типа и более чем в 4 раза превышает площадь Тайгоносской "андезитовой" геосинклинали, представляющей собой две последовательно сформировавшиеся, но независимые структуры.

Формирование ОЧВП В.Ф. Белый связывает с разнонаправленными вертикальными движениями Верхояно-Чукотского и Корякско-Камчатского регионов. Эти движения сопровождались магматической активизацией разрывных нарушений древнего заложения, вдоль которых уже была образована Тайгоносская "андезитовая" геосинклиналь. Разнонаправленные вертикальные движения, видимо, связаны с растяжением.

ОЧВП входит в состав Восточно-Азиатского вулканогенного пояса, представляющего собой систему самостоятельных, но однотипных краевых (окаинно-материковых) вулканогенных поясов [Геология..., 1978]. Это Охотско-Чукотский, Сихотэ-Алинский, Внутренний Японский (Хонсю-Корейский) и Восточно-Китайский пояса (рис. 29). Как пишет В.Ф. Белый [1978], граница между ними и самостоятельными складчатыми системами кайнозойских, примыкающих к ним со стороны океана, когда можно непосредственно наблюдать, представляет собой зоны вертикальных глубинных разломов. По его мнению [1978, с. 200], "образование краевых вулканогенных поясов Восточно-Азиатской системы в целом отвечает тем рубежам времени, когда в восточной части Азиатского материка завершалось формирование земной коры и начиналось общее поднятие, а геосинклинали переходной зоны, следующие параллельно его краю, вступали в стадию интенсивного прогибания, сопровождавшегося существенно терригенным осадконакоплением".

В.Ф. Белый [1958, 1975б, в, 1977, 1978] подразделяет ОЧВП на две продольные зоны — внешнюю и внутреннюю. Граница между ними отвечает положению границы коры континентального и переходного типов во время формирования пояса. Внутренняя зона подразделяется на подзоны: более западную — унаследованную и восточную — новообразованную. Существует и поперечная (секторная) зональность, отражающая гетерогенность структур основания (см. рис. 2).

По западному борту ОЧВП вулканы пояса залегают резко несогласно на подстилающих структурах. С восточного борта граница пояса в Пенжинско-Анадырском секторе выражена системой крупных разломов, которые следуют параллельно простиранию Пенжинского прогиба Анадырско-Корякской системы. В пределах пояса границы между внешней и внутренней зонами, а внутри последней — между унаследованной и новообразованной подзонами также выражены системами разломов. При переходе от внешней зоны к внутренней существенно изменяются мощности, структуры и состав вулканогенных толщ, петрохимические особенности интрузивных пород, что подробно рассматривают В.Ф. Белый [1977, 1978], Н.И. Филатова [1978] и др. Важнейшей особенностью является большая роль продуктов кислого вулканизма во внешней зоне (около 37% от всего объема) и меньшая — во внутренней (около 13%), где преобладают породы среднего и основного состава.

Значительная роль разломов в формировании ОЧВП хорошо видна из "линейного" строения отдельных секторов (например, Ульяновского) и общего плана строения пояса, представляющего собой (с юга на север) сочетание отрезков северо-восточного, субширотного, снова северо-восточного и северо-западного простираний.

К настоящему времени по вопросу о возрасте и начале формирования ОЧВП имеются две основные точки зрения. Согласно одной, наиболее полно развитой в последних работах В.Ф. Белого [1977], пояс существовал в течение альба-сеномана. По другой, обоснованной Г.Е. Некрасовым [1976] и другими исследователями [Заборовская, 1978; Заборовская и др., 1972], во внутренней зоне пояс развивался с верхов юры — начала раннего мела. Первоначально считалось, что ОЧВП существовал в течение мела — палеогена, захватывая, возможно, верхи юры и низы неогена [Устиев, 1959, 1965]. Но это мнение в целом основывалось на общегеологических построениях, так как палеоботаническое обоснование возраста ОЧВП было недостаточным. Так, флоры, относив-

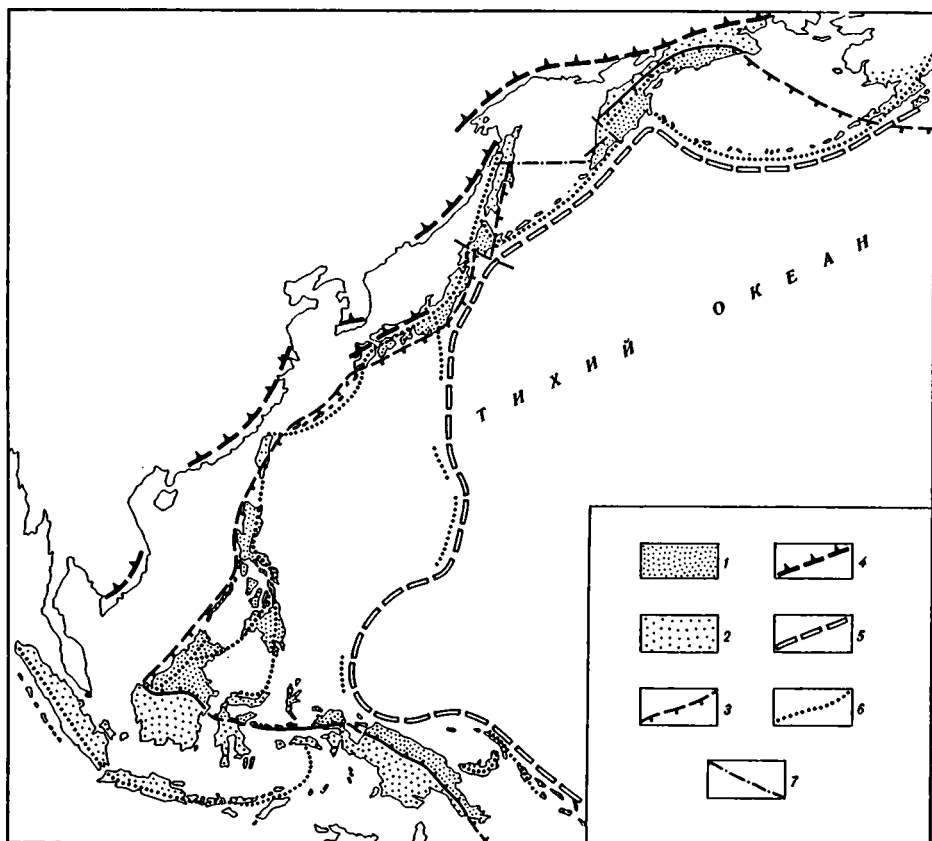


Рис. 29. Соотношение островных дуг и позднемиоценовых структурно-формационных зон в северо-западной части Тихого океана (по В.К. Ротману [1978])

1 — периокеанический базальтовый пояс; 2 — область позднемиоценового терригенного осадконакопления; 3 — "базальтовая линия"; 4 — Восточно-Азиатский вулканоплутонический пояс; 5 — "андезитовая линия"; 6 — вулканические дуги; 7 — разломы

шие ранее к сенону, оказались раннесеноманскими или позднеальбскими и т.п. (см. гл. II, 1). В поясе, действительно, наиболее развиты альб-раннесеноманские флоры, что и создавало впечатление о "мгновенном" развитии ОЧВП. И только сравнительно недавно были выявлены практически неизвестные ранее в ОЧВП позднесеноманские—раннетуронские, раннесеноманские и кампанские флоры, датированные по сопоставлению с приморскими флорами (см. гл. III). Другое дело, что основной объем, как и полагал В.Ф. Белый, сформировался в очень короткий промежуток времени, охватывающий поздний альб—ранний сенон.

На основе корреляции вулканогенных образований по палеоботаническим данным (см. гл. II, 8) в ОЧВП выделяются три основных этапа вулканизма (снизу вверх): 1 — андезитовый (берриас—валанжин); 2 — после перерыва идет вулканизм контрастного, в значительной мере кислого состава, слагающий основной объем пояса (ранний альб—сенон, т.е. длившийся 25 млн лет), далее в вулканическую паузу отлагались мало-мощные в основном осадочные, частично угленосные отложения (кампан); 3 — плато-базальтовый (верхи мела—низы палеогена по данным абсолютного возраста) (рис.30). Между первым и вторым этапами существует региональный предальбский перерыв, прослеженный от Торомского прогиба на юге до Аляски [Patton, 1973].

Многие исследователи не включают в ОЧВП нижний андезитовый этап. Однако на юге пояс является структурой резко наложенного типа, начиная с берриас-валанжинских андезитов, прослеженных по западному борту пояса на 800 км (от южного окончания пояса до бассейна р. Ини) и залегающих с несогласием на породах архей—юры

различных структур (Монголо-Охотская складчатая область, Сибирская платформа, Охотский массив, Яно-Колымская складчатая зона). Это совпадает с данными Г.Е. Некрасова [1976] и других о начале развития ОЧВП во внутренней зоне пояса на п-ове Тайгонс. В то же время в северных участках ОЧВП вследствие миграции максимально-го вулканизма на запад от внутренней зоны пояс по северо-западному борту выглядит структурой резко наложенного типа только с альб-раннесеноманского времени.

Отметим, что когда "нижние" субазральные андезиты Ульяновского прогиба относили к апт-альбу, их включали в ОЧВП, а когда установили их берриас-валанжинский возраст, то исключили из его состава, хотя они структурно тесно связаны с основным этапом контрастного вулканизма.

В северных участках ОЧВП, по данным В.Ф. Белого [1978], морские берриас-валанжинские вулканогенно-осадочные (см. рис. 30) образования приурочены главным образом к новообразованной, а субазральные — к унаследованной подзонам.

Отметим, что отдельные, особенно "немые" андезитовые толщи, помещаемые в низы вышележащего основного этапа контрастного вулканизма, после уточнения их возраста могут оказаться раннеэокомскими. Пока достоверно не установлен возраст угленосной хасынской свиты, условно помещенной на уровень нижнего этапа (см. рис. 30). Желательно также уточнение возраста момолтыкичской свиты.

В предальбский перерыв в северных районах ОЧВП в отдельных прогибах отлагались континентальные или морские, осадочные и вулканогенно-осадочные отложения (см. рис. 30).

Этап контрастного вулканизма, судя по флористическим комплексам, в разных секторах ОЧВП начинался неодновременно, в интервале от раннего (Преддугджурский и Ульяновский прогибы, Пенжинский сектор и другие участки; см. рис. 30) до позднего альба в Охотском секторе. Вероятно, контрастный вулканизм начинался не с самого начала раннего альба, т.е. не с начала существования флор буоркемюсского-ядринского типа, но уточнить этот вопрос можно будет лишь в дальнейшем. В некоторых секторах, например в Пенжинском, намечается скольжение нижней границы основного этапа от раннего альба во внутренней зоне (скальнинская толща) до по меньшей мере позднего альба по западному борту. Обоснование сенонского возраста верхов контрастного этапа проведено выше (см. гл. II).

Наибольшая интенсивность контрастного вулканизма приходится на амкинское время (ранний сеноман), вследствие чего в ОЧВП наиболее широко распространены флоры амкинского ("аркагалинского") типа с преобладанием хвойных растений. После этого момента интенсивность контрастного вулканизма идет на убыль. В любом случае вследствие значительной фациальной изменчивости предполагаемое распространение сенокских вулканитов требует подтверждения флостратиграфическими данными.

Отлагавшиеся в вулканическую паузу маломощные осадочные, реже вулканогенно-осадочные отложения кампанского возраста установлены в Ульяновском, Пенжинском и Центрально-Чукотском секторах ОЧВП. Видимо, они имеются и в других районах пояса, но их выявление сопряжено с известными трудностями [Битюцкая и др., 1979]. Платобазальты с несогласием залегают на различных горизонтах контрастных вулканитов. Поэтому очень часто под "верхними" базальтами находят раннесеноманскую амкинскую флору. Не исключено также, что в ряде локальных районов пояса к этому уровню могли относить и базальты, формировавшиеся во время контрастного этапа. Однако в других случаях под "верхними" платобазальтами обнаружена кампанская флора. Возможно, под ними присутствует и маастрихтская флора, что требует дальнейшего изучения.

Для детализации истории развития вулканизма в отдельных секторах пояса необходимо проведение комплексных геолого-биостратиграфических работ (см. гл. V). Методические рекомендации по применению флостратиграфических исследований среди субазральных вулканогенных образований изложены ранее [Лебедев, 1983а].

Таким образом, в ОЧВП хорошо выделяются три основных, разделенных перерывами, этапа вулканизма (андезитовый, контрастный, платобазальтовый), формирование которых заняло весь меловой период, возможно, захватывая и низы палеогена. Первые два этапа датированы по палеоботаническим данным (раннеэокомские, альб-сеноман-раннетуронские, раннесеноманские и кампанские флоры), третий — платобазальтовый — по данным абсолютного возраста. Вопрос о положении в составе пояса нижнего андезитового этапа рассмотрен выше. Кроме того, андезитовый цикл, вероятно, является за-

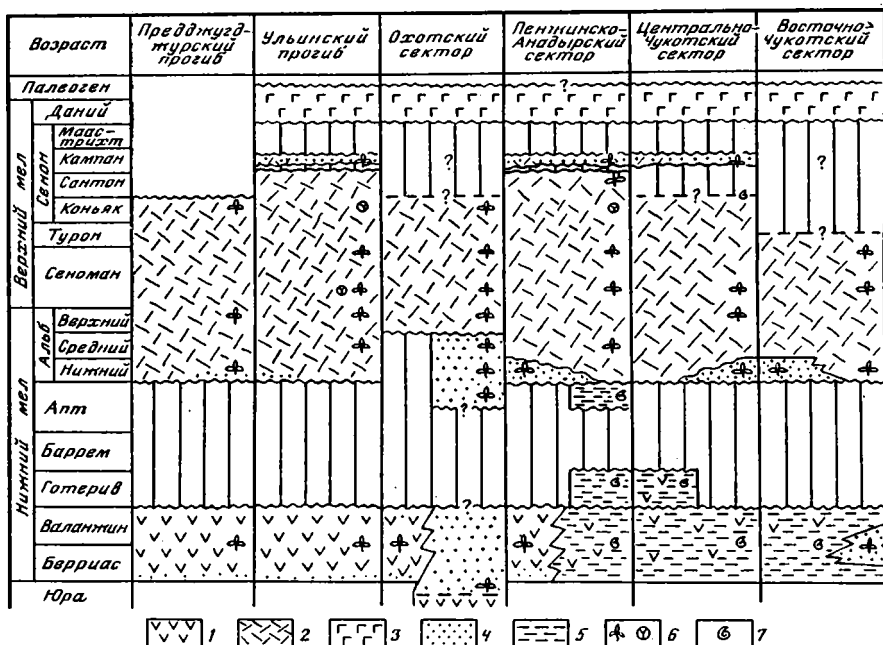


Рис. 30. Этапность вулканизма в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе

1—3 — этапы вулканизма: 1 — андезитового, 2 — контрастного, в значительной степени кислого, 3 — платобазальтового; 4 — осадочные, частично угленосные отложения; 5 — осадочные и осадочно-вулканогенные морские отложения; 6 — флора, споры и пыльца; 7 — фауна

кономерным этапом в развитии окраинно-материковых вулканогенных поясов Восточной Азии, поскольку он наблюдается не только в ОЧВП, но и в Сихотэ-Алинском и Внутреннем Японском поясах [Ветренников, 1976]. Основной объем ОЧВП, как и предполагал В.Ф. Белый, сформировался в короткий промежуток времени (поздний альб-ранний сеноман, и скорее всего, только в амкинское время).

Этапность вулканизма и длительность развития ОЧВП хорошо совпадают с этими же характеристиками более молодого Сихотэ-Алинского (южная часть) вулканогенного пояса (см. гл. VIII).

ГЛАВА ПЯТАЯ

ОСОБЕННОСТИ ФИТОСТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В ИЗУЧЕНИИ СУБАЭРАЛЬНЫХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

При изучении стратиграфии и геологическом картировании в областях, сложенных мощными субэральными вулканогенными образованиями, как правило, исследователи сталкиваются с гораздо большими трудностями, чем при изучении осадочных отложений. Вулканогенные толщи, особенно формировавшиеся в период контрастного вулканизма, характеризуются резкой фациальной изменчивостью вследствие локальных излияний вулканитов различного состава и практически отсутствием маркирующих горизонтов. Подобные толщи контрастного состава широко развиты в ОЧВП, сложенном почти исключительно вулканогенными породами [Белый, 1977].

При исследовании вулканогенных областей, перспективных на многие полезные ископаемые, в районах сплошного, "мегахронного" (по И.В. Лучицкому [1979]) разви-

тия вулканизма наряду с изучением вещественного состава существенное значение имеет достаточно дробное стратиграфическое расчленение вулканогенных толщ и синхронизация этапов вулканизма в различных структурах. И.В. Лучицкий [1963] подчеркивал, что многие стороны палеовулканической деятельности не могут быть поняты без детального изучения стратиграфии вулканогенных образований.

Специфика формирования вулканогенных образований общеизвестна и значительно отличается от особенностей формирования осадочных отложений. К ним в первую очередь относятся: эндогенное—ювенильное происхождение вулканогенного материала; высокая, как правило, температура продуктов вулканических извержений; “взрывные” скорости накопления; резкая фациальная изменчивость; ведущая роль гравитационного и взрывного (эксплозивного) агентов переноса продуктов вулканизма; наличие большого количества нестратифицируемых геологических тел (некки, дайки и др.) и поствулканических интрузий, силлов, которые иногда с трудом отличаются по составу от стратифицируемых эффузивов; наличие крупномасштабных синвулканических угловых несогласий, элементарных вулканоструктур, имеющих первично вулканическое происхождение и т.п. Отметим, например, что в осадочных породах крупномасштабные несогласия автоматически являются “естественными” границами свит или толщ, тогда как в вулканогенных толщах крупномасштабные несогласия часто обусловлены самим процессом вулканизма и синхронны этим толщам (табл. 10).

В условиях фациальной изменчивости вулканогенных толщ корреляция удаленных разрезов только по литологическим признакам нередко приводит к заметным ошибкам в стратиграфии вулcano-тектонического района, а следовательно, и к сделанным на этой основе выводам. Еще в начале 60-х годов И.В. Лучицкий [1963, с. 9] писал, что “сравнение вещественного состава вулканогенных образований в силу их резкой фациальной изменчивости совершенно недостаточно для отождествления возраста одинаковых по составу пород и может повлечь за собой грубые ошибки даже при изучении ограниченных территорий”. То же, по его мнению, относится и к “отождествлению по возрасту пород одинакового состава в целях обоснования представлений о циклическом развитии вулканической деятельности” [1963, с. 9, рис. 1].

Несмотря на значительную специфику формирования субазальных вулканогенных толщ, при стратиграфическом изучении последних, как и для осадочных пород, одной из главных проблем остается корреляция изолированных, особенно удаленных, разрезов, прослеживание разновозрастных горизонтов, в том числе выяснение их соотношений со стратотипами или опорными разрезами; выяснение последовательности опорных разрезов и положения их в общем вулканогенном разрезе.

При решении этих вопросов большую помощь может оказать биостратиграфический метод. Однако в отношении его применения среди вулканогенных образований существовал известный скептицизм. В частности, в ОЧВП специальные биостратиграфические исследования до самого последнего времени практически не проводились. Поэтому многие геологические карты, составленные ранее для этих районов, по существу, являлись литологическими, что в условиях резкой фациальной изменчивости нередко приводило к ошибкам в стратиграфии.

В изучении стратиграфии вулканогенных формаций использовались следующие методы: петрографический, петрографо-стратиграфический и вулканологический, базирующийся на анализе вулканических фаций [Малеев, 1969]. Несмотря на очевидную необходимость применения при этом наряду с другими методами биостратиграфических исследований, значение последних до сих пор часто недооценивается, хотя при решении ряда вопросов они могут иметь ведущее значение. Одной из причин этого является недостаточное внимание к биостратиграфии в методических руководствах и статьях по геологической съемке вулканогенных образований.

Существует довольно устойчивое мнение, что вулканогенные толщи в силу специфики их накопления сравнительно редко содержат представительные комплексы органических осадков, а традиционный биостратиграфический метод, широко использующийся в осадочных отложениях, малоэффективен или даже неприменим для изучения вулканогенных образований.

Однако это мнение неверно. Специальные работы, проводившиеся нами в ОЧВП в 1973–1979 гг., а также опыт, накопленный по изучению вулканогенных толщ других систем и районов (девон Казахстана, пермь—триас Тунгусского бассейна, пермь Монголии), показали, что именно специфика накопления вулканогенных толщ может спо-

Таблица 10

Схема основных отличий в происхождении и формировании континентальных осадочных и субазальных вулканогенных отложений

Геологические образования		Континентальные осадочные отложения	Субазальные вулканогенные образования
Происхождение материала		Экзогенное (выветривание поверхностных слоев)	Эндогенное (магматические очаги)
Факторы, обуславливающие тип осадконакопления	Температурные условия происхождения и накопления материала	При температуре окружающей среды	При температуре выше окружающей среды (обычно 400–1200° С)
	Характер зависимости от климата	Зональный (климато-зональный)	Азональный
	Влияние биосферы на формирование отложений	От слабого до значительного (процессы выветривания, образование органогенных горных пород и т.п.)	—
Характер переноса, накопления и фациальной изменчивости	Области накопления	Районы опусканий	Районы поднятий или опусканий компенсационного происхождения
	Главные агенты переноса	Водный, золовый	Гравитационный, взрывной, эксплозивный (с момента вулканических извержений)
	Основные направления переноса	От периферии водосборного бассейна к пониженным участкам (базису эрозии)	В пределах локальных вулканических построек (от их центров к периферии) по площади вулканически активной области
	Способ накопления материала	Осаждение из водной или воздушной среды	Отложения лавовых потоков, направленных взрывов, пеплопадов, палящих туч, агломератовых потоков и т.п.
	Характер осадконакопления	От непрерывно-диастемного до локально-прерывистого	Дискретный (импульсно-прерывистый)
	Характер наслоения	Линзовидно-слоистый, близкий к горизонтальному	От линзовидного до облекания различных форм рельефа. Первоначальные углы наклона от 0 до 40°
Синседиментационные (синвулканические) особенности строения толщ	Латеральная изменчивость отложений	Заметная фациальная изменчивость, связанная с миграцией потоков материала и сменой фациально-ландшафтной обстановки	Резкая литологическая изменчивость, связанная с локальными извержениями пород различного состава
	Структуры	Незначительны	Вулканоструктуры оседания, кальдерные структуры, вулканокупольные поднятия, кольцевые разломы и т.п.
	Нестратифицируемые геологические тела	Незначительны	Жерловые тела (некки), кольцевые дайки, синвулканические интрузии, силлы и т.п.
	Угловые несогласия	Мелкомасштабные, "ложные" угловые несогласия внутри осадочных толщ (крупномасштабные обуславливаются только тектоническими причинами)	Крупномасштабные угловые несогласия внутри вулканогенных толщ закономерны и обусловлены синвулканическими процессами

способствовать формированию разреженных, но представительных по видовому составу тафоценозов. Захоронения склоновой растительности сохраняются во времени вследствие компенсационного характера вулканогенных структур типа ОЧВП (рис. 31), тогда как в обычных горных районах, приуроченных к древним складчатым областям, вероятность захоронения растений крайне мала. Это может служить основанием для проведения фитостратиграфических работ и в областях, сложенных почти исключительно субэвральными вулканогенными образованиями.

Расчлененный рельеф вулканических областей обуславливал относительно пестрый состав растительных ассоциаций, а вулканические извержения и интенсивные пеплопады вызывали массовую, практически мгновенную гибель растительности на значительных расстояниях от источника извержения. При этом листья легко смывались временными потоками в сравнительно небольшие водоемы. Это создавало такие захоронения, в которых, несмотря на значительную потерю информации, формировались разреженные, но представительные по видовому составу тафоценозы. Благодаря этому в очень небольших линзовидных включениях удавалось обнаруживать до 25–45 видов ископаемых растений, чего не наблюдается в захоронениях, формировавшихся в равнинных местообитаниях. Связь захоронений растительных остатков с пеплопадами отмечается и для областей современного активного вулканизма на Камчатке [Кременецкая, 1977]. Наряду с этим, но реже встречаются линзы, представленные тонким пепловым материалом, заключающим захоронения автохтонного (или гипоавтохтонного) характера с более ограниченным набором видов, вероятно, отражающим отдельные растительные ассоциации склонового ряда.

Таким образом, растительные остатки в вулканогенных образованиях встречаются среди слоистых тонких пепловых туфов, т.е. среди вулканитов, что раньше отрицалось, и, естественно, среди линз слоистых вулканогенно-осадочных пород. Основная масса пирокластики, как считается, связана с кислым вулканизмом. По данным В.Ф. Белого [1978], объем продуктов кислого вулканизма в ОЧВП достигает 37% во внешней зоне пояса и около 13% во внутренней от всего количества накопленных вулканитов. Значительная роль пирокластики при этом повышает вероятность захоронения растительных остатков.

Сборы флоры в вулканогенных толщах — трудоемкий процесс [Лебедев, 1983а]. Но специальные палеоботанические работы, проводимые, например, в стратотипах вулканогенных свит и других опорных разрезах, полностью окупают себя при обосновании общей стратиграфической схемы, установлении относительного возраста выделяемых стратиграфических подразделений, прослеживании разновозрастных горизонтов и особенно корреляции удаленных разрезов среди фациально-изменчивых вулканогенных образований.

Конечно, приходится вводить определенные коррективы в методы палеоботанического анализа при изучении вулканогенных образований по сравнению с изучением континентальных осадочных отложений. Прежде всего это известные ограничения в пространственном распределении местонахождений ископаемых растений. Они могут отсутствовать на участках, сложенных существенно лавовыми потоками. В этих случаях простирающиеся вулканогенные толщ между флористически установленными разновозрастными реперами интерполируются с помощью геолого-вулканологических методов. Во-вторых, при изучении вулканитов в отличие от осадочных отложений мы не можем на основании только палеонтологического анализа непосредственно проводить границы между вулканогенными свитами и другими подразделениями. Но биостратиграфический контроль при этом необходим, поскольку с его помощью можно выявить крупные перерывы в вулканической деятельности, оценить масштабы несогласий, показать простирающиеся разновозрастных горизонтов и т.п.

Имеются и преимущества в применении палеоботанического анализа среди вулканогенных образований (по сравнению с континентальными осадочными толщами), выявленные при изучении ОЧВП. В первую очередь это возможность захоронения среди вулканитов более представительных по видовому составу флористических комплексов, что облегчает выявление возраста и корреляцию вулканогенных разрезов. Разреженность местонахождений флоры среди вулканитов можно в ряде случаев компенсировать большим набором видов из отдельных точек, что имеет немаловажное значение для надежности биостратиграфических построений среди резко фациально-изменчивых по составу вулканогенных толщ. Кроме того, на отдельных участках обнаруживается не-

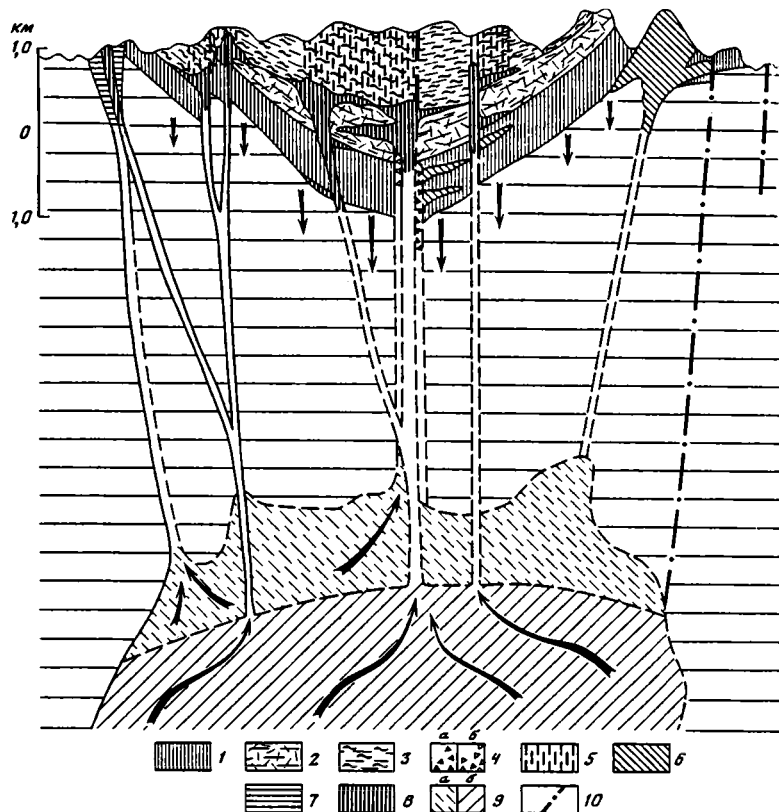


Рис. 31. Разрез Ольской вулканоструктуры с элементами палеовулканологических реконструкций (по В.Ф. Белому [1977])

1–3 — свиты: 1 — ульинская, 2 — ольская, 3 — мыгдыкитская; 4 — предполагаемые жерловины вулканитов Ульинской (а) и Ольской (б) свит; 5 — участки сближенных жерловин базальтовых потоков мыгдыкитской свиты; 6–8 — субвулканические интрузии: 6 — андезитового и андезито-базальтового состава, 7 — липаритового состава, 8 — базальтового состава; 9 — кислый (а) и основной (б) расплавы — продукты дифференциации в периферическом очаге андезитовой (анде-зито-базальтовой) магмы; 10 — разломы

обычно высокое для вулканитов количество флороносных линз. В вулканогенных образованиях, соответствующих областям с расчлененным палеорельефом, наблюдается также некоторое усреднение состава тафоценозов, в которые могут попасть растения, произраставшие на более высоких гипсометрических уровнях. Такие растения обычно распространены в более северных районах ОЧВП вследствие понижения средних температур и уровня их произрастания к северу. Это несколько облегчает корреляцию меловых флор ОЧВП, произраставших на разных широтах.

Отметим также, что при тщательных сборах в отдельных местонахождениях среди вулканитов мы получаем и крупные надежные опорные флористические комплексы к которым можно привязывать и относительно небольшие коллекции растительных остатков. При этом отпадает необходимость сводить в один список небольшие сборы из разных местонахождений исходя из представлений об их синхронности на основе литологического сходства вмещающих вулканитов, в результате чего часто возникала последовательная цепь ошибок в датировке возраста вулканогенных разрезов и соответственно в стратиграфических построениях.

Для надежного обоснования возраста и корреляции вулканогенных разрезов основной задачей является сбор в каждом местонахождении как можно большего числа видов. Методика сборов флоры среди вулканитов рассмотрена в статье [Лебедев, 1983а]. Отметим, что небольшие сборы растений — это нередко недостаточно представительные

“выборки” из возможного набора видов данной флоры (“случайные сборы”), что ведет к искажению представлений о ее возрасте. Дело в том, что виды каждого конкретного флористического комплекса можно, упрощая вопрос, разделить на проходящие (т.е. широкого возрастного диапазона), виды, оканчивающие здесь свое развитие, впервые появляющиеся виды и виды, характерные для данного комплекса. При небольших сборах (учитывая пестроту растительных ассоциаций) могут встретиться растения любой группы, причем необязательно характерные. В результате может сложиться представление о более древнем или более молодом возрасте вмещающих отложений. Такие примеры в ОЧВП имеются практически в каждом секторе. Например, точку с усть-эмунерэтской флорой Центрально-Чукотского сектора при малых сборах относили к сеноману, а более крупные сборы позволили отнести ее к кампану. При больших сборах был уточнен возраст и состав холоховчанской флоры в Пенжинском секторе (см. гл. II, 5, 6). К этому можно добавить, что флоры позднего мела различаются в первую очередь по покрытосеменным [Буданцев, 1983], которые в условиях ОЧВП при случайных сборах могут и не встретиться. При малых сборах еще сложнее вопрос о корреляции флор, произраставших на разных гипсометрических уровнях, обладающих определенными различиями в составе.

Фитостратиграфические исследования могут значительно повысить эффективность геологосъемочных работ в регионах, сложенных мощными субаэральными вулканогенными образованиями, причем некоторые вопросы легче решить именно с помощью биостратиграфических методов. Палеоботанические работы следует проводить в комплексе с геологическими и палеовулканологическими работами при одновременном решении специфических для биостратиграфии задач. В число последних входит: выявление опорных флористических комплексов; выяснение их взаимосвязи в пространстве и времени, преемственности в их развитии; прослеживание фитостратиграфических горизонтов и т.п., что необходимо решать биостратиграфо-палеоботанику непосредственно при полевых работах, а не по небольшим коллекциям растений, собранных попутно при общегеологических работах.

Необходимо учитывать также, что флоры вулканогенных областей достаточно специфичны. Поскольку растительные ассоциации заселяли возвышенные, горные местообитания, их состав и развитие отличаются от разновозрастных ассоциаций, произраставших на равнинах, а тем более на приморских низменностях. Помимо того, в разных частях крупных регионов, а особенно ОЧВП, протягивающегося с юга на север на 3000 км, всегда существуют внутрорегиональные отличия палеофлор, зависящие от широтного изменения растительности, местных экологических условий, особенностей рельефа и т.п.

Для решения рассмотренных вопросов, а в конечном счете для разработки палеоботанического обоснования стратиграфии вулканогенных образований и обеспечения ряда задач геологосъемочных и других работ и необходимо проведение в областях развития субаэральными вулканогенными образованиями наряду с другими специальными фитостратиграфическими исследованиями. Конечно, одновременно выявляются и более общие вопросы, например рекуррентное развитие среднеловых флор ОЧВП, вопросы связи вулканизма и климата и т.п. (см. гл. VI, 2; VIII).

Отметим, что уже первые комплексные геолого-фитостратиграфические работы, проводившиеся в Ульяновском прогибе в южной части ОЧВП, позволили уточнить не только возраст, но и последовательность в разрезе стратотипов выделенных ранее стратиграфических подразделений, установить десять флористических уровней, уточнить представления о структуре прогиба.

Первоначально стратиграфическая схема Ульяновского прогиба основывалась на представлениях о циклическом характере вулканизма, чередовании этапов “основного” и “кислого” вулканизма (см. рис. 5). Подобный петрографо-стратиграфический принцип расчленения и картирования вулканогенных образований, как уже указывалось в литературе, часто приводил к заметным ошибкам [Малеев, 1969; Кобылянский, 1975].

Обоснование проведенных нами изменений в стратиграфической схеме и строении Ульяновского прогиба (см. гл. II, 1) показало, что стратотипы хетанинской и уракской свит, выделявшихся первоначально выше амкинской, располагаются ниже ее и входят в состав еманринской свиты. Выделена делоканская толща, сложенная осадочными, вулканомиктовыми породами. Палеоботанические исследования помогли выявить значительный перерыв, охватывающий готерив—апт, между учуликанской и еманрин-

ской свитами. Дальнинская свита, относимая ранее к сеноману, соответствует юре и входит в комплекс пород, подстилающих меловые вулканиты Ульяновского прогиба (см. рис. 5).

Схема геологического строения центральной части Ульяновского прогиба, составленная на основе комплексного анализа геолого-фитостратиграфических данных, приведена на рис. 3, 32А. Кроме распространения отдельных свит, показано и примерное положение более дробных стратиграфических подразделений, определяемых по флористическим комплексам. Видно, что прогиб имеет линейное строение с юго-восточным в целом падением пород. Вулканогенные толщи северо-западного простирания различного возраста, контролируемые по флористическим данным, последовательно сменяют друг друга от более древних (берриас-валанжин) на западе к более молодым (сеноман-ранний турон) в центральной и восточной (поздний турон-сенон?) частях прогиба. Хотя меловые флоры по восточному борту структуры и требуют дальнейшего изучения, но и имеющиеся данные свидетельствуют о моноклинальном в целом плане строении Ульяновского "прогиба", которое естественно, осложняется рядом локальных структур более высоких порядков. Близкий план строения отмечается и для более северного, Пенжинского отрезка пояса. Таким образом, фитостратиграфические данные говорят о принципиально ином строении вулканотектонических структур, слагающих ОЧВП, по сравнению с предшествующими представлениями, базирующимися на петрографо-стратиграфическом методе. Например, в Ульяновском "прогибе" ранее картировалось мозаичное распространение отдельных выходов свит сводного разреза (см. рис. 32, Б). Конечно, необходимы дальнейшие более детальные фитостратиграфические исследования.

На рис. 32, Б приведена схема того же участка Ульяновского прогиба, составленная в 1957–1967 гг. по петрографо-стратиграфическому принципу. Из сравнения схем (см. рис. 3, 32) следует, что ранее в состав свит нередко включались геологические тела, сходные по составу, но представленные породами разного возраста. Трудно было говорить о простирании разновозрастных толщ. Возникало представление об уплотненном, плащеобразном покрове вулканитов, слагающих Ульяновский район. Так, по литологическому сходству были отнесены к одному уровню андезиты типовой учуликанской свиты (берриас-валанжин) по западному борту прогиба и андезиты бассейна р. Гырбыкан (средний сеноман-ранний турон), приуроченные к его центральной оси. То же замечание можно отнести и к отдельным выходам "хетанинских" и "уракских" пород (см. рис. 32, где отмечено и положение стратотипов бывших "хетанинской" и "уракской" свит).

Вулканогенные толщи, особенно формировавшиеся в период контрастного вулканизма, характеризуются резкой фациальной изменчивостью. В качестве примера на рис. 33 приведен схематический профиль северо-западного участка Ульяновского прогиба, составленный В.В. Громовым. В ряде отрезков ОЧВП считается, что толщи имеют более выдержанный по простиранию состав. Возможно, это и так, но не исключено, что это связано с отнесением к одному уровню сходных или, наоборот, с разделением по возрасту пород различного состава без биостратиграфического контроля. Как правило, фитостратиграфические исследования выявляют большую контрастность состава разновозрастных горизонтов по сравнению с петрографо-стратиграфическим методом. На значительную изменчивость вулканогенных формаций указывают и другие авторы [Лучицкий, 1963; Минц, 1974; Курчавов, 1979; Фрейд, 1963].

Как отмечает В.Ф. Белый [1977, 1978], ОЧВП сложен почти исключительно вулканогенными образованиями. Например, объем линзовидных включений осадочно-вулканогенных пород в Ульяновском прогибе, вероятно, составляет доли процента от всего объема вулканогенных образований без учета туфоконгломератов в основании разреза. Преобладающая роль вулканитов, видимо, связана со значительной интенсивностью процессов вулканизма в ОЧВП (см. гл. VIII). Поэтому еще раз вернемся к рассмотрению специфики формирования вулканогенных образований, отмеченных в начале раздела, и их отличий от осадочных (см. табл. 10).

В ОЧВП заметную роль играют туфы различного состава, которые по характеру слоистости иногда могут напоминать осадочные породы. Т.И. Кременецкая [1977, с. 83], например, отмечает, что поскольку слоистость "наблюдается и в субэвральных туфах, ее возникновение, видимо, к фациальной обстановке никакого отношения не имеет, а связана с процессами выпадения обломочного материала из эруптивной тучи". Туфы

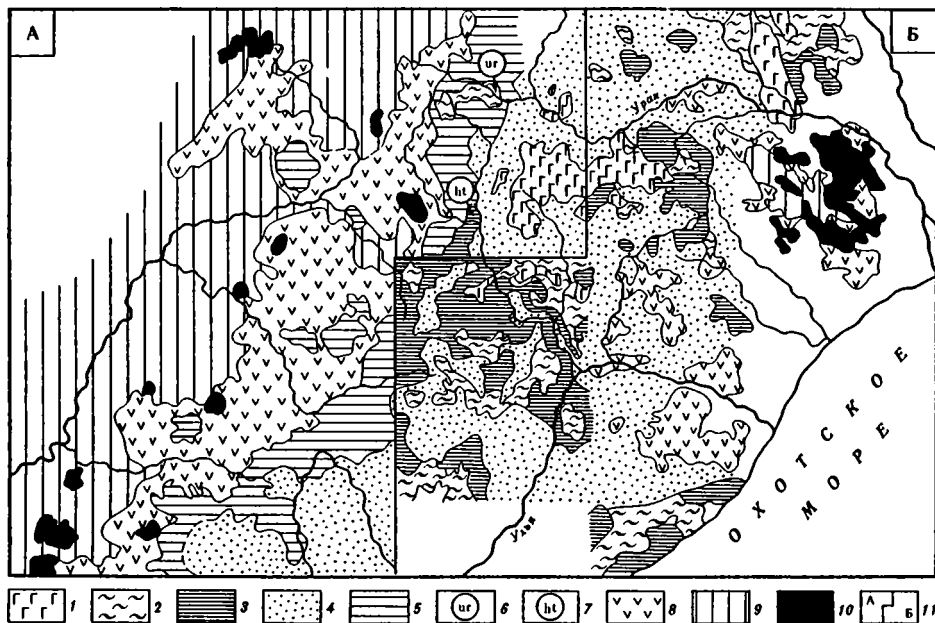


Рис. 32. Схема геологического строения центральной части Ульяновского прогиба, составленная в 1957–1967 гг. по петрографо-стратиграфическим данным

(геологическое строение Ульяновского прогиба, составленное по геолого-фитостратиграфическим данным, см. на рис. 3)

1 — хакаринская свита; 2 — породы, относимые к уражской свите; 3 — породы, относимые к хетанинской свите; 4 — амкинская свита (ульянская серия), нерасчлененная; 5 — еманринская свита; 6 — стратотип бывшей уражской свиты (уражская толща); 7 — стратотип бывшей хетанинской свиты (усть-хетанинская толща); 8 — учуликанская свита и относимые к ней ранее выходы андезитов; 9 — породы основания (архей, палеозой, мезозой); 10 — меловые гранитоиды; 11 — западная часть схемы (А), составленная по геолого-фитостратиграфическим (см. рис. 3), восточная (Б) — по петрографо-стратиграфическим (в 1957–1967 гг.) данным

более чем на 95% представлены пирокластическим материалом и относятся (в том числе и перемещенные) к вулканическим породам [Малеев, 1977, 1980].

Специфично и накопление вулканогенных толщ. Первичные наклоны слоев и потоков составляют от 0 до 40°, от субгоризонтального залегания до облекания различных форм рельефа, иногда даже имитирующих тектонические складки [Фаворская, 1962]. Если осадочный материал переносится главным образом в дисперсном состоянии [Страхов, 1960], то вулканогенный, не считая тонкой пирокластики, часто вследствие высокой температуры излившихся продуктов подается в массивном, пластическом состоянии. Вулканогенные образования (в отличие от осадочных) накапливаются очень быстро как по мощности (до нескольких десятков метров), так и по объему за периоды извержений, особенно катастрофических, а в периоды вулканических пауз вулканогенный материал очень быстро разрушается [Малеев, 1974, 1977; Былинкина, 1954; Горшков, Богоявленская, 1965; и др.].

Характерен аazonальный характер излияний вулканитов, отвечающих границам тектонических структур [Мелекесцев, 1980]. Излияния вулканитов практически не зависят от влияния климата и биосферы, тогда как для осадочных отложений климат и биосфера играют огромную, иногда определяющую роль, начиная от процессов выветривания до формирования органогенных пород и даже формаций, например угленосных.

Для вулканитов типичен дискретный, импульсно-прерывистый характер подачи и накопления материала. Активные извержения, происходящие в исторически очень короткое время, сменяются периодами покоя, на несколько порядков превышающими время активной фазы. На диастемный характер накопления осадочных толщ указывалось и ранее, причем отмечалось, что на скрытые перерывы приходится до 95–99% общего времени формирования отложений [Мейен, 1974; Korn, 1938; Newell, 1962; Reineck, 1960;

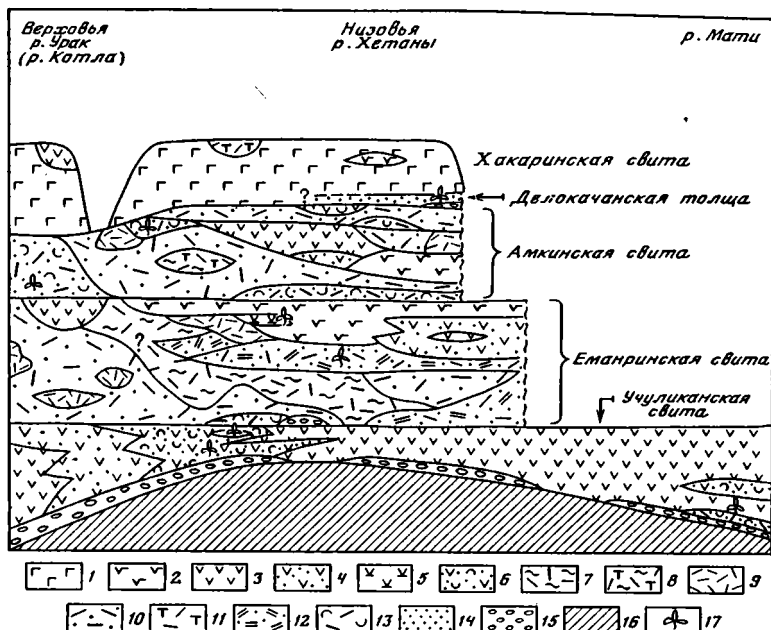


Рис. 33. Схематизированный по основным типам пород профиль вулканогенных образований северо-западной части Ульинского прогиба (составил В.В. Громов)

1 — базальты; 2 — андезито-базальты; 3 — андезиты, реже — андезито-базальты; 4 — туфы, вулканические брекчии андезитов; 5 — трахиандезиты; 6 — туфы и туффиты среднего состава; 7 — игнимбриты кислого состава; 8 — игнимбриты трахилипаритового состава; 9 — липариты; 10 — туфы липаритов; 11 — трахилипариты; 12 — туфы дацитов; 13 — туфы и туффиты кислого состава; 14 — вулканомиктовые, рыхлые песчаники, реже — туфы с прослоями лигнитов; 15 — конгломераты, туфоконгломераты; 16 — породы основания (архей, палеозой, мезозой); 17 — находки ископаемых растений

Richter-Bernburg, 1954]. Причины таких перерывов в накоплении осадочных и вулканогенных толщ, видимо, сходны и обусловлены главным образом перерывами в подаче и миграцией потоков материала. Однако скорости накопления и масштабы перерывов в вулканитах значительно превышают таковые в осадочном седиментогенезе, что вызывает большие трудности в разграничении среди вулканитов стратиграфических и синвулканических перерывов.

Для вулканогенных толщ закономерно присутствие внутренних угловых несогласий, обусловленных самим процессом вулканизма и синхронных этим толщам. Синвулканические угловые несогласия могут быть вызваны миграцией вулканических аппаратов и центров извержений, разнонаправленными, кратковременными подвижками участков земной коры, происходящими в активную фазу вулканизма [Никонов, 1977], а также размывом уже отложившихся вулканогенных пород за время длительных перерывов между извержениями. Из наблюдений в современных вулканически активных областях Камчатки наряду с другими можно отметить ставший уже традиционным пример с вулканом Шапочка, когда за короткое время отложились четыре толщ с угловыми несогласиями до 10–15° между ними. Вопрос о разделении угловых несогласий синвулканического (внутри толщ) и регионального, тектонического происхождения, по которым, например, можно разделить вулканогенные свиты, очень сложен.

Полагают, что в ископаемое состояние переходят в основном накопления, отложившиеся между вулканическими конусами, где образуются сложные сочетания продуктов извержений различных вулканов, тогда как сами конусы по завершении процесса развития вулканогенной толщи теряют свое ведущее значение [Белый, 1977]. Вулканы, как считается, живут сравнительно короткое время, до 20–60, реже — до 100 тыс. лет [Малеев, 1969, 1977; Мелекесцев, 1973; Мелекесцев и др., 1971], т.е. время действия отдельных вулканов весьма незначительно по сравнению с временем формирования вулканогенных толщ, определяемых флористическими комплексами (см. гл. II, 8).

В процессе субазальной вулканической деятельности широкое развитие получает формирование различных вулканических структур, дополнительно осложняющих и без того пеструю картину строения вулканогенных образований [Фремд, 1972; Фремд, Рыбалко, 1972; Ветренников, 1976; Белый и др., 1974; и др.].

Наиболее полная для ОЧВП классификация вулканогенных структур была разработана В.Ф. Белым [1977]. В первую очередь это вулканоструктуры оседания, имеющие компенсационную природу в результате оттока магмы и оседания кровли магматических очагов; кальдерные структуры и вулканокупольные поднятия, генетически связанные с формированием вулканогенных толщ. Далее выделяются вулканотектонические структуры, связанные с системой разломов глубокого залегания, и другие. В процессе их образования возникают многочисленные, большей частью кольцевые, синвулканические разломы.

Многие положения и "правила" стратиграфии были разработаны на примере осадочных отложений, поэтому автоматическое перенесение их на изучение мощных вулканогенных образований может привести к заметным ошибкам.

Принцип Стенона в целом остается неизменным [Мейен, 1974; Круть, 1973; Халфин, 1967; Степанов, Месежников, 1979]. Однако правило "Стенона—Геттона", рассматриваемое как частный случай этого принципа, из которого следует, что последовательность залегания слоев в нормальном (вертикальном) разрезе отвечает исторической последовательности их образования, применимо к изучению вулканогенных образований только с оговорками. Например, в 1974 г. побочный прорыв Ключевского вулкана дал поток базальта, проплавивший ледник и занявший положение ниже лавового потока, ранее уже залегавшего на леднике [Малеев, 1977]. Но главное затруднение состоит в сложности вулканических построек, когда разновозрастные породы могут занимать различные вертикальные уровни, в присутствии в разрезе сходных по составу, но более молодых по возрасту интрузивных пластовых внедрений. В результате в современном эрозионном срезе очень сложно восстановить последовательность отложений ряда геологических тел, особенно в условиях резкой фациальной изменчивости вулканитов.

Более общая формулировка закона Стенона предложена С.В. Мейеном [1974, с. 13]: "временные отношения раньше/позже между геологическими телами определяются их первичными пространственными отношениями и (или) генетическими связями". Но и то и другое при изучении вулканитов нередко трудно реставрировать.

Неприменимо к изучению вулканитов и правило Головкинского, отражающее закономерный сдвиг осадочных фаций в результате колебательных движений земной коры [Степанов, Месежников, 1979]. Да и само содержание термина "фация" различно в отношении осадочных и вулканогенных образований. Для вулканитов фации — это геологические тела определенного состава, отражающие связь с процессами вулканизма (субвулканические, жерловые и другие вулканические фации), применяемые для реконструкции палеовулканических построек, типов извержений и т.п. [Малеев, 1969, 1975, 1977].

Для осадочных отложений установлено, что как стратиграфические подразделения, так и их границы имеют палеоэкосистемную природу, а смена комплексов организмов, особенно в континентальной обстановке, совпадает или обусловлена сменой климатических условий [Мейен, 1968, 1974; Меннер, 1962; Красилов, 1970, 1972б, 1973; Круть, 1971, 1973; Вахрамеев, 1978]. Следы палеоэкосистемных перестроек остаются в осадочной толще и, как отмечает С.В. Мейен [1974, с. 33], совпадают "как в палеонтологических, так и в литологических признаках".

В субазальных вулканогенных образованиях следы палеоэкосистемных перестроек практически несет только ископаемая флора, не считая небольших по сравнению со всем объемом вулканитов линз, содержащих данную флору, вулканогенно-осадочных пород, состав которых в большой степени отражает ход эффузивного процесса [Страхов, 1960]. Однако мощный субазальный пирокластический вулканизм, видимо, может оказывать влияние на климат, вызывая его похолодание (см. гл. VIII), а следовательно, и на палеоэкосистемные перестройки в осадочных, прежде всего континентальных, отложениях. В вулканогенных образованиях границы стратиграфических подразделений обусловлены тектоно-магматическими, вулканическими причинами, т.е. в вулканитах в отличие от осадочных пород стратиграфические (петрографо-стратиграфические) события — это в первую очередь следы изменений в вулканической деятельности.

Обратимся к вопросам геологического картирования, в частности картировочных единиц, которые следует применять в областях развития сплошного, мегахронного вулканизма. Понятие "свита" было основано на примере, а следовательно, и на закономерностях осадочного седиментогенеза. Поэтому их выделение в вулканогенных областях сталкивается со значительными трудностями, а если строго следовать некоторым ограничениям, предлагаемым в стратиграфических кодексах, то иногда и невозможно. Естественно, что ряд палеовулканологов возражает против применения "свит" при картировании вулканогенных толщ и предлагает в качестве картировочного понятие "вулканогенный комплекс" [Самозванцева, Минц, 1970; Кобылянский, 1975]. По их мнению, "принципы картирования этих образований должны существенно отличаться от принципов картирования осадочных пород, которыми они фактически подменяются", вследствие чего "на геологических картах районов широкого развития вулканогенных образований должны изображаться не серии, свиты и подсвиты, а комплексы, поля вулканогенных пород, фации (вулканические. — Е.Л.) и т.п." [Самозванцева, Минц, 1970; с. 110]. Дается следующее определение вулканогенного комплекса: "комплекс вулканогенных пород (эффузивный комплекс) — естественная ассоциация близких по времени образования вулканогенных пород, включающая образования как собственно эффузивной, так и жерловой и субвулканической фаций, а также поствулканические образования, отвечающие определенному этапу тектонических движений земной коры, сформировавшиеся в пределах конкретной структурно-фациальной зоны и связанные друг с другом признаками генетического родства, т.е. обнаруживающими геохимические, петрохимические и минералогические особенности, которые указывают на их происхождение из одного и того же очага" (там же, с. 111).

Понятие "комплекс" (магматический, эффузивный, субвулканический и др.) в отношении вулканогенных образований применялось и ранее. Ю.Г. Кобылянский [1975, с. 19] пишет, что каждый вулканогенный комплекс "представляет собой конкретную совокупность вулканических образований и вулканогенно-осадочных отложений, слагающих вулкано-тектонические депрессии, и отвечает смешанному, эффузивно-осадочному магматическому комплексу в понимании Ю.А. Кузнецова (1964)".

Из приведенного определения "вулканогенного комплекса" видно, что оно в большой степени основано на петрографо-стратиграфическом методе, уже подвергавшемся обоснованной критике [Малеев, 1969; Кобылянский, 1975]. Кроме того, поскольку эти комплексы связаны с отдельными магматическими очагами или вулканодепрессиями, то, во-первых, они имеют узколокальное распространение, а во-вторых, сразу же встает вопрос о том, как проводить корреляцию отдельных вулканогенных комплексов по простиранию в пределах крупного района со сходной историей вулканизма. Игнорирование биостратиграфических методов приводило к мнению, что из-за резкой изменчивости вулканогенных толщ "возможность стратификации вулканогенных образований обычно ограничивается локальными участками, лишь в отдельных случаях достигающими площади в несколько сотен и даже тысяч квадратных километров (вулкано-тектонические депрессии, выполненные пепловыми потоками и платобазальтами)" [Самозванцева, Минц, 1970, с. 110].

Границами между вулканогенными комплексами, по определению, служат региональные стратиграфические или угловые (структурные) несогласия. Но их отделение от сходных элементов синвулканического происхождения очень затруднено, а иногда возможно только путем исследований на более крупных площадях при биостратиграфическом контроле.

Из изложенного следует, что локально распространенный вулканогенный комплекс имеет не столько стратиграфическое, сколько литолого-структурное содержание. Однако, будучи необходимым при детальном картировании отдельных вулканоструктур, это понятие не решает главного вопроса стратиграфического изучения вулканогенных образований — вопроса о корреляции отдельных разрезов и границ. Поэтому остается настоятельная необходимость иметь местные стратиграфические подразделения, распространенные на всей или значительной части крупной вулканогенно-тектонической области и отражающие определенные этапы ее развития, которые уже давно картируются здесь в качестве свит. Другое дело, что вследствие различий в формировании осадочных и вулканогенных образований определение "свиты" в вулканогенных областях должно иметь специфические особенности.

Специфика формирования вулканогенных толщ неявно признавалась и ранее. Так, в первых изданиях, посвященных стратиграфической классификации [1954, 1956, 1960, 1965], выделялись главы о стратиграфических и возрастных подразделениях магматических образований, где приводились некоторые особенности и сложности стратиграфического подразделения эффузивов. В последнем стратиграфическом кодексе [1977] такой главы нет. Отметим, что, по мнению Л.Л. Халфина [1978, с. 13], различия между осадочными и магматическими образованиями "настолько значительны, что оправдывается выделение стратиграфии магматических тел в особый раздел кодекса".

В большинстве предложенных формулировок указывается, что свита представляет совокупность отложений, образовавшихся в определенных физико-географических или тектоно-климатических условиях [Меннер, 1962; Стратиграфические..., 1954; Стратиграфическая..., 1956, 1960, 1965; Садыков, 1974; Верещагин, 1980]. Однако это положение теряет смысл в применении к вулканогенным образованиям, происхождение которых не зависит от климата и где понятие фации имеет отличное от осадочного содержания. Отметим, что принцип литолого-фациального единства в целом неприменим к вулканогенным свитам. В противном случае мы должны были бы свести распространение вулканогенных свит к локальным магматическим очагам. Но и здесь такое "единство" не всегда выдерживается [Лучицкий, 1963, 1971; Малеев, 1977].

Рассматривая строение свит, выделяемых в вулканотектонических областях, и учитывая специфику формирования вулканитов и фитостратиграфические данные, можно предложить следующее понятие термина "свита" в применении к вулканогенным образованиям.

Свита вулканогенных образований представляет собой совокупность различных палеовулканических построек, находящихся на сходных или разных стадиях эволюции, и соответственно имеет литологически сходный или резко изменчивый состав с характерным для данной свиты набором пород при сохранении единства палеонтологических особенностей:

Свита соответствует определенному этапу развития вулканизма вулканотектонической структуры. Свита включает геологически одновозрастные стратифицируемые эффузивные, пирокластические и генетически связанные с ними экструзивные, жерловые и другие образования, сформировавшиеся в определенных тектоно-магматических условиях и занимающие определенное стратиграфическое положение в разрезе и структуре крупной вулканотектонической области.

Внутри свиты могут наблюдаться угловые несогласия и перерывы синвулканического происхождения, по возрасту не выходящие за пределы существования биостратиграфических комплексов. В своем распространении свита ограничена районами со сходной историей развития вулканизма, наблюдаемой обычно в пределах крупных вулканотектонических структур или областей. В поле ее распространения входят и элементарные вулканоструктуры, синхронные времени ее формирования. Свита должна иметь стратотип, который является эталоном ее стратиграфического (возрастного) объема и положения в этапности вулканизма, а также присущих ей флористических и фаунистических ассоциаций.

Приведенная формулировка, за исключением выделения стратотипа, применима и к составу вулканогенных толщ. Необходимы следующие замечания.

1. Корреляция отдельных палеовулканических построек и структур производится по комплексу геологических, палеовулканогеологических, геофизических и биостратиграфических методов.

2. Друг от друга свиты (или толщи) отделяются сменой этапов вулканической деятельности, крупными стратиграфическими перерывами, превышающими время существования флористических и фаунистических комплексов, или поверхностями структурного несогласия.

3. Границы между ними определяются в первую очередь геологическими, палеовулканогеологическими или геофизическими методами при биостратиграфическом контроле.

4. Стратотип не всегда может служить эталоном литологических особенностей вулканогенной свиты. Стратотип или близкие опорные разрезы, по возможности, должны быть палеонтологически охарактеризованы. Стратотип не может выделяться по субвулканическим телам.

5. Следует избегать распространения на всю вулcano-тектоническую область закономерностей развития вулканизма, выявленных на локальном участке, без изучения их в других синхронных разрезах.

6. Нестратифицируемые вулканогенные образования синвулканического происхождения могут выделяться как особые вулканические фации и тела, входящие в состав свиты или толщи.

В более обобщенном виде изложенное выше можно сформулировать следующим образом: свита вулканогенных образований — это комплекс геологически разновозрастных палеовулканических построек, сформировавшихся в определенный этап регионального развития вулканизма, обусловленный тектоно-магматическими причинами.

Синвулканические нестратифицируемые тела мы включаем в состав свиты или толщи, поскольку они тесно связаны генетически, а время формирования их весьма незначительно по сравнению со временем формирования всей толщи. Трудности разделения, например, синвулканических интрузий и других тел от поствулканических сами по себе не могут служить возражением. Вместе с тем эти образования, а также литологический состав вулканитов необходимо выделять специальными знаками в поле распространения свиты (толщи), как особые вулканические фации и тела, что позволит в дальнейшем вернуться к вопросу об их положении в этапности вулканизма.

Среди приведенных для вулканогенной свиты "необычных" признаков — элементарных вулканоструктур и крупномасштабных угловых несогласий — только вулканоструктуры, сходные с тектоническими формами, но имеющие "первично вулканическое происхождение" [Белый, 1977, с. 72] принципиально отличают вулканогенные толщи от осадочных. Синвулканические угловые несогласия, по нашему мнению, аналогичны так называемым ложным (мелкомасштабным) несогласиям, связанным, например, с формированием косослоистых аллювиальных толщ [Шанцер, 1951, 1966]. Видимое различие в масштабах несогласий в большой степени объясняется резко увеличенными скоростями накопления вулканогенного материала. Конечно, кроме сходных причин в образовании синседиментационных угловых несогласий, имеются и заметные отличия, заключающиеся в синвулканических подвижках участков земной коры в процессе вулканизма.

Остановимся на некоторых особенностях стратиграфического расчленения и прослеживания разновозрастных вулканогенных толщ. Исходя из изменчивости вулканогенных образований, особенно формировавшихся в условиях контрастного вулканизма, нельзя полностью распространять закономерности развития вулканизма, выявленные на локальном, даже типовом, участке на всю структуру. Необходимо проследить эти закономерности на возможно большей части данной структуры в синхронных толщах. Для этого желательно, чтобы стратотип или по крайней мере близкие опорные разрезы были достаточно хорошо охарактеризованы флористически. Ибо, когда флора собрана, в удаленных от стратотипа разрезах, сопоставляемых с ним по литологическим признакам, не исключены ошибки в стратиграфических построениях. При последующих геолого-биостратиграфических работах возраст стратотипа и его положение в общей структуре могут оказаться иными, чем предполагалось ранее и, естественно, представление о распространении толщи в ее прежнем понимании окажется неверным.

О сложности синхронизации типовых разрезов в вулканогенных областях свидетельствуют примеры, приводимые для Сихотэ-Алиня, когда стратотипы свиты были первоначально "составлены по субвулканическим телам, а парастратотипы отнесены к более древним отложениям" [Ветренников, 1976, с. 10]. Поэтому при введении новых стратиграфических схем в районах широкого развития вулканогенных образований требуется проводить сопоставление новой схемы с первоначальной и (или) обосновывать необходимость проведенных изменений. К сожалению, на практике при сопоставлении вулканогенных образований с новой или уже известными схемами нередко ограничиваются ссылками на предшественников, без анализа полученных за это время новых данных, выяснения соотношений со стратотипами и т.п.

Если вулканогенная "свита" выделяется в удаленных от стратотипа участках среди вулканитов контрастного состава только по данным литологии, это не может служить достаточным обоснованием ее стратиграфического положения. В ряде случаев наименование свиты здесь является только синонимом петрографического состава конкретных вулканических полей.

Вулканогенная свита (толща), выделенная по литологическому составу, в разных

участках своего "распространения" может занимать литологически сходное ("определенное") положение в одинаковой последовательности вулканитов (что, кстати, и являлось одним из доводов в пользу петрографо-стратиграфического метода), но относиться к разным возрастным интервалам. Нередко в отдельные свиты выделялись породы, подвергнувшиеся разным степеням изменений.

Если при выделении вулканогенной свиты опираться только на литологический принцип, не учитывая своеобразия комплекса органических остатков, "свидетельствующих о единстве возраста" [Стратиграфический..., 1977, с. 29], то это в условиях резкой изменчивости и повторения во времени вулканитов сходного состава неминуемо приведет к скольжению данной "свиты" по разрезу, причем в значительном интервале времени. Так произошло, например, с отдельными выходами "хетанинской свиты" в Ульяновском прогибе.

Другим источником стратиграфических ошибок служит недоучет положения конкретного разреза и вулканогенной толщи в общей структуре вулcano-тектонического района. Так, локальные разрезы иногда отождествляют с общим разрезом, принятым для данного региона, надстраивая "толщи" по вертикали, что при пестроте состава вулканогенных образований не так уже и сложно, хотя конкретные разрезы могут относиться только к небольшой части сводного разреза или даже отдельной свиты (см. рис. 3, 32). На одном уровне иногда располагают породы сходного состава, бронирующие возвышенные участки рельефа. Причем если эти толщи залегают с несогласием, то психологически очень трудно не поместить их в верхи сводного разреза. Подобные несогласия нередки в вулканогенных отложениях, например при покровах игнимбритов, заполняющих обширные участки палеорельефа, и необязательно свидетельствуют о стратиграфическом несогласии. Корректный учет соотношения локальных участков с общей структурой возможен только при комплексных геолого-биостратиграфических исследованиях. В частности, это необходимо для выявления роли коротко и долго живущих вулканоструктур в общем строении региона.

По нашему мнению, только комплексный подход к исследованию сложнопостроенных вулканогенных толщ с применением различных методов их изучения, включая и фитостратиграфический, будет способствовать успешному решению многих вопросов истории развития и строения областей, сложенных мощными субаэральными вулканогенными образованиями.

РЕКОМЕНДАЦИИ ПО ПОИСКАМ И СБОРАМ ИСКОПАЕМЫХ РАСТЕНИЙ СРЕДИ СУБАЭРАЛЬНЫХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Для надежного обоснования возраста и корреляции удаленных вулканогенных разрезов, а также для решения других проблем фитостратиграфических исследований в окраинно-материковых вулканогенных поясах, основной задачей является сбор в каждом местонахождении, а особенно в опорных разрезах, как можно большего набора видов. Последнее вследствие специфики захоронения растительных остатков в наземных вулканогенных толщах возможно, но требует настойчивости в поисках и значительного времени на сборы ископаемых растений [Лебедев, 1983а].

Данные рекомендации разработаны на примере меловых вулканитов Охотско-Чукотского пояса, где широкое развитие имеют вулканогенные образования контрастного (кислого) состава.

При крупных сборах увеличивается вероятность обнаружения видов, характерных для определенных флористических горизонтов. При отсутствии таковых собранные коллекции нередко удается датировать только в широких пределах. Например, в Охотско-Чукотском поясе небольшие коллекции с *Phoenicopsis*, *Sphenobaiera* и кайнофитными хвойными, в которых не встречены руководящие формы, следует относить к позднему мелу без дальнейшего уточнения. Иными словами, по присутствию указанных "реликтов" нельзя говорить об альбско-сеноманском возрасте вмещающих отложений, как это делается до последнего времени, и противопоставлять данные коллекции заведомо сенонским флорам. Не исключено, что они представляют собой непредставительную выборку растений, в которой просто не встречены руководящие виды более молодых флористических комплексов.

Растительные остатки в вулканогенных толщах сохраняются в виде окаменелостей,

например, кремневых остатков стволов, для определения которых необходимо, чтобы в них сохранилось клеточное строение древесины и отпечатков листьев, побегов, шишек, изолированных шишечных чешуй и т.п. Споры и пыльца в вулканитах, как правило, сильно корродированы. Приведенные рекомендации относятся к поискам ископаемых растений, сохранившихся в виде отпечатков.

Для набора достаточно большого числа видов следует обращать внимание и на признаки, по которым различаются отдельные формы. Виды ископаемых растений отличаются по форме листа, характеру его края (зубчатый, лопастной, цельнокрайний и т.п.), верхушке, типу жилкования, характеру прикрепления к стержню листа и т.п. Точное определение ископаемых видов на современном уровне требует тщательного лабораторного изучения отпечатков с привлечением обширной литературы, а иногда и микроскопическое исследование клеточного строения кутикулы (кожицы). Но в первом приближении морфологическое разнообразие листьев распознается достаточно легко, даже при общем знакомстве с указанными основными признаками. Большинство родов ископаемых растений, встречающихся на территории СССР, описано в двух палеоботанических томах "Основ палеонтологии", изданных в 1963 г. Для знакомства с покрытосеменными можно рекомендовать многотомное издание "Ископаемые цветковые растения СССР", первый том которого вышел в 1974 г. В указанных работах читатель найдет и ссылки на соответствующую литературу.

Для уверенного определения видов, что в конечном счете определяет и надежность возрастных датировок вмещающих пород, необходимо собирать как можно более полные участки листьев достаточно хорошей сохранности, на которых можно различать отмеченные признаки. Крупные листья удается реставрировать по их фрагментам, собранным из одного прослоя, или линзы. Например, на одном видно основание, на другом верхняя часть листа, на третьем четко различимы жилкование, характер края и т.п.

Рассмотрим некоторые особенности поисков и сборов ископаемых растений среди субаэральных вулканогенных образований. Хотя эти рекомендации разработаны на примере меловых вулканитов Охотско-Чукотского пояса, они в основных чертах применимы и при изучении вулканогенных отложений других регионов.

В отличие от континентальных осадочных, а тем более угленосных отложений, где растительные остатки особенно многочисленны, вулканогенные образования, как правило, при первом подходе выглядят "немыми", хотя встречаются и исключения. В них, кроме того, нелегко обнаружить и подходящие для поисков флоры линзы слоистых тонких пепловых туфов и вулканогенно-осадочных пород. Поэтому в вулканогенных образованиях необходимо сначала выявить такие линзы, а затем искать в них растения независимо от того, встретились ли остатки растений при беглом осмотре или нет. Дело это не так безнадежно, как выглядит на первый взгляд. Сплошь и рядом геологи отмечали практическое отсутствие ископаемых растений в какой-либо точке, а затем при специальных сборах оказывалось, что обнаруженного набора видов вполне достаточно для уверенного заключения о возрасте.

Необходимо избегать шаблона при подобных поисках, ибо при наличии общих закономерностей в каждом регионе наблюдаются свои особенности, а сборщики, "привыкнув" к определенным типам флороносных линз и типам пород, нередко игнорируют или не замечают других разновидностей, в которых можно собрать дополнительные формы растений.

Захоронение растительных остатков среди вулканогенных толщ, как правило, неравномерно. На фоне преобладающего разреженного типа захоронения встречаются участки с большим разнообразием (набором) видов, причем не только в литологически выраженных линзах, но и по простиранию отдельных прослоев. В последних, вероятно, в зависимости от расчлененности палеорельефа и путей сноса растительного материала, имеются участки, где разнообразие растений значительно, и участки с бедным набором видов. Скопления листьев ("листовые кровли") встречаются только в отдельных небольших линзовидных прослоях. В ряде линз обнаруживаются скопления растительного детрита или остатки стволиков и побегов, окатанных при переносе в быстрых водных потоках. В таких захоронениях ("мусорники") определяемые растительные остатки встречаются редко. Однако, осматривать их нужно, поскольку в ряде слоёв могут присутствовать растения и приличной сохранности.

Среди вулканитов даже потенциально богатые видами флористические линзы при

первом подходе обычно выглядят немymi. Отпечатки могут быть приурочены к отдельным тонким (иногда до первых миллиметров) прослойкам в общей массе пород, которые легко пропустить при беглом осмотре. Поэтому и необходимо специальное опробование подобных линз. Такие поиски могут занимать длительное время в зависимости от размеров обнажения.

В пластах вулканогенно-осадочных пород растения также обычно встречаются в отдельных его участках. Нередко они приурочены к границам смены литологических разностей. В углистых прослоях, изредка встречающихся в вулканогенных толщах, отпечатки растений большей частью находятся в кровле или подошве углей.

Слоистые, потенциально флороносные туфы и вулканогенно-осадочные породы могут выступать по бортам рек и ручьев, на склонах гор или по водоразделам, а также проявляться в виде высыпок. На водоразделах тонкие и относительно мягкие породы, как правило, приурочены к понижениям водораздельных пространств и гривок или к выполненным уступам. Отдельные вершины в рельефе обычно бронируются прочными лавовыми покровами, в которых флора отсутствует, однако флороносные слои могут встречаться очень высоко, буквально на первых выположенных уступах ниже вершин.

При осмотре коренных выходов слоистых пород по берегам рек и на склонах гор можно выбрать удобный для опробования вертикальный уступ и послойно сверху вниз разбирать его. Найдя прослой с отпечатками растений, желательно, отметив его как опорный, производить сборы флоры по простиранию. Дело в том, что очень тонкие прослойки иногда теряются при поисках. Конечно, в обнажении, тем более крупном, может присутствовать несколько прослоев с растительными остатками. Ввиду неравномерности захоронения растений в вулканитах такое опробование желательно производить в нескольких местах по простиранию пластов.

При находке прослоев с флорой рекомендуется сделать расчистку плоскости выше флороносного слоя или линзы и далее снимать по возможности крупные плиты, затем последовательно раскалывать их ударами сбоку на более тонкие плитки. При необходимости приходится делать и несколько расчисток по простиранию прослоя.

Для повышения разнообразия собранных коллекций при осмотре более крупных местонахождений сначала флору собирают в осыпи, проходя их снизу-вверх челночными ходами, стараясь не пропустить значительных участков. Иногда здесь встречаются дополнительные виды. При этом сознательно намечается определенное время, допустим один день на каждую осыпь, в зависимости от ее размеров. После этого тщательно просматривают коренные выходы.

В крупных местонахождениях, сложенных пепловыми, в том числе слоистыми породами, накапливавшимися в межгорных водоемах, встречаются линзы иногда с углистыми примазками, обогащенные растительными остатками, отлагавшиеся в прибрежных частях водоемов. В фациях более глубоких вод растения встречаются разреженно, но набор их, как правило, разнообразен. В неслоистых туфах, отлагавшихся вблизи берегов во время интенсивных извержений, флора отсутствует.

В руслах не очень крупных горных рек с большой скоростью течения (особенно во время половодья) необходимо осматривать речные косы и пляжи вблизи флороносных береговых обрывов. В коренном обнажении флора может присутствовать в отдельных небольших прослоях, а в русле, на косах иногда происходит своего рода сгущение плиток с отпечатками растений, которые обычно быстро разрушаются при переносе вниз по течению.

Сборы флоры в вулканогенных областях часто приходится производить и в высыпках тонких пород на склонах гор или на водораздельных пространствах. В высыпках встречаются два типа захоронения — по всей площади высыпок (хотя и дискретно) или только в отдельных, трудно обнаруживаемых гнездах.

При относительно крутых склонах и гнездообразном захоронении штудфы с растительными остатками высыпаются вниз по склону полосами. Поиски ведутся челночным методом снизу-вверх по склону. Найдя подобную флороносную зону, поднимаются по ней вверх, до источника сноса, собирая попутно растения. В более крупнолыбовых труднопроходимых эллювиальных развалах такие зоны большей частью обнаруживаются случайно.

На водораздельных высыпках, слабосдвинутых или остающихся на месте, а также в высыпках на пологих склонах, трассирующих простирание какого-либо слоя, про-

смотренные штуды полезно складывать кучками. Такой просмотр по возможности следует вести по всей площади высыпок. При этом необходимо делать небольшие закопашки.

На водораздельных пространствах растительные остатки иногда присутствуют в нескольких разностях пород. Естественно, что чаще они встречаются в более тонких породах. Поэтому сборщик обычно в них и собирает флору. Однако через несколько дней сборов, когда перестают встречаться "новые" виды, полезно переходить к осмотру относительно более крупных разностей пород. Растительные остатки там встречаются реже, но, как правило, они представлены другими видами, что повышает разнообразие коллекции.

На узких водораздельных гривках тонкие породы обычно приурочены к понижениям. Вместе с тем следует осматривать и уступки на новом подъеме, где могут выходить флороносные слои. Осматривают и основание такого уступчика по склону с обеих сторон. Иногда, если породы более плотные, то образуется слабо смещенная среднеглыбовая осыпь, покрытая мхом. После его снятия производят опробование в нескольких местах, разбирая глыбы до разумной глубины и раскалывая их на тонкие плитки. Нередко на поверхности пониженного участка среди пород встречается только растительный детрит, а после соответствующих поисков обнаруживаются довольно разнообразные растительные остатки.

Если в сходных условиях высыпки тонких пород трассируют простираение потенциально флороносного слоя, а по характеру склона можно предполагать близкое к поверхности залегание коренных пород, то следует сделать расчистки пласта.

Когда вулканогенно-осадочные породы заметной мощности сильно изменены и стали слишком плотными, производить их расчистки очень трудно. Если такие породы выходят высоко по склону вблизи водораздела, то в расщелинах в результате выветривания образуются осыпи, напоминающие "каменные реки". Иногда их протяженность достигает более сотни метров. Поиски флоры ведут, как обычно, снизу вверх, начиная со шлейфа в долине, челночным методом, стараясь не пропустить плиток вулканогенно-осадочных пород. Более крупные из них раскалывают по плоскости. В зависимости от крутизны осыпи наблюдаются скопления таких плиток. Особенно много их наблюдается вверху, вблизи коренных выходов. Последние также необходимо осмотреть. Следует тщательно просмотреть склон, чтобы не пропустить промежуточные флороносные слои, которые, впрочем, в вулканитах встречаются редко. При наличии их необходимо избегать смешивания остатков растений из разновозрастных горизонтов.

Продолжительность сборов в каждом конкретном случае может решить только специалист-фитостратиграф, учитывающий характер захоронения растительных остатков, важность данной точки для обоснования стратиграфической схемы или прослеживания какого-либо горизонта и т.п. Дело в том, что в одних точках мы сможем набрать необходимое разнообразие растений, в других — набор видов будет ограничен в силу особенностей захоронения.

Основные рекомендации для сборщика, уже приобретшего известные навыки, состоят в следующем. Сборы следует продолжать, если продолжают встречаться (хотя бы и редко) новые для данной точки формы растений (1—3 в день). Обычно при внимательных сборах в сравнительно небольших линзах через 4—6 дней наступает "насыщение" и "новые" формы практически перестают встречаться. Попадаются растения уже собранные в данной точке. В крупных местонахождениях с многими флороносными прослоями указанный срок, естественно, удлиняется. На практике работ в Охотско-Чукотском поясе в крупных обнажениях удавалось собирать по 40—60, а в мелких — до 25 видов ископаемых растений.

Следует учитывать, что точное определение видов возможно только при хорошей сохранности. Поэтому если ранее имелись плохие экземпляры, а затем встретились лучшей сохранности или более полно представленные, то сборы нужно продолжить.

Отметим, что однообразный характер поисков флоры среди вулканогенных образований, редкость находок и необходимость постоянного зрительного напряжения могут вызвать через 2—3 ч утомление зрения, и флора перестает встречаться. Тогда геологу представляется, что растительных остатков больше нет и можно прекратить поиски. В таких случаях рекомендуется расслабиться, минут на двадцать переключить зрение на удаленные объекты. Обычно после этого неожиданно даже для новичков флора начинает встречаться в прежнем объеме.

Комплексные фитостратиграфические исследования могут значительно повысить эффективность геологосъемочных работ среди субазальных вулканогенных образований. Для повышения результативности применения фитостратиграфического метода в процессе картирования вулканогенных толщ желательно в геологической партии иметь небольшую группу, задачей которой и являлось бы (с учетом геологической обстановки и данных, полученных другими подразделениями) производить поиски флороносных линз и тщательные сборы в них растительных остатков.

Как отмечалось, в таких работах необходимо участие и специалиста—фитостратиграфа. В функции его, помимо решения специфических для фитостратиграфии задач, входит отбор лучших образцов и сокращение коллекций, предварительное (полевое) отнесение данной коллекции к тому или иному флористическому горизонту местной схемы, а в случае недостаточного набора видов рекомендация продолжить сборы, если характер захоронения позволяет это сделать, посещение опорных точек с флорой необходимых для решения основных или спорных вопросов стратиграфии и геологического картирования.

Едва ли не наиболее важной задачей фитостратиграфа является разработка палеоботанического обоснования местной стратиграфической схемы, ибо при общих закономерностях, установленных в соседних регионах, всегда будут существовать местные особенности, связанные со спецификой палеорельефа и палеорастительности, ее изменениями в широтном направлении и др. Особенно это относится к Охотско-Чукотскому поясу, протягивающемуся с юга на север на 3000 км; когда будет меняться характер встречаемости растений, а в отдельных секторах несомненно выявятся новые виды, которые окажутся руководящими для конкретных участков пояса и т.п. Фитостратиграфу придется посещать опорные разрезы, где сборы флоры необходимы для установления схемы стратиграфического расчленения вулканогенных образований. Чем более полно разработана и палеоботанически обоснована местная фитостратиграфическая схема, тем более надежными будут результаты применения биостратиграфического метода при геологическом картировании мощных вулканогенных толщ.

ГЛАВА ШЕСТАЯ

РАЗВИТИЕ ФЛОР ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНОГЕННОГО ПОЯСА И РАННЯЯ ИСТОРИЯ ПОКРЫТОСЕМЕННЫХ

1. РАЗВИТИЕ И НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ МЕЛОВЫХ ФЛОР ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНОГЕННОГО ПОЯСА

При рассмотрении развития меловых флор ОЧВП мы опираемся на последовательность флор, наиболее полно изученных в Ульяновском и Пенжинско-Анадырском секторах. Выявленные здесь основные тенденции выдерживаются и в других отрезках пояса. Состав флористических комплексов, смена характерных форм и другие их особенности подробно рассмотрены в соответствующих разделах (см. гл. II). Процентное соотношение между основными группами растений в различных флористических комплексах ОЧВП и сопредельных районах Северо-Востока СССР, по данным автора и В.А. Самылиной, приведено в табл. 11.

Матийская флора (берриас-валанжин), располагающаяся в основании вулканогенного разреза ОЧВП, по характерным формам, разнообразию папоротников и особенно цикадофитов (22%) резко отличается от вышележащих среднемеловых (альб-сеноман) комплексов пояса.

Между матийскими слоями ОЧВП и лежащими выше породами с флорой ядринского (буоркемюсского) и еманринского комплексов существует перерыв в осадконакоплении, обнимающий, скорее всего, готерив-апт. В северных районах пояса в

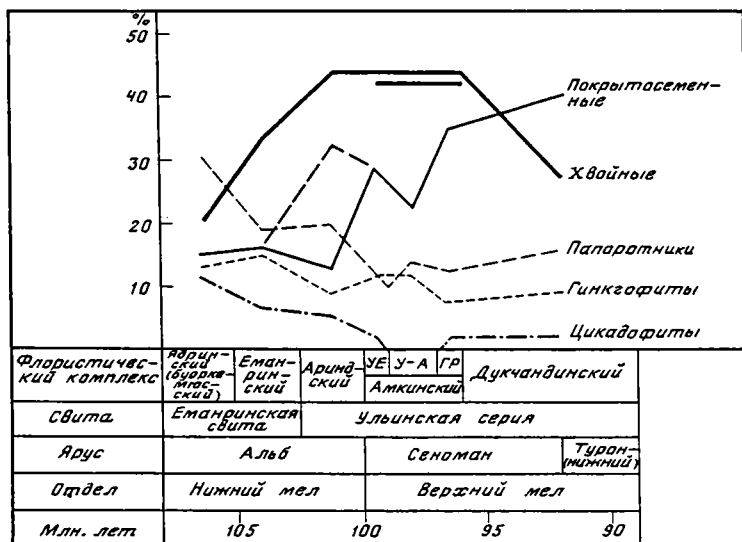


Рис. 34. Развитие среднемерловых флор Охотско-Чукотского вулканогенного пояса
Условные обозначения — см. рис. 25

это время в отдельных прогибах отлагались осадочные или вулканогенно-осадочные в основном морские отложения (см. рис. 30). Флоры этого уровня в пределах пояса практически неизвестны.

Развитие основных групп растений в среднемерловых флорах ОЧВП показано на рис. 34. Основными тенденциями в развитии альб-раннетуронских флор являются: последовательное повышение роли хвойных от раннего альба (ядринская—бууркемская флора) к раннему сеноману (амкинская флора), где их разнообразие достигает 45% от общего числа видов, и заметное падение их значения в среднем сеномане—раннем туроне (дукчандинская флора); постепенное уменьшение значения папоротников к амкинскому уровню (от 37 до 13—14%), роль гинкгофитов понижается незначительно (от 13—15 до 9,5%).

Наиболее показательно развитие в среднемерловое время цикадофитов. Их разнообразие падает от 12% в раннем альбе до 5,5—6,5% в еманринской и ариндской (средний—поздний альб) и 2% в нижеамкинской флорах. В среднеамкинское (ранний сеноман) время они отсутствуют и снова появляются только в вышеамкинской флоре, проходя в дукчандинскую (см. рис. 34).

Значение покрытосеменных и их встречаемость в целом повышаются от раннего альба к среднему сеноману—раннему турону. Но в среднеамкинское время (ранний сеноман) их роль и особенно встречаемость резко падают. Более подробно эти вопросы рассмотрены в гл. VI, 2.

Отметим, что значение хвойных повышается уже в составе позднеальбских—ариндских флор и достигает пика в амкинских флорах (см. рис. 34, табл. 11). Однако есть существенное различие в характере их встречаемости. В ариндских флорах хвойные, как правило, еще не доминируют, тогда как в амкинских слоях они резко преобладают в захоронениях и составляют основной фон тафоценозов. Очевидно, что в ариндское время уже появляются основные виды и роды кайнофитных хвойных, но господствующей группой среди растительности они становятся только в амкинское время.

Повышение роли хвойных в течение альба—раннего сеномана, совпадение пика их развития в амкинское время с резким падением значения цикадофитов и особенно с отсутствием последних в среднеамкинское время свидетельствуют в пользу того, что амкинские флоры формировались в условиях похолодания климата. Как показано в гл. VII, 1, хвойные и цикадофиты являются основными индикаторами климатических изменений. Амкинское похолодание определяется и по целому ряду других признаков, в том числе по палеотемпературным данным. Уточнение состава амкинских флор, выделение среди них трех последовательных комплексов показывают, что по-

Таблица 11

Соотношение между основными группами растений (по отпечаткам листьев)
в меловых флористических комплексах
Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и Северо-Востока СССР

Группы растений	Флористические комплексы							
	печенский	матийский (Уп)	ожогинский	силяпский	буоркемюсский	топтанский	еманринский (Уп)	баранджинский
Папоротники	28,6	30,0	20,5	33,3	31,0	19,0	19,0	21,5
Цикадофиты	19,0	20,0	8,8	9,5	11,5	2,4	6,5	13,0
Гинкгофиты	28,5	24,0	47,2	38,3	13,0	9,5	15,0	11,5
Хвойные	14,5	16,0	20,6	9,5	19,5	16,7	34,0	34,5
Покрытосеменные	—	—	—	—	17,0	33,3	17,0	10,0

П р и м е ч а н и е. Соотношение основных групп растений показано по количеству видов каждой группы (округленно) в % к общему числу видов; процентное участие прочих растений учитывалось, но не указано в таблице; комплексы Ульяновского прогиба (Уп), а также холоховчанский, гребенкинский, мургалский и усть-эмунерэтский приведены по данным Е.П. Лебедева [1983б], прочие — по материалам В.А. Самылиной [1974]

холодание происходило постепенно, а температурный минимум падает на среднеамкинское время (усть-амкинский комплекс). В позднеамкинское время (гырбыканский комплекс) похолодание ослабевает, что выразилось в появлении цикадофитов, повышении разнообразия покрытосеменных (см. рис. 34, табл. 11). Ранее указывалось, что температурный минимум падает на амкинское время в целом [Лебедев, 1976]. Лежащая выше дукчандинская флора с доминированием покрытосеменных, появлением ряда теплолюбивых папоротников, отсутствующих в амкинское время, приходится на этап нового потепления (см. гл. VI, 2; VIII).

Начиная с дукчандинского уровня (сеноман—ранний турон) во флорах ОЧВП наиболее разнообразными становятся покрытосеменные растения.

Позднетуронские—раннесенонские флоры кетандинского уровня в ОЧВП еще недостаточно исследованы. Судя по составу спорово-пыльцевых комплексов (разнообразие пыльцы группы *Triporosaccites*) и листовых флор, здесь преобладали покрытосеменные. Среди макроостатков доминировали листья платановых (Преддугджурский прогиб), что в целом отвечает составу примерно одновозрастной валижгенской флоры Северо-Западной Камчатки.

Следующие флористические уровни с доминированием покрытосеменных, известные в ОЧВП, — это кампанские аянкинский и усть-эмунерэтский комплексы, наиболее полно выявленные в северных секторах пояса. Усть-эмунерэтская флора формировалась в условиях кампанского оптимума.

При рассмотрении последовательности среднеамеловых флор ОЧВП бросается в глаза, что многие компоненты позднеальбских ариндско-арманских флор, прежде всего папоротники и покрытосеменные, сходны не с вышележащей амкинской флорой, а с перекрывающей ее сеноманской—раннетуронской дукчандинской (=гребенкинской) флорой. Разделяющая же их амкинская флора с резким доминированием хвойных и присутствием характерных форм, неизвестных ниже и непосредственно выше по разрезу, но встречаемых в более высоких слоях позднего мела, выглядит чужеродным элементом. Такое явление мы объясняем климаторекуррентным развитием среднеамеловых флор ОЧВП, которое подробно рассмотрено ниже (см. гл. VI, 2).

Флористические комплексы

	арманский	ариндский (Ул)	аркагалинский	Амкинский (Ул)			дукчандинский (Ул)	холоховчанский	гребенкинский	мургапский	усть-эмунерэтский
				уенминский	усть-амкинский	гырбыканский					
	19,7	20,0	14,6	10,5	14,0	13,0	16,5	16,0	20,0	28,0	18,0
	5,6	5,5	1,6	2,0	—	2,0	2,5	2,5	6,0	—	3,0
	7,0	9,0	9,6	12,0	12,0	7,5	9,5	8,0	5,0	7,0	8,0
	26,8	44,5	46,8	43,0	45,0	42,0	28,5	21,0	19,0	21,0	27,0
	32,3	13,0	19,4	29,0	22,5	33,3	40,5	47,5	46,5	39,0	42,5

Несмотря на указанные климатообусловленные "отклонения" (вызывавшие сомнения даже в указанной последовательности комплексов), наблюдается преемственность в развитии среднемеловых флор, заключающаяся в общности ряда руководящих видов, в последовательности появления новых форм кайнофитного облика и т.п. Так, для ядринской (буоркемюсской) и еманринской общими формами являются *Neozamites*, *Desmiophyllum magnum*, *Pagiophyllum triangulare*, последние два, кстати, переходят далее в ариндскую флору. В еманринской появляются и переходят в ариндскую ряд *Sequoia*, *Cladophlebis arctica* и некоторые другие формы. С ариндского уровня появляются характерные хвойные *Thuja*, *Cephalotaxopsis heterophylla*, *Elatocladus smittiana*, продолжающие свое развитие и далее, в позднем мелу, включая амкинское время.

Нижнеамкинская (уенминская) флора является как бы переходной от ариндской, произраставшей еще в относительно теплых условиях, к наиболее "холодной" среднеамкинской (усть-амкинской) флоре. В нее снизу проходят теплолюбивые *Nilssonia*, спорадически еще встречаются скопления покрытосеменных. В верхнеамкинской (гырбыканской) на фоне обычных амкинских хвойных снова увеличивается разнообразие покрытосеменных, явно предвзя этим дальнейшее развитие данной группы в дукчандинской флоре. В последнюю переходят также *Sphenobaiera* и *Phoenicopsis*. В амкинской флоре появляются и продолжают существовать на дукчандинско-гребенкинском уровне близкие по габитусу хвойные типа *Araucarites anadyrensis*.

Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, обладающий расчлененным рельефом, протягивается с юга на север на 3000 км. Поэтому среди меловых флор пояса намечаются два типа зональности: широтная и вертикальная.

В первом приближении можно выделить две группы флор: северную Чукотско-Пенжинскую и более южную — Ульяновско-Охотскую. Границы между ними не совсем ясны, в южную зону, видимо, входят Ульяновский и большая часть Охотского сектора. В последующем, при детальном изучении флор переходной области эти флористические зоны, возможно, удастся выделить в ранге подпровинций в составе установленной В.А. Вахрамеевым [1970] Тихоокеанской провинции, которая существовала, вероятно, уже в позднем альбе, а не только в сеномане-туроне.

Для Чукотско-Пенжинской зоны характерно присутствие ассоциации папоротников *Tchaunia-Kolymella*, ряда специфических хвойных и некоторых цикадофитов (*Elatocladus zheltovskii*, разнообразные *Stenis* и др.) (см. гл. II, 5, 6). Ассоциация *Tchaunia-Kolymella*, наиболее широко представленная в самом северном Центрально-Чукотском секторе, известна в Восточно-Чукотском районе и реже встречается в Пенжинском секторе. В Центрально-Чукотском отрезке *Tchaunia-Kolymella*, видимо, занимали относительно более возвышенные участки [Самылина, 1974а]. В период амкинского похолодания эта ассоциация проникала в южную часть ОЧВП, в Ульяновский сектор, где они также занимали более возвышенные участки и только изредка могли попадать в тафоценозы (см. гл. II, 1, 5).

В ОЧВП, помимо флор среднегорья, составляющих, видимо, основной фон тафоценозов, намечаются флоры еще более высоких гипсометрических уровней, остатки которых гораздо реже попадают в захоронения (например, ассоциация *Tchaunia-Kolymella* для альб-сеномана). Отметим, что в амкинское похолодание уровень их произрастания должен был опускаться, особенно в северных участках пояса. В берриас-валанжинских вулканах Ульяновского прогиба на фоне папоротниково-цикадофитовой матийской флоры в отдельных случаях с бесчисленными *Pityophyllum* встречались единичные деформированные побеги типа *Cephalotaxopsis*, явно принесенные издалека. Отсюда нельзя исключить того, что уже в раннем неокоме вершины гор были заняты хвойной растительностью, напоминающей более молодые ассоциации. Изучение этих флор представляло бы большой интерес, но их выявление сопряжено с большими трудностями.

Как известно, ОЧВП занимал краевое, окраинно-материковое положение. К востоку от него, непосредственно или очень близко, располагался морской бассейн, возможно, представленный акваториями типа внутренних морей (см. гл. IV). Поэтому рассмотренный район Северо-Востока СССР благоприятен в том отношении, что здесь на сравнительно небольших расстояниях в пределах близких широт можно проследить одно-возрастные флоры разных гипсометрических уровней. Подобные исследования, названные нами ранее флорофациальными [Лебедев, 1976], могут иметь большое значение для понимания особенностей перестройки растительности при смене различных геофлор.

В ОЧВП и сопредельных районах выделяется следующий ряд флор, произраставших на разных уровнях (снизу вверх): флоры приморских низменностей, флоры заболоченных равнин и флоры собственно ОЧВП, происходящие из вулканогенных образований (о возможностях существования в пределах пояса флор еще более высоких гипсометрических уровней упоминалось выше). На современном этапе полнее изучена последовательность среднемеловых флор, выявленная среди вулканитов ОЧВП.

Возвышенным местообитаниям, видимо, отвечают и флоры, обнаруженные среди мощных конгломератовых пачек, например флоры средней части буоркемюсской свиты, обладающие необычно высоким разнообразием покрытосеменных (см. гл. IV, 3), и тыльская флора Западного Приохотья, представляющая собой наиболее южное проявление флор буоркемюсского типа, широко развитых на Северо-Востоке СССР [Лебедев, 1974а].

Одной из задач изучения среднемеловых флор Северо-Востока СССР остается выявление последовательности ископаемых флор, произраставших в приморских местообитаниях. Пока, например, практически неизвестны приморские аналоги ариндских и амкинских флор ОЧВП. При изучении ископаемых флор Северо-Востока, развивающихся в гетерогенных климато-ландшафтных условиях, необходимо различать эколого-фациальные и возрастные отличия, которые могут явиться источником ошибок при решении как общих, так и чисто практических вопросов.

При сравнении позднеальбских баранджинской флоры из угленосных отложений и ариндской (арманской) из возвышенных местообитаний ОЧВП видно, что, как и ожидалось, основное отличие заключается в большей роли теплолюбивых цикадофитов из низинных местообитаний. Во флорах возвышенностей цикадофиты составляют 5,5% от общего числа видов (см. табл. 11), но, помимо *Taeniopteris*, представлены единичными экземплярами. В баранджинской флоре встречено девять форм (13%), причем они оказались довольно распространенными растениями. Кроме того, в баранджинской флоре наблюдается меньшее разнообразие и встречаемость покрытосеменных (см. гл. VI, 3). В составе папоротников и хвойных заметных отличий нет.

Отличия верхнеамкинской флоры ОЧВП (ранний сеноман) от аркагалинской из

угленосных отложений р. Колымы не очень значительны, хотя в последней отмечаются более теплолюбивые *Gleichenia*, *Haustmannia*. В связи с этим интересно выявить аналоги амкинских флор, произраставших в приморских, т.е. в более теплых, условиях.

В сеноманской—раннетуронской приморской гребенкинской флоре по сравнению с одновозрастными дукчандинской и холоховчанской флорами ОЧВП (см. гл. II, 1, 5; III) возрастает роль папоротников и особенно цикадофитов (см. табл. 11). Последние в горных флорах составляют 2,5% от общего состава, но встречаются редко, особенно в более северной холоховчанской флоре. В типовом гребенкинском комплексе цикадофиты играют заметную роль (6%), особенно по количеству отпечатков. Образуется скопления *Succadites*, в других прослоях нередки *Nilssonia serotina* и *N. alas-kapa*. Это, несомненно, свидетельствует о более теплых условиях, в которых произрастала гребенкинская флора. Папоротники в ней также более разнообразны. В первую очередь это неизвестные в одновозрастных флорах ОЧВП теплолюбивые папоротники *Gleichenia* и *Onychiopsis*, характерные для более южных областей.

Таким образом, во флорах более низких гипсометрических уровней по сравнению с флорами ОЧВП возрастают значение и встречаемость более теплолюбивых растений, в первую очередь цикадофитов и в меньшей степени папоротников. Поведение покрытосеменных освещено в гл. VI, 3.

ОЧВП входит в состав обширного Северо-Тихоокеанского рефугиума. В его пределах такие раннемеловые "реликты", как *Phoenicopsis* и *Sphenobaiera*, вымершие в низинных флорах в начале сеномана, сохраняются до сенона (см. гл. VI, 4).

2. РЕКУРРЕНЦИЯ И ИНКУРРЕНЦИЯ ФЛОР ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНОГЕННОГО ПОЯСА

Как уже указывалось, в ОЧВП наблюдается непрерывная последовательность флористических комплексов на рубеже нижнего и верхнего мела. При изучении этой последовательности выявился ряд особенностей в развитии средне меловых флор пояса, обусловленных изменениями палеоклимата [Лебедев, 1982а].

Ископаемые флоры ОЧВП произрастали в возвышенных, горных местообитаниях, что накладывало на их развитие ряд особенностей. Вулканически активные области имеют, как правило, возвышенный и расчлененный рельеф. Тем более это было характерно для ОЧВП, где интенсивность вулканизма, по данным В.Ф. Белого и нашим, в несколько раз превышала интенсивность современного вулканизма Курильских островов (см. гл. VIII). Поэтому в период температурного пессимума (рубеж раннего—позднего мела) похолодание климата, определяемое по многим факторам (см. гл. VII, VIII), сказывалось на флорах ОЧВП более резко, чем на флорах, произраставших в равнинных, а тем более в приморских условиях. В эти периоды в связи со снижением вертикальных климатических зон зональные растительные ассоциации или их компоненты мигрировали с возвышенностей в более низинные местообитания, а с началом потепления снова занимали возвышенные участки, что отражалось в разрезе меловых вулканитов ОЧВП повторным появлением сходных или близких растительных форм после их отсутствия в промежуточных слоях. Такое возвращение сходных фаунистических, флористических комплексов или их компонентов в прежние местообитания называют рекурренцией [Степанов, 1958; Степанов, Месежников, 1979; Халфин, 1980]. При этом одни исследователи считают, что рекуррентными можно называть ассоциации, только достаточно близкие к первоначальным, другие полагают, что комплексы могут в определенной степени измениться за время отсутствия. Так, Л.Л. Халфин [1980, с. 87] отмечает, что "рекуррентные фауны — это в большинстве случаев ассоциации не тождественные, а близкие генетически связанные, представляющие собой отдельные этапы эволюции некой фауны. Чем длительнее интервалы времени, разделяющие их появление, тем более заметны различия между рекуррентными фаунами".

При рассмотрении рекурренции в большинстве случаев обращались к примерам повторного появления сходных фаун, связанного с миграцией определенных фаций в разрезе. Что касается ископаемых средне меловых флор ОЧВП, то здесь этот процесс проходил более сложно, хотя само явление вертикальной миграции (рекурренция) не вызывает сомнения. Под влиянием одного цикла похолодания, установленного на рубеже раннего и позднего мела с наибольшим понижением температур в средней фазе, более устойчивые (среди теплолюбивых) формы растений отсутствовали в гор-

Возраст		Охотско-Чукотский вулканогенный пояс		Северо-Восток СССР (В.А. Самылина, 1974 г.)
		Ульинский сектор (Е.Л. Лебедев, 1979 г.)	Пенжинско-Анадырский сектор (Е.Л. Лебедев, 1978 г.)	
Верхний мел	Сенон	Даний		
		Маастрихт		
		Кампан	Делокачанский	Мургальский
		Сантон		
		Коньяк	Кетандинский Разнообразие пыльцы Triprojectacites	Куйвикеньевский Разнообразие пыльцы Triprojectacites
	Турон			
	Сеноман		Дукчандинский	Холоховчанский
		Амкинский		Гребенкинский
			Гырбыканский	Еропольский
			Усть-Амкинский	Оконайтский
Нижний мел	Альб		Уенминский	Окланский
		Верхний	Ариндский	?
		Средний	Еманринский	Виллюйкинский
		Нижний	Ядринский	Буоркемюсский
		Апт		Силяпский
		Баррем		Ожогинский
		Готерив		
		Валанжян		
		Берриас	Матийский	Яблонский

Рис. 35. Сопоставление флористических комплексов Ульинского и Пенжинско-Анадырского секторов Охотско-Чукотского вулканогенного пояса с флорами сопредельных районов Северо-Востока СССР

ных местообитаниях сравнительно короткое время, приуроченное к экстремальной фазе похолодания, и практически не успевали измениться. Другие, более теплолюбивые формы отсутствовали длительный срок, охватывающий весь цикл относительного похолодания, вследствие чего они эволюционировали более заметно, так что рекуррентия таких ассоциаций иногда отмечается только на родовом уровне. Иными словами, одна и та же причина (похолодание) вызывала рекуррентию как тождественных, так и успевших измениться растительных ассоциаций (рис. 35–37).

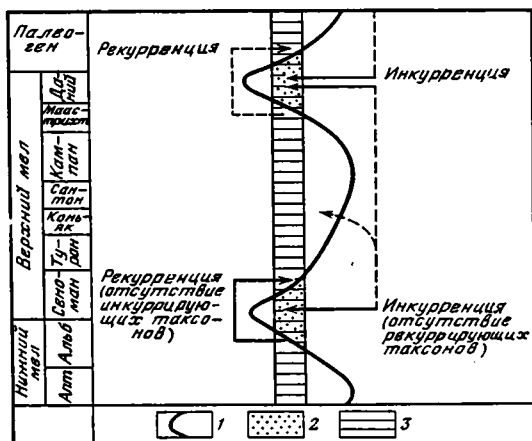
Процессы рекуррентии среднемеловых флор ОЧВП происходили на фоне перестройки растительности на рубеже раннего и позднего мела, когда начали распространяться более прогрессивные кайнофитные группы растений (покрытосеменные) и угасать мезофитные (цикадофиты, гинкгофиты и др.). А поскольку есть основания полагать, что кайнофитные сообщества покрытосеменных первоначально занимали более возвышенные горные местообитания [Вахрамеев, 1947, 1952; Тахтаджян, 1948; Самылина, 1974а; Лебедев, 1976; Arnold, 1947; Axelrod, 1952], то этой перестройке тоже способствовало похолодание, усиливая конкурентоспособность покрытосеменных и ослабляя ее у мезофитных голосеменных. Таким образом, как перестройка растительности, так и рекуррентия на данном этапе в ОЧВП были тесно связаны между собой и обусловлены изменением климатической обстановки. Поэтому мы называем подобное явление климаторекуррентным развитием флор ОЧВП на рубеже раннего и позднего мела.

Возраст		Нижний мел	Верхний мел		
		K ₁ al ₃	K ₂ cm ₁		K ₂ cm-t ₁
Флористический комплекс		Ариндский	Амгинский		
			Уенминский	Усть-Амгинский	Гырбы-канский
Характер встречаемости	Папоротники	—	—	—	—
	Цикадофиты	—	—	—	—
	Хвойные	◆	—	—	—
	Покрытосеменные	◆	◆	◆	—
Рекуррентные формы (по родам и видам)	Birisia	—	—	—	—
	Gleichenia	—	—	—	—
	Taeniopteris	—	?	—	—
	Nilssonia	—	—	—	—
	Sphenobaiera orientalis Vachr. et E. Lebed.	—	—	—	—
	Menispermities	—	—	—	—
Инкуррентные формы	Metasequoia cuneata (Knowlt.) Chaney	—	—	—	—
	Trochodendroides arctica (Heer) Berry	—	—	—	—
	Quereuxia angilata (Newb.) Krysht.	—	—	—	—
Развивающиеся формы (по родам и видам)	Pagiophyllum triangulare Pryn.	—	—	—	—
	Castaliites	—	—	—	—
	Tchaunia	—	—	—	—
	Kolymella	—	—	—	—
	Phoenicopsis	—	—	—	—
	Arctopteris	—	—	—	—
	Araucarites anadyrensis Krysht.	—	—	—	—
	Libocedrus	—	—	—	?
	Platanus embicola Vachr.	—	—	—	—
	"Credneria" grewiopsoides Holl.	—	—	—	—
	Grebenkia	—	—	—	—
	Cycadites hyperborea (Krysht.)	—	—	—	—

— 1 — — — 2 — 3 — — — — 4 — ◆ — 5 — — — — 6

Рис. 36. Климаторекуррентное развитие среднемеловых флор Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (по Е.Л. Лебедеву [1982а])

1 — флора Ульинского прогиба; 2 — гребенкинская флора (р. Гребенка); 3 — холоховчанская флора (бассейн р. Пенжины); 4 — цикадофиты гребенкинской флоры; 5 — спорадическое скопление или разнообразие видов; 6 — предполагаемое распространение видов. Толщина линии — примерная частота встречаемости данной формы или группы.



зонта (см. рис. 35). По присутствию характерных *Isoetes onkilonicus*, появлению *Sphenobaiera* типа *orientalis* (*S. ex gr. longifolia*) и *Taeniopteris* она синхронна верхнеамкинскому—гырбыканскому комплексу и также, как и последний, видимо, отвечает относительно повышению средних температур, о чем говорит наличие в ней *Taeniopteris*, *Gleichenia*, *Hausmannia*. Вместе с тем аркагалинская флора вряд ли выходит за пределы амкинского горизонта, поскольку в ней, кроме преобладания хвойных, отмечаются характерные для этого уровня *Metasequoia cuneata*, *Quereuxia angulata*, *Trochodendroides arctica*, исчезающие в Ульяновском прогибе, непосредственно выше по разрезу, и такие раннемеловые реликты, как *Czekanowskia*.

Отметим, что похолодание амкинского времени по палеоботаническим данным в пределах точности возрастных датировок совпадает с похолоданием, устанавливаемым на рубеже раннего и позднего мела по измерениям палеотемператур, и располагается в интервале позднего альба—раннего сеномана, причем имеются факты, указывающие на глобальный характер этого похолодания [Вахрамеев, 1980; Красилов, 1977а; Dorman, 1968; Douglas, 1976; Emiliani, 1966]. Если данный температурный минимум действительно соответствует позднему альбу, как считают сейчас многие исследователи, то это может повлечь за собой пересмотр возраста некоторых "сеноманских", в том числе амкинских, флор.

Выше амкинской флоры в Ульяновском прогибе располагается дукчандинский комплекс (43 вида), который по ряду форм наследует гырбыканскую флору и вместе с тем резко отличается от нее по доминированию покрытосеменных и редкости находок хвойных. Таким образом, наиболее четкие палеозоологические рубежи в среднемеловое время приходится на нижнюю и верхнюю границы амкинского горизонта, что связано с началом и окончанием амкинского этапа относительного похолодания.

На дукчандинском уровне появляются новые виды покрытосеменных *Platanus embicola* Vachr. (образует скопления), "*Credneria*" *grewiopsoides* Holl. и листья типа "*Viburnum*" *anadyrensis* Krysh. (= *Grebekia*), характерно разнообразие и обилие *Menispermites* (см. рис. 36). Среди папоротников снова, после отсутствия в амкинской флоре, отмечаются нередкие *Birisia*. Одновременно из гырбыканской флоры в дукчандинскую переходят *Sphenobaiera*, *Taeniopteris*. Продолжают существовать хвойные *Araucarites ex gr. anadyrensis*. Проходят снизу и такие раннемеловые "реликты", как *Phoenicopsis*. Одновременно исчезают характерные для амкинского горизонта *Metasequoia*, *Quereuxia*, *Trochodendroides arctica*.

Дукчандинский комплекс одновозрастен типовой гребенкинской флоре, возраст которой датируется по находкам морской фауны как сеноман—ранний турон (см. гл. III). Для обеих флор характерно разнообразие *Menispermites* и *Platanaceae*. В обеих флорах по количеству видов на первое место выходят покрытосеменные (от 40 до 48%). Одновременно присутствуют *Sphenobaiera*, *Taeniopteris*, *Birisia* и хвойные *Araucarites anadyrensis*, что является одной из характерных черт флор этого уровня.

В гребенкинской флоре покрытосеменные достаточно обильны и разнообразны, хотя и приурочены к отдельным прослоям. В других прослоях образуют скопления папоротники *Onychiopsis*, *Birisia* и хвойные *Araucarites anadyrensis*. Отмечены *Sphenobaiera*, *Taeniopteris*, *Arctopteris*, *Hausmannia*. Относительное разнообразие цикадофитов, иногда образующих скопления (*Cycadites hyperborea*), свидетельствует о достаточно теплом климате, в котором произрастала гребенкинская флора.

Флора дукчандинско-гребенкинского типа обнаружена нами и в более северных районах ОЧВП, в бассейне р. Пенжины, где собрана холоховчанская флора (см. рис. 35). Среди обнаруженных 38 видов преобладали остатки покрытосеменных (до 47%), в отдельных прослоях образовывали скопления хвойные *Sphenobaiera* и папоротники *Birisia*. Встречены редкие *Sphenobaiera*, *Phoenicopsis* и цикадофиты *Pterophyllum*. Для покрытосеменных характерно разнообразие *Menispermites* и *Platanaceae*.

Таким образом, в пределах ОЧВП мы имеем две флоры (дукчандинскую и холоховчанскую), которые по преобладанию и разнообразию покрытосеменных, наличию общих форм и отсутствию ряда мезофитных элементов близки к гребенкинской флоре и заметно отличаются от позднеловчанских флор ариндского уровня, также залегающих среди вулканитов ОЧВП, где покрытосеменные встречаются спорадически. Показательно, что если для более низких по разрезу альбских флор сопоставление велось по мезофитным элементам, в основном по папоротникам, реже по цикадофитам или хвойным, то здесь впервые на первый план в этом отношении выходят покрытосеменные.

В последнее время высказывается мнение [Филиппова, 1975а; 1978а,б], что арманская (=ариндской) флора одновозрастна гребенкинской и, следовательно, гребенкинская флора залегает ниже аркагалинской (амкинской), отнесенной поэтому к турону. Такое сопоставление сталкивается с не меньшими, если не с большими, трудностями, чем при первоначальной трактовке. Рассмотрим это на примере Ульяновского прогиба, т.е. в пределах единой структурно-фациальной зоны, хотя все сказанное ниже относится и к сопоставлению этих флор для всего Северо-Востока. Если дукчандинскую (=гребенкинскую) флору поместить ниже амкинской, что уже противоречит стратиграфическим наблюдениям в Ульяновском прогибе, то, расположив *Metasequoia*, *Trochodendroides arctica*, *Quegexia* выше дукчандинско-гребенкинского уровня, где эти формы отсутствуют (см. рис. 3б), и сняв одни противоречия, мы сразу сталкиваемся с рядом новых трудных вопросов. Почему в таком случае в амкинской флоре исчезают *Menispermities* и *Birisia*, резко падает значение и встречаемость покрытосеменных, многочисленных в гребенкинском комплексе, и возрастает значение хвойных? Как объяснить три фазы развития хвойной амкинской флоры? При установленной нами последовательности флор эти вопросы, естественно, объясняются похолоданием в амкинское время, в противном случае придется искать другое объяснение, так как на средний сеноман приходится новое потепление.

Кроме того, если помещать ариндскую (арманскую) флору в сеноман, то между еманринским (топтанским) и ариндским (арманским) комплексами образуется пробел, примерно соответствующий позднему альбу—раннему сеноману. В этом случае сразу возникает вопрос, какого типа флора заполняет данный интервал, поскольку на этот период по многим данным приходится похолодание. Ни еманринская, ни топанская флоры по своему составу не соответствуют температурному пессимуму.

Основной причиной возникших противоречий в трактовке возраста арманской флоры является необычно высокое для позднего альба разнообразие покрытосеменных (34%), что не позволяло относить данную флору к позднему альбу. Смушало и падение их роли в вышележащей амкинской флоре и возрастание в гребенкинской. Разнообразие покрытосеменных в позднем альбе ОЧВП, вероятно, действительно было значительным. В это время они уже образовывали самостоятельные растительные ассоциации [Самылина, 1974а; Лебедев, 1976], но, занимая еще довольно узкие экологические ниши, покрытосеменные в условиях рассеченного рельефа не всегда могли попасть в условия, благоприятные для захоронения. Примерно то же положение наблюдается и в местонахождениях ариндской флоры Ульяновского прогиба, где в отдельных прослоях покрытосеменные явно доминируют, но в большинстве или редки, или отсутствуют. По уровню развития ариндская и арманская флоры имеют много общего (см. гл. II, 1, 4).

Суественно, наконец, что в пределах того же ОЧВП, выше по разрезу мы встречаем две флоры (дукчандинскую и холоховчанскую), где сразу отмечаются многие из признаков, характерных для гребенкинской флоры и отсутствующих в ариндской. Вряд ли это может быть случайным. Изложенное выше позволяет предположить, что ариндская (арманская) флора, несмотря на известное сходство состава, все же древнее гребенкинской. Отмечаемое между ними сходство [Филиппова, 1975а, 1978а,б] объясняется, по нашему мнению, процессами рекурренции, а также сравнительно небольшим по геологическим масштабам (около 4 млн лет) временем, разделяющим эти флоры.

Явление рекурренции среднемиловых флор ОЧВП под влиянием амкинского похолодания было рассмотрено выше. Как указывалось, миграция флор носит сложный характер. В связи со снижением вертикальных климатических зон одни формы или растительные ассоциации целиком отступают в низинные местообитания, другие, например *Sephalotaxopsis heterophylla*, мигрируя в позднем альбе в низины, продолжают занимать и склоновые участки, третьи, видимо, опустились в среднегорье с еще более высоких уровней, где они ранее не могли попасть в геологическую летопись. К ним могут относиться отдельные виды *Sephalotaxopsis*, поскольку уже в берриас-валанжинских вулканитах мы на фоне папоротниково-цикадофитовой флоры матийского комплекса встречали редчайшие побеги типа *Sephalotaxopsis*, которые явно были принесены издалека. Не исключено, что доминирование хвойных в амкинском горизонте в значительной мере связано со снижением уровня их произрастания. К этому типу миграции, возможно, относятся и папоротники *Tchaunia*—*Kolymella*, широко

развитые в северных участках ОЧВП уже в альбе, а на юге пояса, в Ульинском прогибе они изредка попадали в тафоценозы только в амкинское похолодание.

Более теплолюбивые формы ариндского комплекса (*Birisia*, *Gleichenia*, *Menispermities*) отсутствуют в возвышенных местообитаниях весь период амкинского похолодания и возвращаются только в дукчандинское время, когда отмечается потепление климата. Вследствие эволюции во время отсутствия рекуррентия таких ассоциаций отмечается только на родовом уровне. Так, покрытосеменные *Menispermities*, еще сравнительно редкие в ариндских слоях, в дукчандинской толще достаточно разнообразны и многочисленны. Разнообразны они и в приморских местообитаниях по р. Гребенка. Папоротники *Birisia*, многочисленные в позднем альбе, в дукчандинское время снова образуют скопления, причем как в горных, так и в низинных условиях. В то же время папоротники *Gleichenia*, известные в ариндских слоях, не появляются выше по разрезу, в дукчандинской флоре ОЧВП, хотя *Gleichenia* обычны в одновозрастном гребенкинском комплексе. Это, очевидно, связано с более теплыми условиями вблизи моря по сравнению с возвышенными местообитаниями, о чем свидетельствует многочисленность цикадофитов (*Cycadites*) в гребенкинском местонахождении. В пределах ОЧВП цикадофиты (*Taeniopteris*), нередко в ариндское время, после амкинского похолодания уже не получают широкого распространения. Правда, на этот процесс накладывается тенденция угасания данной группы в послееальбское время. Отметим, что в отдельных приморских рефугиумах цикадофиты сохраняются вплоть до датского века (бошняковские слои на Сахалине). Более холоднолюбивые формы, прежде всего *Sphenobaiera orientalis* и *Taeniopteris*, отсутствовали в ОЧВП только в среднеамкинское время, во время максимальной фазы похолодания (см. рис. 36). Нижне- и верхнеамкинские флоры в целом физиономически очень сходны и различаются только при детальных сборах растительных остатков.

Миграция отдельных, прежде всего кайнофитных ариндских ассоциаций склонового ряда в низинные местообитания и обусловила известное сходство ариндско-арманской и гребенкинской флор. Точнее, сходны не флоры в целом, а отдельные рекуррентные растительные ассоциации. Изолированные ассоциации с доминированием покрытосеменных, попавшие в коллекции по сборам геологов, без мезофитных элементов, часто могут явиться причиной "омоложения" вмещающих отложений. Особенно это относится к ассоциациям с морфологически продвинутыми формами покрытосеменных, сформировавшихся в процессе дивергентной эволюции в ариндское, верхнеамкинское и в гребенкинское (дукчандинское) время, после некоторого угнетения в среднеамкинском этапе. Кроме того, изолированные мезофитные ассоциации могут создать впечатление о более древнем возрасте соответствующих толщ.

Необходимо отметить и другую сторону климаторекуррентного развития средне-меловых флор ОЧВП, дополнительно осложняющего применение палеонтологического метода. Это появление в период похолодания в "промежуточных" слоях, где отсутствуют рекуррентные формы новых таксонов, неизвестных ниже и непосредственно выше по разрезу. Такое явление мы называем инкурренцией (от латинского *incurro* — вбегать, вклиниваться).

Так, в амкинских слоях Ульинского прогиба (и одновозрастных им толщ других районов ОЧВП) появляются *Metasequoia cuneata*, *Trochodendroides arctica* и *Quereuxia angulata*, неизвестные как в нижележащих ариндских слоях, так и непосредственно выше по разрезу, в дукчандинском комплексе, а также в одновозрастной типовой гребенкинской флоре (см. рис. 36). Вместе с тем данные формы появляются в позднемеловых флорах выше гребенкинского уровня, что, в частности, и вызывало сомнение в последовательности амкинского и гребенкинского комплексов. Таким образом, в разрезе мы наблюдаем сначала отсутствие рекуррентных, а затем инкуррентных таксонов (см. рис. 36, 37).

Инкурренция в период похолодания в конце позднего мела—начале палеогена в Сихотэ-Алинском вулканогенном поясе, по данным М.А. Ахметьева, выражается в появлении здесь представителей *Betulaceae*, *Ulmaceae* и др., почти исчезающих в тафоценозах эоцена и появляющихся вновь в большом количестве только в олигоценный пессимум (см. рис. 37).

Процессы рекуррентии и инкурренции обусловлены цикличностью климатических изменений и взаимно дополняют друг друга. Существенное отличие между ними заключается в том, что рекуррентные ассоциации наследуют флоры, жившие до похолодания,

тогда как инкуррентные появляются в "промежуточных" слоях как бы внезапно и не имеют предшественников ниже по разрезу.

Инкуррентные ассоциации повторяются в разрезе через значительно большие промежутки времени, чем рекуррентные (см. рис. 37). При этом наблюдается и другая особенность процессов инкурренции, отличающая их от рекурренции. Так, на рубеже мела и палеогена повторяются не только инкуррентные ассоциации из предшествующего этапа похолодания, но происходит "внезапное" появление инкуррентных форм нового третичного этапа (см. рис. 37). Видимо, аналогичное явление имеется и на рубеже раннего и позднего мела, но для выявления его необходимо собрать флоры из готеривских вулканитов, отвечающих этапу предшествующего похолодания.

Инкурренция связана с относительно краткими эпохами экстремального похолодания, сразу после которых с началом потепления и происходят процессы рекурренции. В более длительные периоды сравнительно теплого климата рекуррентные таксоны успевают значительно измениться, а инкуррентные могут сохраниться в узких экологических нишах, в пределах единой геофлоры до следующего похолодания, хотя, естественно, часть этих таксонов будет осваивать и более теплые местообитания. Отдельные растительные ассоциации или по крайней мере их морфологические аналоги достаточно устойчивы во времени. Так, в амкинское похолодание в ОЧВП наблюдается, хотя и не часто, сочетание *Trochodendroides*—*Metasequoia*. Данная ассоциация, но уже широко представленная, отмечается и для маастрихт-датского похолодания, в частности для тахобинской флоры, где эта ассоциация занимала горные склоны в Восточном Сихотэ-Алиньском вулканогенном поясе [Аблаев, 1970, 1978].

При небольших сборах раннесеноманских и маастрихт-датских флор, когда в коллекции попадают наиболее распространенные в "холодное" время, особенно в горных флорах, хвойные растения и отсутствуют руководящие формы, данные коллекции могут иметь известное сходство. Это, видимо, и послужило в свое время основанием для отнесения аркагаинской флоры к верхам позднего мела [Ващенко и др., 1979; Самылина, 1962].

Климаторекуррентное развитие флор, выявленное в горных местообитаниях (ОЧВП), наблюдается в периоды похолоданий и на границе теплоумеренной и субтропической палеофлористических областей. Причем если в равнинных флорах оно связано с горизонтальной миграцией растительных ассоциаций, то в горных флорах — с вертикальной, что накладывает на их развитие ряд специфических особенностей.

Амкинское похолодание, помимо климаторекуррентного развития среднемеловых флор ОЧВП, обусловило и достаточно резкие палеоэкологические рубежи флористических горизонтов. Следовательно, вблизи температурных минимумов, особенно в горных флорах, хорошо выявляется климатогенная природа границ флористических комплексов. В то же время в одновозрастных флорах, произраставших на равнинах, а тем более в приморских низинах, где изменения климата сказывались менее резко, климатогенность этих границ может выглядеть менее отчетливой.

3. РОЛЬ КЛИМАТО-ЛАНДШАФТНОЙ ОБСТАНОВКИ ПРИ РАССЕЛЕНИИ РАННИХ ПОКРЫТОСЕМЕННЫХ НА СЕВЕРЕ ТИХООКЕАНСКОГО СЕКТОРА

Широкое расселение и, как казалось ранее, внезапное появление покрытосеменных в геологической летописи происходит в альб-сеноманское время. Появление покрытосеменных, писал еще 100 лет назад Ч. Дарвин, представляет собой "отвратительную тайну", далекую, как отмечает С.В. Мейен [1981], от своего разрешения и по сей день. Поэтому так важно накопление новых данных о составе, развитии и расселении ранних покрытосеменных. В настоящее время имеются две основные гипотезы: о горном происхождении покрытосеменных [Вахрамеев, 1947, 1952; Тахтаджян, 1948; Arnold, 1947; Axelrod, 1952] и о происхождении их в условиях морских побережий [Retallack, Dichler, 1981; Stebbins, 1974].

К настоящему времени можно считать установленным, что массовое расселение и увеличение систематического разнообразия покрытосеменных на рубеже раннего—позднего мела происходило, хотя и быстро, но не мгновенно, охватывая интервал не менее 10—15 млн лет. Покрытосеменные были более разнообразны в субтропических и тропических районах и в течение альба мигрировали в более высокие широты. Наиболее

древние достоверные остатки (пыльца) покрытосеменных установлены в баррем-аптских отложениях, тяготеющих к современной Атлантике. Что касается места происхождения покрытосеменных, то, как справедливо отмечал В.А. Вахрамеев [1981], его, видимо, уверенно можно будет обнаружить лишь в будущем по мере накопления новых данных.

Предположение о горном происхождении покрытосеменных и их расселении по возвышенным участкам впервые независимо друг от друга выдвинули В.А. Вахрамеев [1947] и Ч. Арнольд [Arnold, 1947], причем В.А. Вахрамеев [1947, 1952, 1981] указывает, что покрытосеменные возникли в пределах аридной зоны. Гипотеза горного происхождения хорошо объясняет отсутствие или чрезвычайно редкую встречаемость листьев доальбских покрытосеменных, ибо в горах очень мала вероятность захоронения растительных остатков. Среди других возражений против данной гипотезы последнее вызывало и возражения методологического характера [Мейен, 1981], поскольку это "полностью снимает контроль палеоботанических факторов и открывает простор для чисто умозрительных построений" [Красилов, 1975а, с. 79].

Однако подобный контроль при всех трудностях таких исследований возможен при палеоботаническом изучении мощных "мегахронных" субаэральных вулканогенных образований, соответствующих областям с интенсивной палеовулканической деятельностью и расчлененным рельефом. Так, нами показано, что в вулканогенных поясах типа ОЧВП при обильных пирокластических извержениях возможно захоронение растительности возвышенных местообитаний, сохраняющихся во времени вследствие компенсационного характера подобных вулканогенных структур (см. гл. V).

Рассмотрим роль климато-ландшафтной обстановки при расселении ранних (альб-сеноманских) покрытосеменных в Сибирско-Канадской палеофлористической области. В этом отношении районы Северо-Востока СССР и Аляски особенно благоприятны, поскольку альб-сеноманские флоры здесь произрастали в гетерогенных климато-ландшафтных условиях от возвышенных участков ОЧВП до приморских равнин в Северной Аляске.

На графике (рис. 38) приведены данные, характеризующие развитие покрытосеменных в альб-туронских флорах Северо-Востока СССР и Северной Аляски. Отдельно показано изменение роли покрытосеменных (по соотношению с другими группами растений) во флорах возвышенных местообитаний, угленосных равнин и в приморских условиях.

К флорам возвышенностей отнесены среднеальбские—раннетуронские комплексы из вулканогенных образований ОЧВП. Для раннего (возможно, и части среднего) альба роль покрытосеменных взята по их содержанию в буоркемюсской свите Северо-Востока, где В.А. Самылиной [1960] собрано 22 вида цветковых. Основное число их обнаружено в грубозернистой пачке под мощными конгломератами, разделяющими нижнюю и верхнюю подсвиты [Самылина, 1960, 1964, 1967а; Попов, 1962]. Среднее содержание покрытосеменных по отношению ко всей буоркемюсской флоре составляет около 17% [Самылина, 1974а], а по отношению к флоре нижней подсвиты — до 35—40%, что совершенно необычно для нижнего альба [Лебедев, 1976]. В верхней подсвите — более угленосной по составу — покрытосеменные редки. По данным Г.Г. Попова [1962], нижняя подсвита значительно менее угленосна, чем верхняя, к тому же к верхам ее происходит заметное огрубение осадков. Рельеф Яно-Колымской складчатой области характеризуется в это время более расчлененными формами, а реки приобретают горный характер и отлагают в русловых фациях более грубые осадки. Не исключено, что комплекс верхней половины нижней подсвиты отражает флору более высокого гипсометрического уровня, где покрытосеменные были более распространены [Лебедев, 1976].

Покрытосеменные из угленосных отложений нижнего альба показаны на примере флор средней и верхней подсвит омсукчанской свиты. Здесь, по данным В.А. Самылиной [1974а, 1976], собрано около 100 видов ископаемых растений, из которых только три принадлежат к покрытосеменным, причем два из них представлены плодами формального рода *Kenella*. Для верхнего альба содержание покрытосеменных из угленосных отложений взято по баранджинской флоре, а для раннего сеномана — по аркагалинской (см. табл. 11).

Покрытосеменные во флорах приморских низин Северной Аляски буоркемюсского уровня появляются только в самых верхах данного горизонта, в верхней подзоне фло-

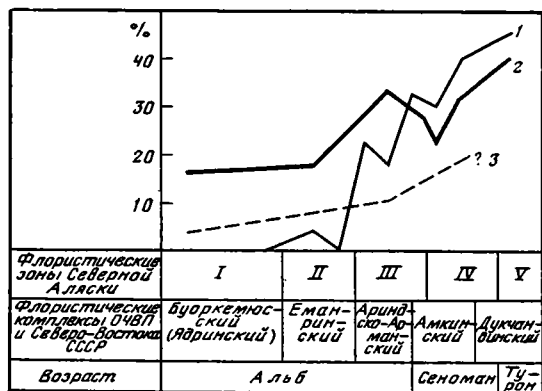


Рис. 38. Развитие покрытосеменных (по соотношению с другими группами растений) в альбских-раннетуронских флорах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (2), Северо-Востока СССР (3) и Северной Аляски (1), произрастающих в возвышенных местообитаниях, на угленосных равнинах и в приморских условиях (по материалам [Smiley, 1972]; В.А. Самылиной [1974а] и Е.Л. Лебедева [1983б]).

ристической зоны IV (см. гл. III, рис. 25). В то же время в разновозрастной буркемюсской свите Северо-Востока СССР разнообразные покрытосеменные появляются, как отмечалось, в нижней трети толщи под мощными конгломератами, а отдельные формы ("Sassafras" kolymensis, *Dicotylorhynchium* sp. A) встречаются практически в самых низах свиты. Буркемюсская свита согласно залегает на силляпской, содержащей одноименный аптский флористический комплекс [Самылина, 1960, 1974а, б; Попов, 1962].

Из сопоставления уровня развития покрытосеменных в альб-туронских флорах видно, что в альбе покрытосеменные раньше появились в геологической летописи и были более разнообразны во флорах возвышенных местообитаний, редки в угленосных и позже появились в отложениях приморских низин. Примерно на рубеже альба и сеномана разнообразие покрытосеменных в приморских условиях достигает такого в горных флорах ОЧВП, а в туроне уже обгоняет (см. рис. 38). Отсюда можно сделать вывод, что в апте в угленосных отложениях Сибирской области находки покрытосеменных маловероятны. Более вероятно, что мы можем встретить покрытосеменные в апте, причем достаточно разнообразные в систематическом отношении (а возможно, и в неоконе), но только в осадках, заключающих флоры возвышенных местообитаний [Лебедев, 1976], в основном среди вулканогенных образований.

В течение альба покрытосеменные только постепенно осваивали низинные участки рассматриваемого региона. О флоре раннего альба уже говорилось. Флоры среднего альба из угленосных отложений на Северо-Востоке пока не установлены. В позднеальбских ариндских флорах ОЧВП покрытосеменные образовывали самостоятельные растительные ассоциации [Самылина, 1974а; Lebedev, 1979], а в отдельных прослоях встречаются и их листовые кровли. В то же время в позднеальбской баранджинской флоре, происходящей из угленосных отложений, покрытосеменные, присутствуя более чем в половине всех местонахождений, встречались только единичными экземплярами и составляли еще незначительную примесь среди, по сути дела, мезофитных ассоциаций.

Если первоначально альбские покрытосеменные занимали более возвышенные местообитания, а приведенный нами материал по Северо-Востоку СССР и Аляске и данные других исследователей [Тесленко и др., 1966, 1969] в целом подтверждают это, то их нисхождению с гор и постепенному завоеванию низинных участков могло способствовать похолодание климата, экстремальная фаза которого приходится на амкинское-среднеамкинское время. Современный градиент высотного падения средних температур составляет около 5°C на 1000 м. В сеномане он, видимо, составлял около 3° [Боуэн, 1969]. Отсюда, если падение средней температуры Земли в амкинском пессимуме достигало 5° (см. гл. VIII), то можно сделать вывод, что соответствующие растительные ассоциации первоначально занимали высоты порядка 1500 м.

Занимая возвышенные местообитания, покрытосеменные, как и кайнофитные хвойные, были преадаптированы к наступившему похолоданию, что позволило им более успешно конкурировать с мезофитными растениями низин. Встречаемость покрытосеменных (несмотря на ее спорадичность) в альб-раннесеноманских флорах ОЧВП в целом возрастает, исключая среднеамкинское время максимального похолодания, когда резко доминировали хвойные. Видимо, покрытосеменные были все же менее устойчивы в этом отношении, чем хвойные.

В альбе на территории Северной Азии и Аляски наблюдаются аналогичные тенденции в развитии покрытосеменных и хвойных: возрастает их разнообразие, заметно меняется состав, в их числе появляются кайнофитные формы хвойных. Обе группы постепенно занимали более низинные участки, чему способствовало похолодание климата, экстремальная фаза которого совпадает с пиком развития хвойных. Но в среднем сеномане—туроне в связи с потеплением климата покрытосеменные, как более пластичная группа растений, приспособились к более теплым условиям и в целом изменили свои требования к окружающей среде, становясь обычными компонентами флор из угленосных отложений.

В альбе в Сибирской области покрытосеменные как бы избегали низинных участков, в том числе представленных в разрезе угленосными образованиями, и являлись "антракофобными" растениями. Для Северо-Востока СССР это рассмотрено выше. В Западную Сибирь, по данным Ю.В. Тесленко, А.В. Гольберта и И.Д. Поляковой [1966, Тесленко, Гольберг, 1969], опирающимся на палинологические исследования, покрытосеменные проникли с юга, где они были более разнообразны. Расселение их шло по холмгорьям складчатого обрамления (где средняя температура была на 3° ниже), минуя аллювиально-озерную равнину, в которой в позднем альбе—сеномане пыльца покрытосеменных практически отсутствовала. Примерно то же положение отмечается и для Якутии, где в альбе покрытосеменные встречены в районах, прилегающих к Верхоянью — области размыва, а в угленосных породах, отлагающихся в условиях обширной Ленской низменности, они практически отсутствуют [Лебедев, 1976]. Аналогичное явление наблюдалось и в Западном Казахстане, у южной окраины Сибирской палеофлористической области. Покрытосеменные здесь были разнообразны уже в среднем альбе. В.А. Вахрамеев [1952, с. 279] указывал, что отсутствие пыльцы и листьев покрытосеменных в углях п-ова Куланды, вероятно, вызвано "экологическими особенностями захоронений в прослойке угля растительности, произраставшей в болотистой, сильно увлажненной местности и, видимо, представленной почти исключительно папоротниками. Вместе с тем... установлено наличие покрытосеменных выше и ниже по разрезу". В апте, судя по палинологическим исследованиям на Украине, покрытосеменные, видимо, также занимали более возвышенные участки [Воронова, Тесленко, 1973; Воронова, 1981].

Итак, покрытосеменные в альбе, а вероятно, и в апте первоначально занимали возвышенные местообитания и постепенно завоевывали более низкие гипсометрические уровни. Их расселению в низины способствовало похолодание климата на рубеже раннего и позднего мела, носившее глобальный характер. Покрытосеменные, как и кайнофитные хвойные, занимая первоначально возвышенные участки, были преадаптированы к наступившему похолоданию, что позволило им более успешно конкурировать с мезофитными растениями. В начале позднего мела, примерно со среднего сеномана—турона в связи с потеплением климата покрытосеменные широко распространились и приспособились к теплым условиям низин и стали обычным компонентом флор из угленосных отложений, тогда как в альбе они являлись "антракофобными" растениями.

Если, как полагают, покрытосеменные произошли в условиях морских побережий, то необходимо решить по крайней мере два вопроса: какие причины и условия повлияли и позволили покрытосеменным занять возвышенности и, во-вторых, когда это произошло.

Для восстановления истории появления, расселения и развития ранних покрытосеменных может иметь большое значение палеоботаническое изучение мощных субэвральных вулканогенных образований, соответствующих областям с интенсивной палеовулканической деятельностью и расчлененным рельефом, где возможно захоронение растительности возвышенных местообитаний. Это позволяет надеяться, что исследование подобных вулканитов поможет выявить и более древние (доальбские) флоры возвышенностей и в определенной степени приблизиться к решению вопроса о происхождении и расселении древних покрытосеменных.

4. СЕВЕРО-ТИХООКЕАНСКИЙ РЕФИГИУМ И ПОЛОЖЕНИЕ В НЕМ ФЛОР ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНОГЕННОГО ПОЯСА

На рубеже раннего и позднего мела произошла одна из крупнейших перестроек растительного мира. Получила широкое распространение новая группа покрытосеменных, сменился состав хвойных, вымерли или резко сократили свои ареалы многие голосеменные, и в первую очередь цикадофиты и гинкгофиты. Ряд мезофитных голосеменных пережили данный рубеж и дольше всего сохранились в пределах Северо-Тихоокеанского рефигиума (рис. 39), выделенного В.А. Вахрамеевым [1981]¹.

Впервые явление переживания реликтовых форм на Востоке Азии было отмечено В.А. Вахрамеевым в 1952 г. и рассматривалось в ряде дальнейших работ [1952, 1958, 1964а, 1970].

В течение раннего мела происходило отступление реликтов на Северо-Восток и Восток Азии, что, видимо, и способствовало формированию здесь в позднем мелу крупнейшего Северо-Тихоокеанского рефигиума. Последний, как пишет В.А. Вахрамеев [1981], стал убежищем для некоторых родов голосеменных, типичных для мезозоя, вымерших на остальной части планеты. Этому благоприятствовало, по его мнению, сохранение здесь в позднем мелу более мягкого и влажного морского климата, тогда как во внутренних частях Евразии (например, в Ленском бассейне) климат с наступлением позднего мела стал более континентальным в связи с формированием южнее Сибирской палеофлористической области аридного пояса.

В Северо-Тихоокеанском рефигиуме на протяжении всего позднего мела сохраняются *Nilssonia*. В поздний мел переходят и другие цикадофиты — *Stenis*, *Glossozamites*, *Zamites*, *Zamiophyllum*, *Cycadites*, *Pterophyllum* [Вахрамеев, 1970, 1981; Красилов, 1979; Самылина, 1983; Терехова, Филиппова, 1983]. Начало позднего мела переживают здесь также некоторые гинкговые (*Sphenobaiera*) и чекановскиевые (*Czekanowskia* и чаще — *Phoenicopsis*).

Ранее считалось, что чекановскиевые на Северо-Востоке СССР не переходят рубеж амкинских ("аркаалинских") флор, т.е. рубеж раннего и позднего сеномана. Однако это верно только в отношении собственно рода *Czekanowskia*, а род *Phoenicopsis*, по нашим данным, исчезнув в позднем сеномане в равнинных местообитаниях, в горных флорах ОЧВП продолжал существовать вплоть до сенона.

В.А. Самылина [1974а] объясняет вспышку чекановскиевых — *Phoenicopsis* в аркаалинских (=амкинских) флорах широким развитием в это время стойкой облачности в связи с мощной вулканической деятельностью. В.А. Самылина придерживается гипотезы о наличии большей облачности в мезозое, которая значительно уменьшилась на границе раннего и позднего мела. Временное увеличение облачности (более обычной для мезофитных растений) в аркаалинском этапе и было, по ее мнению, "причиной недолгого господства голосеменных растений" в начале позднего мела [Самылина, 1974а, с. 42].

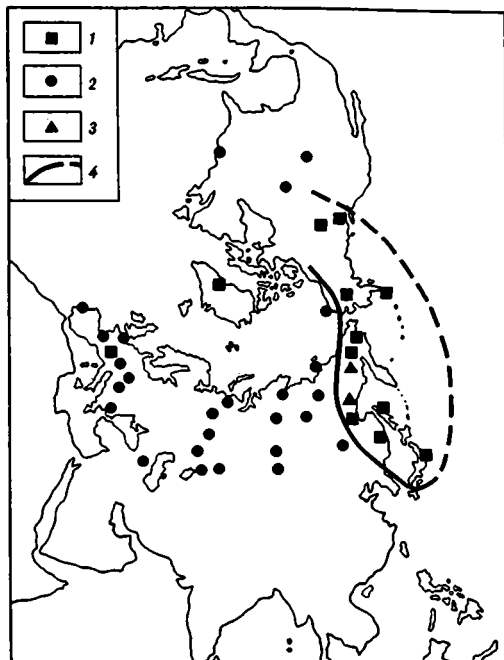
По нашему мнению, переживание *Phoenicopsis* в позднем мелу в пределах ОЧВП объясняется более холодными климатическими условиями, в которых произрастали горные флоры пояса вследствие их более высокого гипсометрического положения. Какие факторы свидетельствуют в пользу такого предположения? Во-первых, резкое усиление вулканической деятельности в амкинское время способствовало значительному общему похолоданию (см. гл. VIII). Во-вторых, *Phoenicopsis* в постамкинское время известен в сеноманско-раннетуронских и кампанских флорах ОЧВП и не обнаружен в разновозрастных приморских флорах Северо-Востока, произраставших в более теплых условиях. Кроме того, *Phoenicopsis* является обычным компонентом амкинских ("аркаалинских") флор северных районов ОЧВП и крайне редок на юге пояса, в Ульяновском прогибе. В северных районах он присутствует в равнинных флорах в коньке. В кампанский оптимум он встречен только в самом северном участке пояса, в эмунерэтской флоре Центрально-Чукотского сектора.

В позднем мелу род *Phoenicopsis* был представлен, как писала В.А. Самылина [1974а], иными, чем в мезофите, видами. Показательно, что если в приморских и

¹ Вторым, по В.А. Вахрамееву [1981], менее крупным рефигиумом, стала Гренландия, которую мы здесь не рассматриваем.

Рис. 39. Северо-Тихоокеанский рефугиум и положение в нем флор Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (по В.А. Вахрамееву [1981], с дополнениями)

1, 2 — основные местонахождения поздне-меловых флор: 1 — с *Nilssonia*, 2 — *Nilssonia* отсутствуют; 3 — туронские и сенонские флоры Охотско-Чукотского пояса с *Phoenicopsis* и *Sphenobaiera*; 4 — граница Северо-Тихоокеанского рефугиума



южных флорах Сибирско-Канадской области на рубеже раннего и позднего мела участие гингофитов резко сократилось, то во флорах ОЧВП их роль оставалась примерно на одном уровне (см. гл. VII, 1).

Что касается *Sphenobaiera*, то на Северо-Востоке СССР они известны в начале позднего мела как в приморских, так и в горных флорах дукчандинско-гребенкинского типа. В пределах пояса они проходят и в сенон, присутствуя в усть-эмунерэтской флоре ОЧВП (см. гл. II, 6).

Поскольку в ОЧВП *Phoenicopsis* и *Sphenobaiera* переживают по крайней мере до сенона, то опираться на них при датировке, особенно при малых сборах, нельзя, так как это часто уже приводило к занижению возраста вмещающих образований. Примеры этого имеются практически во всех секторах пояса. Кроме того, мнение об ограничении возраста при встречаемости *Phoenicopsis* и *Sphenobaiera* (не выше сеномана) приводило к своеобразному отрицанию этапности развития позднемеловых флор Северо-Востока СССР и вследствие этого к представлениям, что покрытосеменные, встречающиеся совместно с *Phoenicopsis*, например, в усть-эмунерэтской флоре, появились намного ранее. Отсюда следует, что небольшие коллекции ископаемых флор пояса с *Phoenicopsis* и *Sphenobaiera*, а также с остатками кайнофитных хвойных, в которых отсутствуют руководящие формы соответствующих флористических горизонтов, в принципе следует относить к позднему мелу (или даже мелу в целом в зависимости от состава) без дальнейшего уточнения.

Таким образом, ОЧВП, находящийся в пределах Северо-Тихоокеанского рефугиума, становится последним убежищем чекановские (Phoenicopsis), продолжающих существовать в поясе наряду со *Sphenobaiera* до сенона. Если переживание цикадофитов в приморских условиях Северо-Тихоокеанского рефугиума связано прежде всего с сохранением здесь более влажного и мягкого морского климата, то переживание *Phoenicopsis* в ОЧВП обусловлено более прохладным климатом, в котором произраста-ли горные флоры пояса.

РАЗВИТИЕ ФЛОР СЕВЕРНОЙ АЗИИ И СЕВЕРНОЙ АМЕРИКИ НА РУБЕЖЕ РАННЕГО И ПОЗДНЕГО МЕЛА

1. ВЛИЯНИЕ ПОХОЛОДАНИЯ НА РАЗВИТИЕ СРЕДНЕМЕЛОВЫХ ФЛОР

Как известно, изменения климата оказывают большое влияние на развитие флор [Красилов, 1972б, 1973а,б, 1975б, 1977а, Krassilov, 1973, 1975; Вахрамеев, 1957. 1964б, 1978, 1980; Вахрамеев, Мейен, 1970; Мейен, 1968; и др.] .

Развитие среднемеловых флор данного региона рассматривали многие исследователи, но вопрос о влиянии похолодания климата на изменение состава этих флор в литературе практически не освещался.

Важнейшим климатическим событием на рубеже раннего—позднего мела является экстремальное похолодание, определяемое по многим факторам: палеотемпературным данным [Ясаманов, 1978; Dorman, 1968; Emiliani, 1966], изменению состава флор, продвижению к югу от альба к сеноману, по данным В.А. Вахрамеева, границы между теплоумеренной и субтропической областями (рис. 40). Многие исследователи указывают на глобальность ряда климатических экстремумов в послепалеогеновое время [Вахрамеев, 1980; Ахметьев, 1976; Ясаманов, 1978; Боуэн, 1969; Лебедев, 1982б; Douglas, 1976; Lachtan, Pieterse, 1978]. Среди множества гипотез, объясняющих периодичность климатических процессов, в качестве климатоформирующего фактора рассматривается и вулканизм (см. гл. VIII).

В экстремальное похолодание на рубеже раннего и позднего мела понижение средней температуры Земли составило около 5° [Лебедев, 1982б]. Поэтому можно ожидать, что это должно было отразиться на развитии флор в рассматриваемом временном интервале на обширных территориях. Покажем это на примере развития основных групп растений в альб-сеноманских флорах ряда районов от Северной Аляски до Западного Казахстана, опираясь на разрезы, где возраст флор установлен по отношению к морским фаунистически охарактеризованным отложениям.

В умеренных флорах Сибирской и Канадской палеофлористических областей основные группы растений, отражающие изменения климата, — это хвойные, цикадофиты и покрытосеменные. Хвойные преобладают в высоких широтах и в периоды относительного похолодания, это относится как к кайнофитным хвойным, так и к древним — раннемеловым. Разнообразие раннемеловых хвойных повышается от южных окраин Сибирской области к более высоким широтам, где климат, несомненно, был более прохладным. Указанная закономерность наглядно представлена на графике (рис. 41), составленном В.А. Вахрамеевым [Вахрамеев, Долуденко, 1961]¹.

Подобная тенденция сохраняется и в позднемеловое время, когда появляются покрытосеменные и кайнофитные хвойные. На примере развития альб-маастрихтских флор Северной Аляски (датируемых по находкам морской фауны) видно, что разнообразие хвойных возрастает на рубеже раннего—позднего мела и к концу позднего мела (рис. 42), т.е. в периоды более холодного климата (см. гл. VIII). Развитие покрытосеменных от альба к сеноману совпадает с развитием хвойных, их роль возрастает, что в определенной степени связано с похолоданием. В позднем мелу покрытосеменные, видимо, меняют свои требования к окружающей среде, становятся в целом более теплолюбивыми, и их развитие происходит в антифазе с хвойными. Во время похолодания в конце позднего мела при возрастании относительного разнообразия хвойных роль покрытосеменных падает, а в кампанский оптимум наблюдается обратная картина: резко уменьшается роль хвойных и возрастает роль покрытосеменных², что подтверждается и палинологическими данными [Маркевич, 1982].

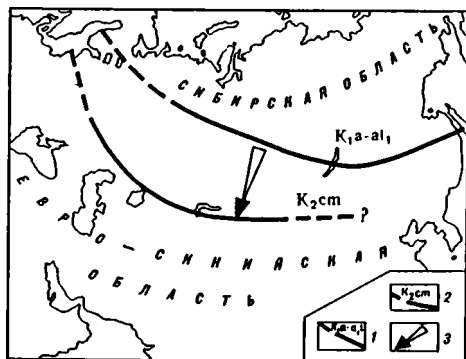
Цикадофиты, как наиболее теплолюбивые растения, естественно, шире распространены в южных районах (см. рис. 41) и в периоды потепления климата. Роль

¹ При переходе от Сибирской области к Индо-Европейской эта закономерность нарушается, что связано с иным систематическим составом хвойных в приэкваториальных районах.

² На первичные данные, использованные при составлении графика (см. рис. 42), может накладываться ряд факторов, не имеющих отношения к климату, но они не искажают существенным образом отмеченные выше тенденции.

Рис. 40. Смещение границы распространения субтропических флор Евразии к югу в среднемеловое время (составлено по материалам В.А. Вахрамеева [1970] и др.)

1 — граница между Сибирской и Евро-Синийской палеофлористическими областями для апта-нижнего-среднего альба (климатический оптимум); 2 — граница между палеофлористическими областями для сеномана (климатический пессимум); 3 — смещение к югу границы распространения субтропических флор от апт-альба к сеноману



цикадофитов сокращается от альба к сеноману, выше которого они в Северной Аляске не встречены (см. рис. 42).

Рассматривая изменение ведущих групп растений в альб-сеноманских флорах Якутии, ОЧВП и Северной Аляски, произраставших в высоких широтах, мы наблюдаем полное совпадение основных тенденций в их развитии (рис. 43, А-В). От раннего альба к раннему сеноману в целом увеличивается роль хвойных и покрытосеменных, резко падает или полностью исчезает значение цикадофитов. Сокращается разнообразие папоротников и гинкгофитов. Последние сохраняют свою роль только в горных флорах ОЧВП (рис. 44). Максимум развития хвойных приходится на рубеж раннего-позднего мела, что совпадает с похолоданием климата, а с началом нового потепления в среднем сеномане-туроне их роль уменьшается. На развитии этих групп растений накладываются также процессы перестройки растительности от мезофита к кайнофиту: угасание ряда голосеменных (цикадофиты и гинкгофиты), возрастание разнообразия покрытосеменных и адаптация их с началом позднего мела к более теплым и равнинным условиям (см. гл. VI, 3; рис. 42).

Интересно сравнить развитие основных групп растений северных флор и флор, произраставших на южной окраине Сибирской палеофлористической области, наиболее полно изученных В.А. Вахрамеевым [1952] в Западном Казахстане. Здесь выделяются средне-, позднеальбские, сеноманские комплексы, возраст которых датируется по соотношению с морскими слоями. Указанные выше тенденции отмечаются и здесь, но на первое место по разнообразию выходят покрытосеменные (см. рис. 43, Г), что связано с более южным положением казахстанских флор. Гинкгофиты на юге на рубеже раннего-позднего мела практически исчезают.

Аналогичные явления на рубеже раннего-позднего мела в общих чертах отмечаются и по палинологическим исследованиям. В Ульяновском прогибе ОЧВП, по данным П.И. Битюцкой, в спорово-пыльцевых пробах из амкинских слоев, содержащих одну и ту же раннесеноманскую флору, резко повышается содержание пыльцы хвойных. На п-ове Ямал (Западная Сибирь) известны палинологические комплексы из морских, фаунистически датированных отложений раннего альба и турона. По залеганию между ними промежуточный комплекс отнесен к сеноману [Поповичева, Стрепетилова, 1981]. От альба к сеноману здесь резко возрастает роль *Taxodiaceae* + *Cupressaceae*, от 4-27% в раннем альбе до 60% в сеномане. Значение покрытосеменных последовательно возрастает от 2% в альбе до 4% в сеномане и 9-25% в туроне. Отметим, что указанные тенденции легче выявляются в северных флорах, где хвойные более развиты, чем в южных.

Таким образом, на обширной территории Северной Азии и Северной Америки наблюдается достаточно хорошее, в пределах точности возрастных датировок, совпадение тенденций в развитии основных групп растений. Происходит синхронная климатогенная смена растительных групп в альб-сеноманских флорах, обусловленная экстремальным похолоданием.

Смена флористических комплексов и изменение их состава на рубеже раннего и позднего мела в настоящее время хорошо выявлены на Северо-Востоке СССР, в горных флорах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, на которых похолодание сказывается более резко, чем на равнинных флорах. Поэтому рассмотренное явление

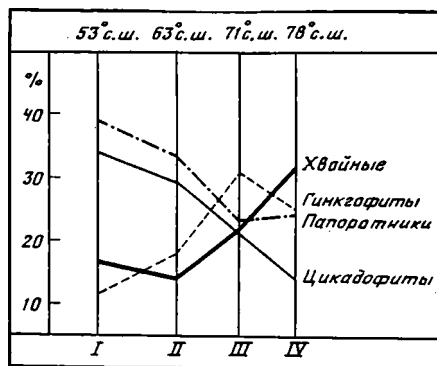


Рис. 41. Соотношение между основными группами растений (по отпечаткам листьев) в нижнемеловых отложениях Буреи (I), южной (II) и северной (III) части Ленского бассейна и Шпицбергена (IV) (по В.А. Вахрамееву [1961], с упрощениями)

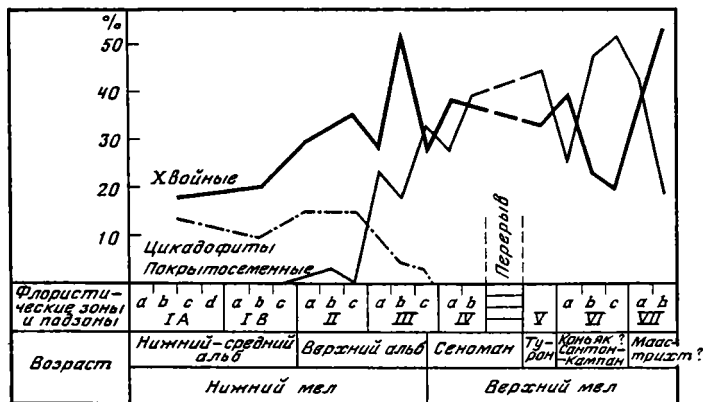


Рис. 42. Развитие основных групп растений в альб-маастрихтских флорах Северной Аляски (по материалам Smiley [1972])

по типовому району можно назвать "амкинским климатическим эпизодом" в развитии среднемеловых флор.

Синхронная климатогенная смена основных групп растений в амкинском эпизоде может служить дополнительным (по отношению к традиционным) методом корреляции среднемеловых флор, по крайней мере для умеренных флор северных районов, при достаточно дробном фито-стратиграфическом расчленении вмещающих отложений.

Исходя, например, из сопоставления среднемеловых флор Северной Аляски и ОЧВП (см. рис. 43) можно сделать вывод, что амкинские флоры ОЧВП должны приходиться на рубеж раннего и позднего мела, в то время как низы амкинского горизонта относятся еще к позднему альбу. Однако такое сопоставление, по нашему мнению, хотя и весьма вероятно, но пока преждевременно. Для уточнения их возраста необходимо сочетание традиционных биостратиграфических и климатостратиграфических исследований.

Многие этапы в развитии среднемеловых умеренных флор северных районов Сибирской и Канадской палеофлористических областей прослеживаются на значительных расстояниях. Так, раннеальбские (возможно, захватывающие и часть среднего альба) флоры буоркемюсского типа, наиболее теплолюбивые среди альбских комплексов, прослеживаются от Якутии на западе до Аляски на востоке и Западного Приохотья на юге (см. гл. III). Они характеризуются относительным разнообразием и частой встречаемостью цикадофитов, появлением новых видов среди папоротников и хвойных, продолжающих свое развитие и в начале позднего мела. Здесь впервые в указанном регионе появляются редкие, а в особых условиях и разнообразные покрытосеменные (см. гл. VI, 3). Одновременно существует немало типично раннемеловых форм.

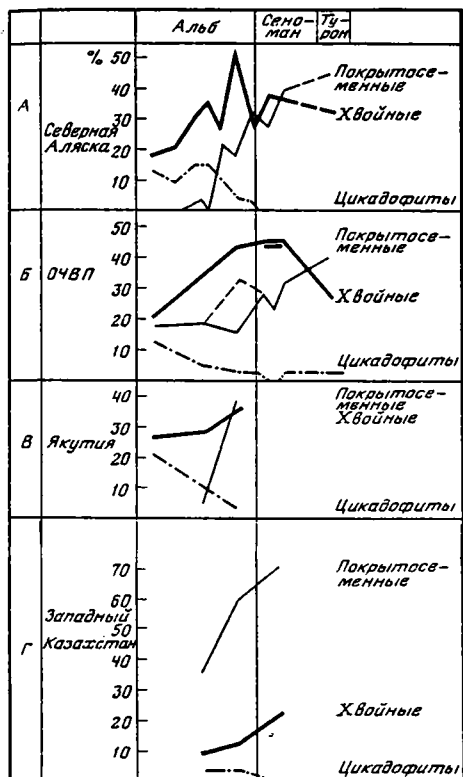
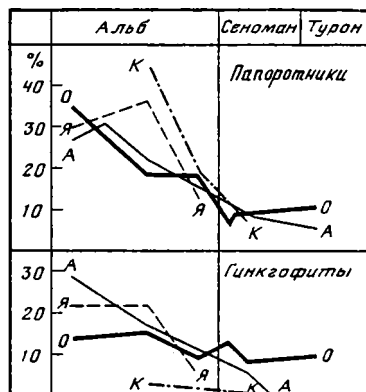


Рис. 43. Сопоставление развития основных групп растений в среднемеловых флорах Северной Аляски (А), Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (Б), Якутии (В), Западного Казахстана (Г) (по материалам Smiley [1972]; В.А. Самылиной [1974]; А.И. Киричковой [1979]; В.А. Вахрамеева [1952] и Е.Л. Лебедева [1983]). В ОЧВП двойной линией показано резкое доминирование хвойных

Рис. 44. Развитие папоротников и гинкгофитов (по соотношению с другими группами растений) в среднемеловых флорах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (О), Якутии (Я), Северной Аляски (А) и Западного Казахстана (К) (по материалам [Smiley, 1972]; В.А. Самылиной [1974]; А.И. Киричковой [1979]; В.А. Вахрамеева [1952] и Е.Л. Лебедева [1983]).



Менее четко прослеживаются средне-, позднелальбские и раннесеноманские флоры, хотя в типовых районах они, особенно флоры, формировавшиеся в амкинское похолодание, при нормальных сборах уверенно отделяются от ниже- и вышележащих комплексов. В известной мере это связано с недостаточной детализацией и изученностью этого интервала в других районах, а также с предварительным характером изучения североалаяских флор. В последующем флоры данного уровня, вероятно, будут прослежены более широко. Например, аналогом амкинских флор является расположенная много южнее партизанская флора Южного Приморья (см. гл. VIII). Выше по разрезу, на Северо-Востоке Азии и в Северной Америке выделяются среднесеноманско-раннетуронские флоры, соответствующие началу нового потепления и характеризующиеся уже разнообразием покрытосеменных (в частности, *Platanaceae*, *Menispermities*), нередкими цикадофитами и рассеченными *Ginkgo* (см. гл. III).

Вследствие того что в раннем (возможно, захватывая и верхи альба) и среднем сеномане климат был разным, более холодным в начале и теплым в конце, ранне- и среднесеноманские флоры в северных районах хорошо различаются. Поэтому такие возрастные характеристики флор, как просто "сеноманские", видимо, недостаточны, особенно при климатостратиграфических построениях.

В кампанский оптимум во флорах падает значение хвойных. Среди покрытосеменных уменьшается роль платановых. Покрытосеменные в целом становятся более мелколистными. На Северо-Востоке СССР и на Аляске во флорах этого уровня появляются лопастно-зубчатые листья типа *Quercus tchucotica* ("Rulac" *quercifolium*).

Итак, на рубеже раннего-позднего мела на территории Северной Азии и Аляски наблюдается совпадение тенденций в развитии основных групп растений, обусловленное экстремальным похолоданием климата, с которым связан, в частности, максимальный расцвет хвойных. Такое явление названо по типовому району "амкинским климатическим эпизодом" в истории среднемеловых флор. Этот эпизод более резко проявляется в северных флорах, где развиты хвойные. Поскольку климат в начале сено-

мана (включая и верхи альба) был более холодным, чем в конце, в северных флорах, ранне- и позднесеноманские флоры хорошо различаются. Синхронная климатогенная смена растительных групп на рубеже раннего и позднего мела может служить дополнительным методом для корреляции соответствующих флор.

2. О ГРАНИЦЕ МЕЗОФИТА И КАЙНОФИТА

Для Северо-Востока СССР этот вопрос подробно разбирался В.А. Самылиной [1974а], а в более широком аспекте — В.А. Красиловым [1979] и В.А. Вахрамеевым [1981]. В.А. Самылина по смене доминирования древних таксонов молодыми элементами позднемелового облика проводит условную границу между мезофитом и кайнофитом в основании позднеальбской арманской флоры. В.А. Вахрамеев [1981] отмечает, что альб-сеноманский интервал является одним из главных переломных рубежей в истории растительного мира. По его мнению, граница между средним и поздним альбом является тем уровнем, с которого покрытосеменные получили почти повсеместное распространение, войдя в состав большинства растительных сообществ, особенно в южных районах. Имеется и другое мнение, что основной рубеж в развитии покрытосеменных приходится на границу позднего мела и палеогена, поскольку в позднем мелу основными лесообразователями в Евразии являлись еще хвойные [Красилов, 1972, 1979].

Возражая данной точке зрения, отметим, что на рубеже раннего и позднего мела происходит не только широкое развитие и массовое расселение новой прогрессивной группы — покрытосеменных, но наблюдается и крупнейшая перестройка систематического состава хвойных. Древние хвойные сменились “молодыми”, доминирующими уже в позднемеловое время. На смену состава хвойных указывали В.А. Самылина [1974а], В.А. Вахрамеев [1981] и Ю.В. Тесленко, В.В. Гольберг [1972]. Для теплоумеренных флор северного полушария состав и облик позднемеловой хвойной растительности (широкое развитие представителей *Taxodiaceae*, *Cupressaceae* и др.) также имеет мало общего с таковой раннего мела. При этом чрезвычайно существенно, что интервал данной перестройки у покрытосеменных и хвойных практически совпадает (альб-сеноман).

Таким образом, наряду с “революцией” покрытосеменных в альб-сеномане произошла и “революция” хвойных. Как показано выше, расселению обеих групп растений в это время способствовало амкинское похолодание. Поэтому доминирование хвойных в позднем мелу в ряде сообществ не может служить доводом для отнесения данного этапа к мезофиту. Основными доминантами позднемеловых флор так или иначе становятся новые растения — или покрытосеменные, или “молодые” хвойные, широко распространившиеся в конце альба—начале позднего мела и нередко образующие самостоятельные растительные ассоциации.

Мезофитные и кайнофитные ассоциации (в обычном их понимании) в позднем альбе занимали изолированные местообитания. На Северо-Востоке СССР, по нашим данным, в сеномане—раннем туроне (гребенкинская флора) и даже в позднем туроне—коньяке (валижгенская флора) покрытосеменные, хвойные и особенно папоротники в массовом количестве обычно встречались в разных прослоях, отражающих ассоциации с доминированием указанных групп растений.

Похолодание на рубеже раннего и позднего мела явилось своего рода пусковым механизмом эволюции, способствующим сдвигу эколого-конкурентного равновесия между различными группами растений. Как пишет В.А. Красилов [1973а], при похолодании возрастает “напряженность отбора”. Похолодание помогло перестройке растительности, усиливая конкурентоспособность у уже сформировавшихся покрытосеменных и кайнофитных хвойных и ослабляя ее у мезофитных голосеменных. Последние дольше всего сохранялись в Северо-Тихоокеанском рефугиуме, выделенном В.А. Вахрамеевым [1981], в том числе и в пределах ОЧВП (см. гл. VI, 4).

Одновременная перестройка в альб-сеномане покрытосеменных и хвойных представляет собой явное совпадение рубежей в развитии очень отдаленных в систематическом отношении растений, относящихся к разным отделам. По данным палеознтомологов на этом рубеже произошло и наиболее заметное изменение состава насекомых [Жерихин, 1978; Вахрамеев, 1981]. В.А. Красилов [1979, с. 86] отмечает, что палеознтомологи вообще “склоняются к мысли, что границу мезозоя и кайнозоя следует проводить между ранним и поздним мелом”.

Для меловых флор Сибирско-Канадской палеофлористической области роль амкинского похолодания в резком сокращении разнообразия цикадофитов, а на юге и гинкгофитов хорошо видна из соответствующих графиков (см. рис. 43, 44). Его воздействие, несомненно, было синхронным. Однако последствия в разных экологических условиях были неодновременными. Кроме того, и реакция на похолодание в разных растительных ассоциациях, естественно, была несколько различной. Так, цикадофиты в горных флорах ОЧВП после амкинского похолодания стали редки, а в одновозрастных приморских флорах (например, гребенкинская) еще достаточно многочисленны. В отдельных же приморских рефугиумах, особенно на юге, они продолжали существовать до конца позднего мела (см. гл. VI, 4).

По уровню развития покрытосеменных условная граница между мезофитом и кайнофитом, как и показали В.А. Самылина [1974а] и В.А. Вахрамеев [1981], проходит в основании позднего алба. В это время на юге уже появились леса, состоящие из платановых, например в Западном Казахстане, и из разнообразных покрытосеменных в центральной части США [Вахрамеев, 1952, 1981]. На Северо-Востоке СССР в позднем альбе покрытосеменные только начинали занимать низинные местообитания, где разнообразие их резко повышается в сеномане—раннем туроне (см. гл. VIII, 3). По нашему мнению, естественной границей между этими этапами является амкинское похолодание на рубеже раннего—позднего мела.

ГЛАВА ВОСЬМАЯ

ВУЛКАНИЗМ И КЛИМАТ МЕЛОВОГО ПЕРИОДА

Климат оказывает существенное влияние на биосферу, развитие которой положено в основу естественной периодизации геологической истории по крайней мере в пределах фанерозоя, т.е. в последние 570 млн лет. Поэтому выявление возможных причин периодических изменений палеоклимата имеет большое значение. Существует множество гипотез, объясняющих периодичность климатических процессов, которые можно разделить на астрономические и геологические. Приводится ряд климатических циклов от 11-летнего до периода в 280—300 млн лет (см. обзор гипотез: [Брукс, 1952; Будыко, 1977, 1980; Марков, 1960; Рухин, 1962; Шварцбах, 1955; Красилов, 1972б, 1977а; Мелекесцев, 1980; Синецын, 1980; и др.]).

В некоторых геологических гипотезах в качестве климатоформирующих факторов выдвигается и вулканизм. Предполагается, что одной из причин оледенений могло быть охлаждающее влияние вулканической пыли, увеличивающей альбедо земной атмосферы [Брукс, 1952]. Хотя в настоящее время преобладает мнение об антагонизме вулканизма и оледенений или его незначительной, второстепенной роли в процессах воздействия на климат, последние палеовулканологические и биостратиграфические исследования показывают, что в прошлом существовали достаточно длительные периоды интенсивного эксплозивного вулканизма, которые оказывали значительное влияние на климат.

Существенное значение при этом имеет широкое, глобальное распространение вулканической пыли от локальных, но мощных извержений. Так, по данным современных наблюдений на нескольких десятках актинометрических станций [Dyer, Hicks, 1968] показано, что аэрозольные частицы, возникшие после извержения вулкана Агунг в 1963 г. и существенно ослабившие солнечную радиацию, "распространились по всему земному шару, от Южного полюса до высоких широт северного полушария" [Будыко, 1980, с. 199]. Сходные данные по распространению вулканической пыли и последовавшим понижениями температур приводятся для извержений Кракатау, Катмаи и других [Axelrod, 1967, 1981; Newell, 1979; Hamner et al., 1980; Robock, 1979; Bryson, Goodman, 1980; Stommel, Stommel, 1979; Sear, Kelly, 1980; Wexler, 1952].

Для выявления характера воздействия вулканизма на климат перспективным методом является сочетание палеовулканологических и палеоботанических—биостратиграфических исследований непосредственно в областях с интенсивной палеовулканической деятельностью. Как известно, флоры могут служить хорошим индикатором климатических изменений. Флористические комплексы, последовательно собранные

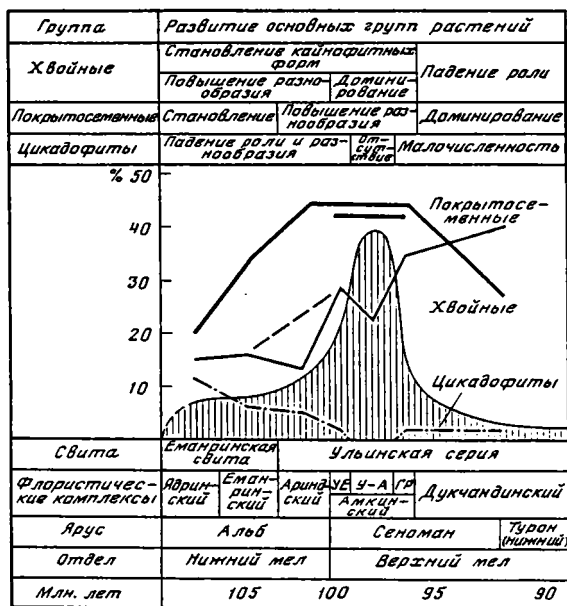


Рис. 45. График соотношения интенсивности вулканизма (заштрихованное поле) в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе (Ульянский прогиб) с развитием основных групп растений в альбертинском туроне

Для хвойных двойной линией показано резкое их доминирование в указанном интервале

среди вулканитов, позволяют уточнить их стратиграфию и геологический возраст вмещающих вулканогенных горизонтов. Поэтому выявленные по флоре последовательные изменения палеоклимата относительно легко, особенно вблизи температурных экстремумов, скоррелировать с эволюцией вулканизма.

Этот метод мы использовали при анализе материалов, полученных в ОЧВП [Лебедев, 1982б]. Наиболее детальные работы проводились в Ульяновском прогибе, одном из крупнейших структурных элементов пояса. Фитостратиграфические исследования показали четкое совпадение максимума вулканической, особенно пирокластической, деятельности с формированием примерно на границе раннего и позднего мела наиболее холодноумеренной амкинской флоры (рис. 45). Отметим, что флоры ОЧВП произрастали в возвышенных, горных местообитаниях, где похолодание климата сказывалось более резко, чем на равнинах. Это несколько облегчало задачу выявления по флоре климатических изменений в "нижнем" температурном экстремуме.

Как показано выше, в ОЧВП четко выделяются три крупных этапа развития вулканизма (снизу вверх): 1) андезитовый; 2) вулканизм контрастного, в значительной мере кислого состава, наиболее мощный по продолжительности и объему накопившихся вулканогенных пород, за которым идет вулканическая пауза, во время которой отлагались маломощные осадочные, частично угленосные, отложения; 3) платобазальтовый. Для этапа контрастного (кислого) вулканизма характерен максимум эксплозивной, вулканической деятельности (рис. 45, 46), названный нами трукулентным вулканизмом (от латинского *truculentus* — яростный, грозный). Возраст вулканитов первого и второго этапов датируется по палеоботаническим данным, базальты третьего этапа — по данным абсолютного возраста (60–70 млн. лет).

На рис. 45 показано соотношение интенсивности контрастного вулканизма Ульяновского прогиба в альбе—нижнем туроне с развитием основных групп растений в это время. Наибольшая площадь распространения и мощность вулканитов приходится на амкинское время, а внутри него—на отложения, охарактеризованные среднеамкинской (усть-амкинской) флорой. В этот период, охватывающий около 2–3 млн. лет, интенсивность трукулентного вулканизма превышает среднюю по контрастному этапу в 3–5 раз. Большое количество пирокластики, продуцировавшей при этом мощными эксплозивными извержениями, способствовало формированию многочисленных по

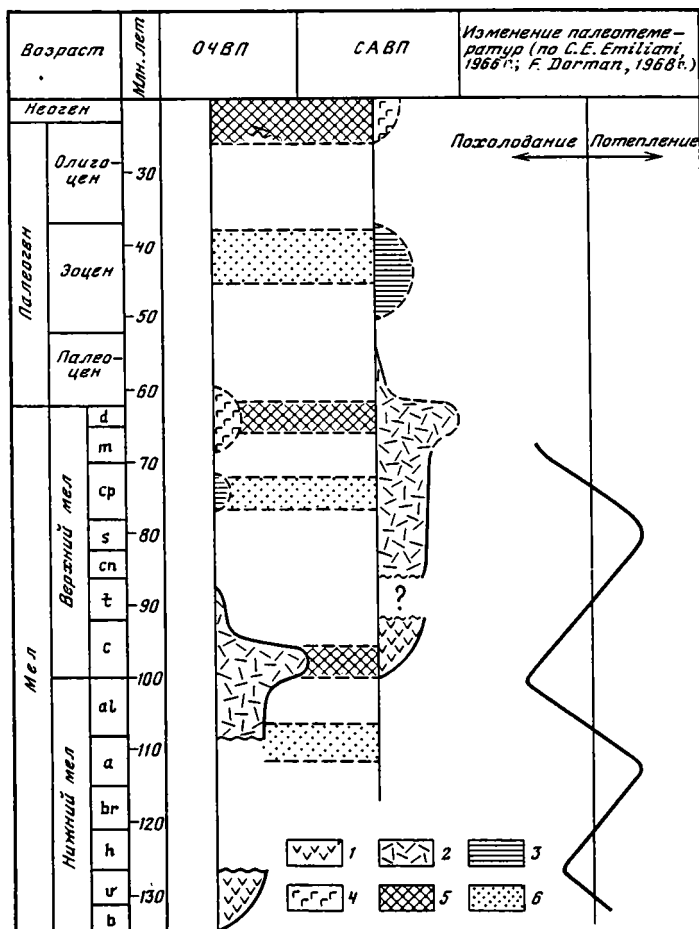


Рис. 46. Эволюция окраинно-материковых вулканогенных поясов в изменении климата мелового периода (по Е.Л. Лебедеву [1982а])

1 — этап андезитового вулканизма; 2 — этап контрастного, в значительной степени кислого вулканизма; 3 — маломощные осадочные (частично угленосные) отложения, формировавшиеся в вулканическую паузу; 4 — этап платобазальтового вулканизма; 5 — температурный пессимум; 6 — температурный оптимум (по флористическим данным). САВП — Восточный Сихотэ-Алиньский вулканогенный пояс (по В.В. Ветренникову, 1976 г., с дополнениями)

сравнению с другими возрастами местонахождений среднеамкинской флоры. В других секторах ОЧВП флора среднеамкинского (аркагалинского) типа также встречается наиболее часто. Отсюда можно сделать вывод, что и там, внутри интервала наиболее интенсивного вулканизма, соответствующего, по В.Ф. Белому [1977], верхнему альбу—нижнему сеноману, максимум пирокластической деятельности приходится на среднеамкиское время.

Развитие основных групп растений и некоторые особенности состава флористических комплексов показывают, что в альбе—раннем туроне сначала происходило похолодание с температурным минимумом, приходящимся на среднеамкиское время, когда, в частности, исчезают теплолюбивые цикадофиты, а покрытосеменные встречаются сравнительно редко (см. рис. 45). Некоторое потепление внутри амкинского времени отмечается для позднеамкинской (гырбыканской) флоры, где снова появляются редкие цикадофиты и повышается разнообразие покрытосеменных, доминирующих в последующей дукчандинской флоре, отвечающей этапу нового потепления. Таким образом, даже на таком сравнительно небольшом временном интервале (альб—ранний турон) наблюдается достаточно хорошая корреляция развития флор с ходом изменения

интенсивности вулканической, пирокластической деятельности. Повышение последней вызывало последовательное похолодание с совпадением температурного минимума с пирокластическим максимумом, а с ослаблением интенсивности вулканизма снова начинается потепление.

Необходимо отметить, что еще ранее В.А. Самылина [1974а] высказала предположение, что отступление покрытосеменных в аркагалинское время (= части амкинское) объясняется широким развитием облачности и некоторым похолоданием, вызванным катастрофическими извержениями пирокластического материала.

Чтобы оценить примерное падение температуры в среднеамкинское время (ранний сеноман), посмотрим, как сказались похолодание на перемещении к югу границы между умеренной и субтропической палеофлористическими областями. По данным В.А. Вахрамеева [Вахрамеев и др., 1970], граница между этими областями от апт—альба к сеноману сместилась к югу по меридиану западнее оз. Байкал примерно на 1400—1600 км (см. рис. 40). Современный градиент широтного падения средней температуры составляет около 5° на 1000 км. По мнению Р. Боуэна [1969], этот градиент для сеномана на широте $40-50^{\circ}$ с.ш. составляет около 3° , что примерно совпадает с данными Н.А. Ясаманова [1978] для максимального похолодания. Отсюда падение средней температуры на рубеже раннего и позднего мела — около 5°C .

Следует оценить и примерную интенсивность трукулентного вулканизма в ОЧВП по сравнению с современным. В.Ф. Белый [1977] на основании количественного подсчета показывает, что среднегодовой объем извержений ОЧВП с учетом разноса вулканогенного материала в 4 раза, а в период наибольшей интенсивности вулканизма, в конце альба—начале сеномана, — даже в 6 раз превышает объем современных извержений Курильских островов. По нашим данным, максимум вулканизма в ОЧВП ограничен более узким интервалом и превышает среднюю интенсивность в 3—5 раз. Учитывая расчеты В.Ф. Белого, можно считать, что интенсивность трукулентного вулканизма в ОЧВП в 10—30 раз, т.е. не менее чем на порядок, превышает масштабы современного вулканизма Курильских островов. Как показано И.В. Мелекесцевым [1980], именно подобная интенсивность эксплозивного вулканизма могла оказывать влияние на климат.

Обратимся к Восточному Сихотэ-Алинскому вулканогенному поясу (САВП), очень близкому по характеру развития к ОЧВП. Возраст САВП также в значительной степени основан на палеоботанических данных, по которым мы можем судить об изменении палеоклимата и его корреляции с ходом вулканизма. В.В. Ветренников [1976] выделяет в САВП три этапа вулканизма, аналогичные установленным позднее нами в ОЧВП: 1) андезитовый; 2) кислый (контрастный. Е.Л.), вулканическая пауза с маломощными осадочными, частично угленосными отложениями; 3) базальтовый, отнесенный к олигоцен-миоцену (см. рис. 46)¹.

В схему В.В. Ветренникова [1976] мы вносим некоторые изменения. Дело в том, что андезиты раннего этапа В.В. Ветренников относит к сеноман-турону. По нашему мнению, содержащаяся в них флора (партизанский комплекс, по материалам А.Г. Аблаева и С.И. Неволной) по обилию хвойных, мелколистности покрытосеменных, присутствию *Quegexia* более близка к амкинской флоре ОЧВП (ранний сеноман), а не к дукчандинской (сеноман—ранний турон), где доминируют покрытосеменные и исчезает *Quegexia*. В САВП пока не отмечено флор, аналогичных дукчандинской. Туронские флоры, как можно судить по фаунистически датированным флорам Аляски, характеризуются разнообразием покрытосеменных [Smiley, 1969, 1972а, б]. Поэтому мы предполагаем, что между андезитовым и кислым вулканизмом в САВП, который большинство исследователей начинает с сенона [Геология СССР, 1969; Ветренников, 1976; Аблаев, 1978], существует перерыв в осадконакоплении, примерно соответствующий турону (см. рис. 46). Кроме того, В.В. Ветренников [1976] указывает, что кислый вулканизм не связан с предшествующим андезитовым этапом и залегает с резким переходом и намного большим объемом кислых извержений по сравнению с андезитовыми.

Наиболее холодноумеренной среди флор кислого, или контрастного, этапа мелового

¹ Отмеченная В.В. Ветренниковым этапность вулканизма в САВП относится к его южной части. На севере САВП происходит как бы повторение данной этапности в третичное время.

вулканизма САВП является тахобинская флора, примерно соответствующая данию [Аблаев, 1974, 1978]. Присутствие в ней многих умеренных и листопадных элементов свидетельствует, по мнению М.А. Ахметьева, о снижении в это время средней температуры на 5° по сравнению с последующим оптимумом. В САВП на данном рубеже за недостатком палеоботанического материала не прослежена последовательная смена флор, но указывается, что во время формирования тахобинской свиты вулканические процессы характеризовались сильными взрывами, в результате которых накопились значительные массы пирокластических пород, лавы отмечаются редко [Ветренников, 1976]. Еще ранее М.А. Ахметьев на сессии ВПО в 1968 г. указывал на вероятную связь формирования холодноумеренной тахобинской флоры с увеличением масштабов пирокластического вулканизма. Поэтому мы помещаем пик мелового эксплозивного вулканизма в САВП — примерно на тахобинский уровень (см. рис. 46), хотя этот вопрос и требует дальнейшего освещения.

Наличие для ОЧВП и САВП трех аналогичных этапов развития вулканизма, свойственных, по мнению В.В. Ветренникова [1976], также и Внутреннему Японскому поясу, может свидетельствовать о закономерностях данных этапов для Восточно-Азиатских вулканогенных поясов. Закономерным для них, видимо, является и наличие пика трукулентного вулканизма, аналогичного установленному в ОЧВП. Сопоставление ОЧВП и САВП по рассмотренным этапам вулканизма, датированным (кроме "верхних" базальтов) по палеоботаническим данным, с очевидностью показывает, что эти пояса очень сходны по характеру развития, но являются разновозрастными структурами (см. рис. 46). Ряд исследователей не включает в вулканогенные пояса "нижний" этап андезитового вулканизма, но и в этом случае данный вывод подтверждается разновозрастностью пиков трукулентного контрастного вулканизма, даже если относить амкинскую флору к турону, как это иногда предполагается.

Высокая интенсивность вулканизма, приходящаяся в ОЧВП на конец альба — начало сеномана, создавала впечатление о "мгновенном" с геологической точки зрения развитии этого пояса (около 7 млн лет). Геолого-биостратиграфические работы показали, по крайней мере для внешней зоны ОЧВП, что максимум интенсивности вулканизма занимает еще меньший интервал времени (2—3 млн лет), после которого происходит падение интенсивности и сокращение площадей распространения контрастного вулканизма. Общее же время развития ОЧВП по последним данным сопоставимо с таковым САВП и составляет около 45—50 млн лет для первых двух этапов и 75—80 млн лет — для всех трех. Сопоставимы по продолжительности и этапы контрастного (кислого) вулканизма, достигающие 25—30 млн лет.

Вернемся к вопросу о связи вулканизма и климата. В меловую эпоху по флоре отмечаются следующие климатические экстремумы (снизу вверх): оптимум, примерно соответствующий началу альба, пессимум — нижнему сеноману (амкинская флора), оптимум, по флоре соответствующий кампану (возможно, и части сантона). Далее снова идет температурный пессимум, отраженный в тахобинской флоре. Границы его не совсем явны и, по В.А. Красилову [1977; Красилов и др., 1977], этот пессимум примерно соответствует части маастрихта — дания, но, скорее всего, он приходится на датское (познедатское?) время. Указанные климатические экстремумы в общих чертах с точностью до яруса совпадают с палеотемпературными данными [Dorman, 1968; Emiliani, 1966; Ясаманов, 1978]. Очередной оптимум уже в третичное время находится в пределах второй половины эоцена, а пессимум — на рубеже палеогена и неогена (см. рис. 46), в интервале позднего олигоцена — раннего миоцена [Ахметьев, 1974, 1976]. Отметим, что многие исследователи указывают на глобальность ряда климатических экстремумов в послепалеоценовое время. Понижение температуры в альбское время отмечается в северном полушарии, в Австралии и Южной Атлантике. Эоценовый оптимум установлен в Евразии и Новой Зеландии. Климатический минимум на рубеже палеогена — неогена также отмечается как в северном, так и в южном полушарии [Вахрамеев, 1980; Ахметьев, 1976; Ясаманов, 1978; Боуэн, 1969; Douglas, 1976; Lachlan, Pieterse, 1978].

Цикличность климата хорошо коррелируется с определенными этапами развития вулканизма в ОЧВП и САВП. Так, температурные пессимумы четко совпадают с максимумами эксплозивного, кислого (пирокластического) вулканизма, а оптимумы — с периодами резкого его ослабления. В частности, раннеальбский, кампанский и эоценовый оптимумы по флоре соответствуют вулканическим паузам или тем периодам,

в течение которых в основном изливались лавы (см. рис. 46). Совпадает эволюция вулканизма и климата и при более детальном рассмотрении отдельных ее участков, например в альбе—нижнем туроне (см. рис. 45). Можно сделать вывод, что вулканизм непосредственно влиял на климат как в эпохи интенсивного эксплозивного вулканизма, вызывающего через загрязнение атмосферы вулканической пылью охлаждение поверхности Земли, так и косвенно, в периоды минимального кислого вулканизма, когда атмосфера становилась более прозрачной для солнечной радиации и соответственно повышалась средняя температура, возвращавшаяся к своей "норме". Большинство исследователей считают, что нормальным для Земли является именно теплый климат. Таким образом, для меловой эпохи экзогенные космические факторы, приводимые для объяснения колебаний солнечной радиации, вполне могут быть заменены земными — геологическими причинами.

Показательна четкая цикличность крупных климатических изменений (экстремумов) в меловую эпоху. Так, пессимумы и предвещающие их на 10 млн лет температурные оптимумы чередуются примерно через 30 млн лет (см. рис. 46). 30-миллионнолетний цикл был установлен ранее по палеотемпературным данным. Ф. Дорман объяснял эту цикличность изменением содержания CO_2 в атмосфере [Dorman, 1968]. По нашему мнению, указанная периодичность климата связана с цикличностью вулканических процессов в рассмотренных окраинно-материковых вулканогенных поясах.

Почему же в настоящее время недооценивается влияние вулканизма на климат? Как ни странно, отмечает И.В. Мелекесцев [1980], в этом прежде всего "виноват" принцип актуализма. Дело в том, что на климат могут влиять только мощные эксплозивные суперизвержения или серии очень крупных извержений, которые не наблюдаются в современную эпоху. В этом отношении важны расчеты И.В. Мелекесцева [1965, 1969, 1980], обосновавшего как вероятную причину антропогенных оледенений мощную вспышку в это время кислого вулканизма. Максимальная суммарная энергия единичных извержений в раннем антропогене, по его данным, была в 10—100 раз выше таковой у голоценовых извержений. Не наблюдается сейчас и вулканизма, аналогичного трукулентному, происходившему в ОЧВП около 100 млн лет назад.

Отметим, что многие авторы рассматривают эксплозивный вулканизм как возможную причину четвертичных оледенений. Однако, как отмечает А.П. Лисицын [1979], существуют мнения и об отсутствии между этими явлениями причинной связи.

И.В. Мелекесцев [1980] ввел понятие климатоформирующих извержений, мощность которых достигает $2-3 \cdot 10^{27}$ эрг, что примерно в 10 раз превышает энергию извержения вулкана Кракатау в 1883 г. Суммарная же энергия серии крупнейших климатоформирующих извержений ($10^{28}-10^{29}$ эрг) соизмерима с общей энергией атмосферной циркуляции. В ходе климатоформирующих извержений выбрасывается от 100 до 3000—4000 км^3 , т.е. сотни или тысячи миллиардов тонн ювенильных пород, а также большое количество вулканических газов и аэрозолей. При этом огромное количество субмикронного (0,5—5 мкм) вулканического материала, масса которого достигает 10^8-10^9 т и более, от 0,1 до 1% всего перемещенного материала, попадает в высокие слои атмосферы (до 50—80 км), где в результате воздушных течений, обладающих очень большой скоростью, вулканическая пыль быстро разносится на огромные расстояния. Одновременно в атмосферу попадает и большое количество водяного пара, выделившегося из ювенильного материала, где его количество, по данным А.А. Кадика и др. [1971], достигает 4—5% от общего веса.

Загрязнение атмосферы тонким вулканическим пеплом вызывает уменьшение ее прозрачности и соответственно уменьшение проникающей солнечной радиации на 10—20%, что по расчетам может вызвать понижение средней температуры Земли примерно на 5° [Брукс, 1952]. Вероятно, этому способствовало и увеличение многослойной облачности, возникшей в результате многочисленных ядер конденсации и сублимации, попавших в атмосферу. Как полагает М.И. Будыко [1980], атмосферный аэрозоль обычно мало влияет на длинноволновое излучение, но может заметно изменить поток коротковолновой радиации в результате обратного рассеяния радиации на частицах аэрозоля и ее поглощения. Далее он пишет [1980, с. 206], что, "колебания массы атмосферного аэрозоля... могут заметно изменять поток коротковолновой радиации, приходящей к поверхности Земли".

М.И. Будыко [1977, 1980] по данным многих исследователей отмечает тесную связь между крупными современными извержениями и последовавшими за ними

понижениями средних температур. Расчеты, проведенные М.И. Будыко, показывают, что если в течение десятилетия произойдет около десяти извержений вулканов типа Кракатау, то уменьшение солнечной радиации составит 10–20%, что вызовет понижение средней температуры Земли на 3–5°. Таким образом, М.И. Будыко не отрицает возможного влияния вулканизма на климат, но относит его к разряду кратковременных. Действительно, современные взрывные извержения не достигают климатоформирующих мощностей, а главное, разделены интервалами в десятки лет.

Следует отметить и достаточно хорошее в первом приближении совпадение данных, полученных расчетным путем и в результате анализа палеовулканологических и палеоботанических—биостратиграфических материалов. Это относится как к снижению средней температуры Земли во время эксплозивных суперизвержений (около 5°), так и к необходимой для этого мощности извержений, которая должна не менее чем на порядок превышать интенсивность современного вулканизма.

Как указывалось, в меловую эпоху выделяются достаточно длительные периоды эксплозивного, трукулентного вулканизма, вызвавшие значительные похолодания климата. Для создания столь резкого климатического эффекта необходимы значительные мощности извержений, которые И.В. Мелекесцев [1980] называет климатоформирующими извержениями. По аналогии с этим мы вводим понятие "эпоха климатоформирующего вулканизма", подчеркивая этим, с одной стороны, длительность его воздействия на климат, а с другой — закономерность появления подобных эпох, приходящихся на этапы контрастного вулканизма в развитии краевых вулканогенных поясов типа ОЧВП. Вопрос о том, могут ли к ним относиться, например, и более кратковременные пароксизмы кислого эксплозивного вулканизма в раннем антропогене, послужившие, по И.В. Мелекесцеву, причиной оледенений, требует дальнейшего изучения.

Эпохи климатоформирующего вулканизма, создавая похолодания климата, обязательно вызывают оледенения. Отсутствие оледенений в ряде случаев препятствовало выяснению связи вулканизма и климата. Это относится и к ОЧВП [Мелекесцев, 1980], где только палеоботанические работы показали тесную корреляцию пирокластического максимума с температурным минимумом. Для возникновения оледенений, кроме похолодания, необходим целый комплекс специфических условий [Рухин, 1962; Марков, Суетова, 1965; Мелекесцев, 1980; и др.]. Что касается эпох климатоформирующего вулканизма, то для них главное — это связь с температурными экстремумами.

Рассматривая цикличность климата в меловую и палеогеновую эпохи, нельзя не отметить близкое совпадение температурных пессимумов с границами периодов (даний, поздний олигоцен—ранний миоцен) или с близкой по масштабу изменений биосферы границей раннего и позднего мела (см. рис. 46). Совпадение переломных моментов развития климата с геохронологическими границами отмечалось и ранее [Красилов, 1973а; Hammen, 1961]. Вероятно, длительные эпохи климатоформирующего вулканизма через похолодание являлись своеобразным пусковым механизмом эволюции (усиливая конкурентоспособность одних групп, например покрытосеменных на границе раннего и позднего мела, и ослабляя — других) и вызывали такие изменения биосферы, которые по своему масштабу соответствуют рангу геохронологических границ.

Совпадение климатоформирующих эпох мелового вулканизма с указанными границами не совсем точное. Это связано в первую очередь с недостаточной детальностью и существующими пределами точности многих геологических, палеонтологических и геофизических методов. Так, палеотемпературный минимум на рубеже раннего и позднего мела, по данным разных исследователей, находился в пределах поздний альб—ранний сеноман [Вахрамеев, 1980; Красилов, 1977; Ясаманов, 1976; Dorman, 1968; Emiliani, 1966; и др.]¹. В Северной Аляске флора, которая может соответствовать наиболее "холодной" амкинской флоре ОЧВП, по соотношению с морскими слоями располагается в интервале верхи позднего альба—низы сеномана (см. рис. 25). В настоящей работе амкинская флора, а следовательно и амкинская эпоха вулканизма, отнесена к раннему сеноману, хотя, возможно, что она захватывает и часть позднего альба

¹ Если данный температурный минимум действительно соответствует позднему альбу, как считают сейчас многие исследователи, то это может повлечь пересмотр возрастных датировок ряда "сеноманских", в том числе и амкинских, флор.

(гл. III). О возрастном положении тахобинского этапа уже упоминалось. Но все эти отклонения лежат внутри предела ошибок возрастных датировок и не противоречат отмеченной тенденции совпадения геохронологических границ и климатических экстремумов.

Пока установлены два меловых этапа климатоформирующего вулканизма, сближенные с границами крупных геохронологических подразделений: амкинский и тахобинский. Вероятно, к эпохе климатоформирующего вулканизма относится и крупнейшая вспышка пирокластического вулканизма на рубеже палеогена и неогена в северной части САВП. На этом рубеже отмечается похолодание, во время которого формировалась холодноумеренная флора Амгу [Ахметьев, 1976].

Эпохи климатоформирующего вулканизма, видимо, являются закономерными этапами в эволюции окраинно-материковых вулканогенных поясов, которые, по мнению ряда исследователей [Зоненшайн и др., 1976], формируются одновременно с крупными перестройками в движении литосферных плит. Отсюда если пики пирокластического вулканизма определяли температурные пессимумы, а последние сближены с границами периодов, то не исключено, что здесь намечаются те процессы, посредством которых тектоническая деятельность Земли могла влиять на развитие биосферы, а следовательно, и на естественную периодизацию геологической истории. Возможно, что глобальное влияние на климат оказывало длительно существующее Тихоокеанское огненное кольцо, в котором присутствуют и окраинно-материковые пояса, аналогичные по характеру развития ОЧВП, тем более что, как отмечает Х. Раст [1982], вулканизм зон субдукции характеризуется высоким индексом эксплозивности ("высоко-эксплозивный вулканизм", по Х. Расту).

Недавно Д. Аксельрод [Axelrod, 1981], проанализировавший материалы по третичным и меловым отложениям Северной Америки, показал тесную связь усиления вулканической деятельности с понижениями средних температур и изменениями биоты. В меловое время он выделяет два пика эксплозивного вулканизма в конце альба и конце позднего мела, что примерно совпадает с нашими данными по Восточно-Азиатскому вулканогенному поясу.

Существовали ли аналогичные этапы вулканизма и в другие периоды? Отрицать этого нельзя уже потому, что специальных работ по данной тематике практически не проводилось. В истории Земли отмечаются определенные кульминационные моменты вулканической деятельности [Ронов и др., 1979; Мелекесцев, 1979; и др.]. Для выяснения этого вопроса необходимо более детальное изучение стратиграфии вулканогенных образований, обоснование их возраста, синхронизация этапов вулканизма в различных регионах и выявление эпох максимальной пирокластической деятельности. Например, в районах Юго-Восточного Индокитая и о-ва Калимантан отмечаются проявления кислого вулканизма при переходе от перми к триасу и от триаса к юре. Но эти вулканы недостаточно изучены [Геология..., 1978].

Следует отметить, что поскольку на климат оказывает влияние не вулканизм вообще, а прежде всего субаэральный, кислый и взрывной эксплозивный вулканизм большой мощности, то в этих условиях вследствие обильного развития пирокластики можно ожидать и широкое захоронение растительных остатков, по которым следует попытаться реставрировать палеоклиматические условия.

Естественно, что вулканизм не является "универсальной" причиной изменения климата, на который воздействует множество факторов. Но не исключено, что в эпохи максимальной пирокластической деятельности он является одним из ведущих моментов этого процесса, как можно предполагать из изучения связи вулканизма и климата в меловой период.

Конечно, предложенная гипотеза о влиянии мощной пирокластической деятельности в окраинно-материковых вулканогенных поясах на похолодание климата в меловой период требует дополнительного подтверждения путем исследований в других регионах, где происходил субаэральный вулканизм. Для этого необходимо проведение комплексных вулканолого-палеоботанических работ, что может привести к весьма интересным и важным результатам.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Субазральные вулканогенные образования, перспективные на многие рудные полезные ископаемые, широко развиты в нашей стране. Вулканогенные толщи относятся к трудно расчленяемым и плохо коррелируемым геологическим образованиям, что объясняется спецификой их формирования. Стратиграфия этих толщ, лежащая в основе многих тектонических и формационных построений, разрабатывалась главным образом с применением петрографо-стратиграфических и вулканологических методов. Значение же биостратиграфических исследований часто недооценивалось, что отразилось в практическом отсутствии соответствующих рекомендаций в руководствах по геологической съемке вулканогенных образований.

На материале мелового Охотско-Чукотского вулканогенного пояса показана принципиальная возможность достаточно широкого применения фитостратиграфических исследований среди субазральных вулканогенных образований контрастного состава. Оказалось, что именно специфика накопления вулканитов может при интенсивных пеплопадах способствовать захоронению представительных по видовому составу тафоценозов. Последнее позволяет получить в небольших единичных разрезах крупные опорные флористические комплексы, к которым можно привязать и относительно небольшие коллекции растительных остатков, собранных среди вулканитов. Это облегчает выявление возраста и корреляцию разрезов среди резко фациально-изменчивых вулканогенных толщ.

Проведенные в Охотско-Чукотском поясе работы показали, что фитостратиграфические исследования позволяют значительно уточнить геологическое строение и историю развития вулканогенных областей, синхронизировать процессы вулканизма в различных структурах и т.п. Эти результаты имеют большое значение и для практики геологосъемочных работ, а также поисков полезных ископаемых, обусловленных процессами позднемезозойского вулканизма.

Палеоботанические исследования при крупных сборах растительных остатков дают достаточно подробную основу для расчленения и корреляции вулканогенных толщ. Так, выделенные в Охотско-Чукотском поясе фитостратиграфические горизонты имеют продолжительность существования порядка 3—4 млн лет. Целый ряд вопросов фито-стратиграфии пояса, естественно, требует дальнейшего изучения, причем не только в тех районах, где фитостратиграфические исследования не проводились, но и в более изученных в этом отношении секторах (например, Ульяновском, Ульинском, Пенжинско-Анадырском). Более детальные и целенаправленные палеоботанические работы позволят решить многие пока неясные вопросы стратиграфии и строения Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

Конечно, фитостратиграфические исследования необходимо проводить в комплексе с другими, прежде всего палеовулканологическими, методами, так как только комплексный подход к изучению сложнопостроенных вулканогенных толщ будет способствовать успешному решению многих вопросов истории развития и строения областей, сложенных мощными субазральными вулканогенными образованиями. Фитостратиграфические работы среди вулканитов очень трудоемки, но при решении ряда вопросов они могут иметь определяющее значение. Поскольку одновременно требуется решение и специфических для фитостратиграфии задач, то в подобных комплексных работах необходимо участие и специалиста биостратиграфа-палеоботаника.

Фитостратиграфические исследования применимы не только к краевым вулканоген-

ным поясам типа Охотско-Чукотского пояса, но и к другим областям развития субэразмальных вулканогенных образований, где имелись условия для захоронения растительных остатков.

Изучение ископаемых флор среди мощных субэразмальных вулканогенных образований, соответствующих областям с интенсивной палеовулканической деятельностью и расчлененным рельефом, как это наблюдается в Охотско-Чукотском поясе, имеет большое значение и для палеоботаники. Дело в том, что среди вулканитов подобных вулканоструктур сохраняются остатки растительности возвышенных местообитаний, тогда как обычно палеоботаники имеют дело с флорами из осадочных отложений, захороненными в условиях озерно-аллювиальных или приморских равнин. Это позволяет на материале Охотско-Чукотского пояса выявить особенности развития флор возвышенных местообитаний на рубеже раннего и позднего мела, т.е. на одном из главнейших переломных рубежей в истории растительного мира Земли. Кроме того, палеоботаническое изучение подобных вулканоструктур доальбского возраста поможет получить новые данные о развитии доальбских покрытосеменных во флорах возвышенностей и тем самым подойти к решению вопроса о расселении, а возможно, и о происхождении ранних покрытосеменных.

Изучение флор с различных гипсометрических уровней (приморских, горных и др.), произраставших в гетерогенных климато-ландшафтных условиях, позволит выявить и более динамичную картину развития флор, которая намечается уже сейчас.

При изучении среднемиловых флор Охотско-Чукотского пояса показано климато-рекуррентное развитие этих флор, связанное с экстремальным похолоданием на рубеже раннего и позднего мела. Аналогичные процессы наблюдаются и во флорах Сихотэ-Алинского пояса на границе мела и палеогена. Вероятно, подобное явление во флорах возвышенных местообитаний, на которых влияние климатических изменений сказывается более резко, имеет место и в другие эпохи похолоданий, например на рубеже палеогена и неогена.

Очень перспективна роль комплексных палеоботанических исследований для выяснения взаимосвязи вулканизма и климата в прошлом. Эпохи мелового климатоформирующего вулканизма, вызывающего при взрывных эксплозивных суперизвержениях похолодание климата, выявлены на рубежах раннего и позднего мела, мела и палеогена. Причем подобный климатоформирующий вулканизм, видимо, является закономерным этапом в эволюции краевых вулканогенных поясов.

Для выяснения наличия подобного климатоформирующего вулканизма и в другие периоды, кроме мелового, необходимо проведение специальных вулканолого-палеоботанических исследований в более южных, чем Охотско-Чукотский, краевых вулканогенных поясах, входящих в состав Восточно-Азиатской системы поясов. Хотя такие исследования потребуют значительного времени, они очень интересны, поскольку здесь намечаются те процессы, посредством которых тектоническая деятельность Земли могла влиять на естественную периодизацию геологической истории.

ЛИТЕРАТУРА

- Аблаев А.Г. Развитие флоры Приморья в позднем мелу // Вопросы геологии, геохимии и металлогении северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1970. С. 49—52.
- Аблаев А.Г. К характеристике типового местонахождения флоры рарытчинской свиты Южной Чукотки // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973. № 6. С. 113—118.
- Аблаев А.Г. Рарытчинская флора р. Анадырь, Южная Чукотка // Вопросы биостратиграфии Советского Дальнего Востока. Владивосток, 1974. С. 90—107.
- Аблаев А.Г. Геология и история развития флор побережий Японского моря. М.: Наука, 1978. 192 с.
- Абрамова Л.Н. Раннемеловая флора Жиганского и прилегающих районов Ленского бассейна // Учен. зап. НИИГА. Палеонтология, стратиграфия. 1970. Вып. 29. С. 36—57.
- Абрамова Л.Н. Новый вид дуба из верхнего мела Корякского нагорья // Палеонтол. журн. 1979. № 1. С. 114—147.
- Авдейко Г.П., Вахрамеев В.А., Заборовская Н.Б. и др. Меловые отложения полуострова Елистратова // Сов. геология. 1976. № 3. С. 109—113.
- Агентов В.Б. Магматические формации юго-западной части Охотско-Чукотского вулканического пояса // Бюл. МОИП. Отд. геол., 1976. Т. 51, вып. 1. С. 114.
- Аникеев Н.П., Титов В.А. Основные черты геологического строения и металлогении Охотско-Чукотского вулканического пояса // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. 1966. Вып. 18. С. 121—136.
- Апрелков С.Е., Слепов Ю.М. Нижнемеловая моласса Ичигемского хребта (Охотско-Чукотский вулканический пояс) // Сов. геология. 1972. № 7. С. 146—149.
- Афанасьев Н.С. Сопоставление вулканогенных и вулканогенно-осадочных формаций Охотско-Чукотского вулканического пояса и Пенжинского прогиба в Пенжинско-Анадырском районе // Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1973. С. 106—107.
- Афицкий А.И., Палымский В.Ф. Опорные разрезы айнахкургенской и чимчимельской свит (нижний мел) в верховьях р. Большой Анюй // Палеомагнитная и биостратиграфическая характеристика некоторых опорных разрезов мезозоя и кайнозоя севера Дальнего Востока. Тр. СВКНИИ. 1970. Вып. 37. С. 100—113.
- Ахметьев М.А. Олигоценовые и миоценовые флоры юга Дальнего Востока СССР как показатели климатической обстановки // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. № 4. С. 134—143.
- Ахметьев М.А. О климатических флуктуациях в палеогене и неогене в средних и высоких широтах земного шара (по палеоботаническим данным) // Палеонтология: Морская геология. М.: Наука, 1976. С. 138—146.
- Ахметьев М.А. Неоген Исландии (стратиграфия, корреляция, значение флоры для палеоклиматических и палеогеографических реконструкций): Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М.: ГИН АН СССР, 1980. 52 с.
- Байковская Т.Н. Верхнемеловые флоры Северной Азии // Тр. Ботан. ин-та АН СССР. Сер. 8, Палеоботаника. 1956. Вып. 2. С. 47—184.
- Бахарев А.Г. Стратиграфия и особенности состава вулканогенных образований Ульинской наложенной впадины // Вулканические интрузивные формации Приохотья. Новосибирск: Наука, 1976. С. 53—76.
- Бельтенов Е.Б., Лебедев Е.П. Новые данные о возрасте вулканогенных образований Западного Приохотья // Докл. АН СССР. 1968. Т. 182, № 2. С. 407—410.
- Белый В.Ф. Схема тектоники и вулканизма южной части Чаун-Чукотки // Геологический сборник Львовского геологического общества. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1958. № 5/6. С. 264—281.
- Белый В.Ф. Стратиграфия и тектоника северной части Охотско-Чаунского вулканического пояса (Центральная Чукотка) // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1961. Вып. 15. С. 36—71.
- Белый В.Ф. Меловой и раннепалеогеновый вулканизм Центральной Чукотки // Вопросы вулканизма. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 283—286.
- Белый В.Ф. К вопросу развития Восточно-Азиатского вулканического пояса // Геология и металлогения Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 162—163.
- Белый В.Ф. К сравнительной характеристике Охотско-Чукотского и Казахстанского краевых вулканических поясов // Материалы симпозиума по вулканоплутоническим формациям и их рудоносность. Алма-Ата: Наука, 1966. С. 58—60.
- Белый В.Ф. Вулканические формации и стратиграфия северной части Охотско-Чукотского пояса. М.: Наука, 1969а. 175 с.
- Белый В.Ф. Вулканические пояса в областях мезозойского тектогенеза Восточной

- Азии // Мезозойский тектогенез. Магадан, 1969б. С. 191—194.
- Белый В.Ф. К сравнительной тектонике вулканических дуг западной части Тихого океана // Геотектоника. 1974а. № 4. С. 85—101.
- Белый В.Ф. Тектонические типы вулканических поясов Восточной Азии // Ассоциации вулканогенных пород и вулканических структур Новосибирск: Наука, 1974б. С. 106—121.
- Белый В.Ф. Схема стратиграфии меловых образований Ичигемского хребта и смежных территорий (Пенжинский сектор Охотско-Чукотского вулканогенного пояса) // Основные проблемы биостратиграфии и палеогеографии Северо-Востока СССР: Мезозой. Магадан, 1975а. Ч. 2. С. 228—232.
- Белый В.Ф. Структурно-формационное районирование Охотско-Чукотского вулканического пояса // Магматизм северо-востока Азии. Магадан, 1975б. Ч. 2. С. 203—213.
- Белый В.Ф. Структурное районирование Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и некоторые вопросы теоретической палеовулканологии // Тр. СВКНИИ ДВНЦ АН СССР. 1975в. Вып. 68. С. 29—41.
- Белый В.Ф. Стратиграфия и возраст вулканических накоплений Охотско-Чукотского пояса // Мезозой Северо-Востока СССР: Тез. докл. Межвед. стратигр. совещ. Магадан, 1975 г. С. 107—108.
- Белый В.Ф. Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1977. 171 с.
- Белый В.Ф. Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1978. 212 с.
- Белый В.Ф. Структурно-формационная карта Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (масштаб 1 : 1 500 000). Магадан, 1981. 56 с.
- Белый В.Ф. К проблеме возраста Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Тихоокеан. геология. 1982. № 3. С. 101—109.
- Белый В.Ф., Гельман М.Л. Об отрицательных вулканоструктурах Охотско-Чукотского вулканического пояса // Тр. ИГиГ СО АН СССР. 1974. Вып. С. 70—86.
- Белый В.Ф., Ефимова А.Ф., Корольков В.Г. К стратиграфии верхнего мела восточной части Ульинского прогиба // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1972. Вып. 20. С. 275—278.
- Белый В.Ф., Ефимова А.Ф., Паракецов К.В. Нижний мел северо-восточной части Охотско-Чукотского вулканического пояса // Сов. геология. 1965. № 10. С. 97—109.
- Белый В.Ф., Котляр И.Н., Милов А.П. Некоторые особенности вулканоплутонических ассоциаций в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе // Вулканические и вулканоплутонические комплексы Восточной Азии. Владивосток, 1976. С. 9—10.
- Белый В.Ф., Котляр И.Н., Милов А.П. и др. Сравнительная характеристика кислого вулканизма приматериковых вулканических дуг и краевых вулканогенных поясов (на примере Курило-Камчатской дуги и Охотско-Чукотского пояса) // Тектоника дна морей и океанов и островных дуг. Южно-Сахалинск, 1972. С. 4—7.
- Белый В.Ф., Котляр И.Н., Павлов П.П. Схема классификации изометричных отрицательных вулканоструктур Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Эволюция вулканизма в истории Земли: Тр. Всесоюз. палеовулканол. симпози. М., 1974. С. 179—181.
- Белый В.Ф., Милов А.П. Строение и развитие внутренней зоны Охотско-Чукотского пояса в бассейне р. Пенжины // Сов. геология, 1973. № 1. С. 86—99.
- Белый В.Ф., Николаевский А.А., Тильман С.М., Шило Н.А. Тектоническая карта Северо-Востока СССР (масштаб 1 : 2 500 000). Объяснительная записка // Тектоника и глубинное строение Северо-Востока СССР. Магадан, 1964. С. 3—28 (Тр. СВКНИИ ДВНЦ АН СССР; Вып. 11).
- Белый В.Ф., Сперанская И.М., Устиев Е.К. Охотско-Чукотский вулканогенный пояс // Геология СССР. Т. 30. Северо-Восток СССР. Геологическое описание. М.: Недра, 1970а. Кн. 1. С. 405—427.
- Белый В.Ф., Сперанская И.М., Устиев Е.К. Охотско-Чукотский вулканогенный пояс // Геология СССР. Т. 30. Северо-Восток СССР. Геологическое описание. М.: Недра, 1970б. Кн. 2. С. 141—196.
- Белый В.Ф., Тильман С.М. Тектоника и история развития Охотско-Чукотского вулканического пояса // Геотектоника. 1966. № 2. С. 83—94.
- Белый В.Ф., Тильман С.М., Шило Н.А. Глубинное строение и тектоническое положение Охотско-Чукотского вулканического пояса // Тр. Второго Всесоюз. вулканол. совещ. 1966. Т. 2. С. 282—286.
- Битюцкая П.И., Братцева Г.М., Громов В.В. и др. О возрасте меловых вулканитов Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Докл. АН СССР. 1979. Т. 247, № 3. С. 635—638.
- Битюцкая П.И., Брызгалова Е.Г., Будрин В.С. и др. Значение палинологического метода для расчленения меловых отложений северо-западной части Тихоокеанской биогеографической области // Тр. ВСЕГЕИ. Н.С. 1973. Вып. 195. С. 73—121.
- Богданов А.А. Основные черты строения палеозойской структуры Центрального Казахстана // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1959. Вып. 1. С. 3—38.
- Богданов А.А., Муратов М.В., Хаин В.Е. Об основных структурных элементах земной коры // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1963. Т. 38, вып. 3. С. 3—38.
- Боуэн Р. Палеотемпературный анализ. Л.: Недра, 1969. 207 с.
- Братцева Г.М. Палинологические исследования верхнего мела и палеогена Дальнего Востока // М.: Наука, 1969. 57 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 207).
- Брукс К. Климаты прошлого. М.: Изд-во иностр. лит., 1952. 356 с.
- Буданцев Л.Ю. Позднемеловая флора Виллюйской впадины // Ботан. журн. 1968. Т. 53, № 1. С. 3—16.
- Буданцев Л.Ю. Фитостратиграфические комплексы позднего мела Лено-Виллюйского и Чулымо-Енисейского бассейнов как основа для межрегионального сопоставления континентальных толщ // Стратиграфия нижне-меловых отложений нефтегазоносных областей СССР. Л.: ВНИГРИ, 1979. С. 149—162.
- Буданцев Л.Ю. История арктической флоры эпохи раннего кайнофита. Л.: Наука, 1983. 156 с.

- Будыко М.И. Глобальная экология. М.: Мысль, 1977. 327 с.
- Будыко М.И. Климаты в прошлом и будущем. Л.: Гидрометеоиздат, 1980. 350 с.
- Былинкина А.А. К изучению сухих рек Ключевского вулкана // Тр. лабор. вулканол. АН СССР. 1954. Вып. 8. С. 236–242.
- Василевская Н.Д. Нижнемеловая флора северной части Ленского бассейна // Докл. АН СССР. 1956. Т. 108, № 5. С. 913–916.
- Василевская Н.Д. Новые данные о мезозойской флоре с. Котельного // Докл. АН СССР. 1957а. Т. 112, № 6. С. 1101–1104.
- Василевская Н.Д. Некоторые новые представители хвойных из нижнемеловых отложений северной части Ленского угольного бассейна // Сборник статей по палеонтологии и биостратиграфии. Л., 1957б. С. 84–91 (Тр. НИИГА; Вып. 6).
- Василевская Н.Д. Палеоботаническое обоснование стратиграфического расчленения меловых отложений северной части Ленского бассейна // Тр. Межвед. совещ. по стратиграфии Сибири. М.: Гостоптехиздат, 1957в. С. 63–71.
- Василевская Н.Д. Три новых вида папоротников из нижнемеловых отложений реки Лены // Сборник статей по палеонтологии и биостратиграфии. Л., 1957 г. С. 69–78 (Тр. НИИГА; Вып. 3).
- Василевская Н.Д. Хвои и папоротники из угленосных отложений Сангарского района (Ленский угленосный бассейн) // Сборник статей по палеонтологии и биостратиграфии. Л., 1958. С. 50–73 (Тр. НИИГА; Вып. 12).
- Василевская Н.Д. Папоротники из угленосных отложений Сангарского района (Ленский угленосный бассейн) // Сборник статей по палеонтологии и биостратиграфии. Л., 1959а. С. 35–58 (Тр. НИИГА; Вып. 13).
- Василевская Н.Д. Кейтониевые и цикадофиты из угленосных отложений Сангарского района (Ленский угленосный бассейн) // Сборник статей по палеонтологии и биостратиграфии. Л., 1959б. С. 48–70. (Тр. НИИГА; Вып. 14).
- Василевская Н.Д. Голосеменные растения из угленосных отложений Сангарского района (Ленский угленосный бассейн) // Сборник статей по палеонтологии и биостратиграфии. Л., 1959в. С. 56–88 (Тр. НИИГА; Вып. 15).
- Василевская Н.Д. Гинкговые из нижнемеловых отложений низовьев р. Лены // Палеонтология и биостратиграфия Советской Арктики. Л., 1960а. С. 150–181.
- Василевская Н.Д. Новый род папоротника *Jacutorteria* gen. nov. из нижнемеловых отложений севера Якутии // Сборник статей по палеонтологии и биостратиграфии. Л., 1960б. С. 63–67 (Тр. НИИГА; Вып. 22).
- Василевская Н.Д. Флористическая характеристика мезозойских и кайнозойских отложений центральной и восточной частей Корякского нагорья // Геология Корякского нагорья. Л.: ГНТИ, 1963. С. 87–96.
- Василевская Н.Д. Некоторые раннемеловые растения Жиганского района (Ленский угленосный бассейн) // Учен. зап. НИИГА. Палеонтология, биостратиграфия. 1966. Вып. 15. С. 49–76.
- Василевская Н.Д. Раннемеловые папоротники Лено-Оленекского района Ленского бассейна // Учен. зап. НИИГА. Палеонтология, биостратиграфия. 1967. Вып. 17. С. 58–78.
- Василевская Н.Д. Новый позднемезозойский папоротник Якутии // Новые виды древних растений и беспозвоночных СССР. Л.: Недра, 1968. С. 49–51.
- Василевская Н.Д. Мезозойские флоры Арктики // Стратиграфия, палеогеография и полезные ископаемые Советской Арктики. Л., 1972. С. 34–39.
- Василевская Н.Д. Раннемеловая флора о. Котельного и ее место среди разновозрастных флор Арктики // Мезозой Северовостока СССР: Тез. докл. Межвед. стратигр. совещ. Магадан, 1975. С. 111.
- Василевская Н.Д. К флористической характеристике нижнемеловых отложений бассейна р. Индигирки // Мезозойские отложения Северовостока СССР. Л., 1977а. С. 30–43.
- Василевская Н.Д. Раннемеловая флора острова Котельного // Мезозойские отложения Северовостока СССР. Л., 1977б. С. 57–75.
- Василевская Н.Д. Новые меловые папоротники Чукотки и Корякского нагорья // Палеонтол. журн. 1977в. № 2. С. 122–129.
- Василевская Н.Д., Абрамова Л.Н. Материалы к познанию раннемеловой флоры Ленского бассейна // Учен. зап. НИИГА. Палеонтология, биостратиграфия. 1966. Вып. 16. С. 73–96.
- Василевская Н.Д., Абрамова Л.Н. Флористические комплексы верхнемеловых отложений Корякско-Анадырской области // Стратиграфия и литология меловых, палеогеновых и неогеновых отложений Корякско-Анадырской области. Л., 1974. С. 31–37.
- Василевская Н.Д., Дундо О.П., Павлов В.В. Находка покрытосеменных растений в морских отложениях верхнего альба Корякского нагорья // Палеонтол. журн. 1975. № 3. С. 107–112.
- Василевская Н.Д., Ефимова А.Ф., Киричкова А.И., Самылина В.А. О границе юры и мела в континентальных толщах Северной Сибири // Учен. зап. НИИГА. Палеонтология, биостратиграфия. 1967. Вып. 20. С. 40–47.
- Василевская Н.Д., Кара-Мурза Э.Н. Папоротник *Coniopteris onychiopsis* Vassilevsk. et K.-M. из нижнемеловых отложений Якутской АССР // Ежегодник ВПО. Л.: Недра, 1956. Т. 15. С. 37–53.
- Василевская Н.Д., Павлов В.В. К вопросу о систематическом положении юрских папоротников *Raphaelia* // Учен. зап. НИИГА. Палеонтология, биостратиграфия. 1957. Вып. 19. С. 41–50.
- Василевская Н.Д., Павлов В.В. Стратиграфия и флора меловых отложений Лено-Оленекского района Ленского угленосного бассейна. Л.: Гостоптехиздат, 1963. 96 с.
- Василевская Н.Д., Павлов В.В. Новый раннемеловый представитель *Eboracia* Приверхоянья // Ежегодник ВПО, 1965–1967 (1968). Т. 18. С. 322–325.
- Вахрамеев В.А. Роль географической обстановки в развитии и распространении покрытосеменных флор в меловое время // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1947. № 6. С. 3–17.
- Вахрамеев В.А. Стратиграфия и ископаемая флора меловых отложений Западного Казахстана // Региональная стратиграфия СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1952. Т. 1. С. 1–340.

- Вахрамеев В.А. Развитие ботанико-географических областей в течение палеозоя и мезозоя на территории Евразии и их значение для стратиграфии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1957. № 11. С. 82—102.
- Вахрамеев В.А. Стратиграфия и ископаемая флора юрских и меловых отложений Вилуйской впадины и прилегающей части Приверхоянского краевого прогиба // Региональная стратиграфия СССР. Л.: Изд-во АН СССР, 1958. Т. 3. С. 1—137.
- Вахрамеев В.А. Новые раннемеловые цикадофиты Якутии // Палеонтол. журн. 1962. № 3. С. 123—129.
- Вахрамеев В.А. Юрские и раннемеловые флоры Евразии и палеофлористические провинции этого времени // М.: Наука, 1964а (Тр. Геол. ин-та АН СССР; Вып. 102).
- Вахрамеев В.А. Роль древних растений в становлении физико-географических особенно климатических условий геологического прошлого // Методы палеогеографических исследований. М., 1964б. С. 184—191.
- Вахрамеев В.А. Позднемеловые флоры Тихоокеанского побережья СССР, особенности их состава и стратиграфическое положение // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1966. № 3. С. 76—87.
- Вахрамеев В.А. Первая находка беннеттитового *Ciccyozamites* в мезозое Сибири // Палеонтол. журн. 1970. № 4. С. 120—123.
- Вахрамеев В.А. Мезозойские флоры южного полушария и их соотношение с флорами северных континентов // Палеонтол. журн. 1972. № 3. С. 146—161.
- Вахрамеев В.А. Покрытосеменные и граница нижнего и верхнего мела // Палинология мезофита. М.: Наука, 1973. С. 131—135.
- Вахрамеев В.А. Меловые отложения предгорий Скалистых гор Канады (Альберта) и их сравнительная палеофлористическая характеристика // Проблемы геологии и полезных ископаемых на 24 сессии международного геологического конгресса. М.: Наука, 1974. С. 152—163.
- Вахрамеев В.А. Развитие меловых флор северной части Тихоокеанского пояса // Палеонтология: Морская геология. М., 1976.
- Вахрамеев В.А. Климаты северного полушария в меловом периоде и данные палеоботаники // Палеонтол. журн. 1978. № 2. С. 3—17.
- Вахрамеев В.А. Пыльца *Classopollis* как индикатор климатов юры и мела // Сов. геология. 1980. № 8. С. 48—56.
- Вахрамеев В.А. Развитие флор в средней части мелового периода и древние покрытосеменные // Палеонтол. журн. 1981. № 2. С. 3—14.
- Вахрамеев В.А. Расчленение и корреляция континентальных отложений по палеоботаническим данным // Сов. геология. 1982. № 1. С. 58—67.
- Вахрамеев В.А., Громов В.В., Лебедев Е.П., Филатов Н.И. Стратиграфия меловых отложений Охотско-Чукотского пояса и ее палеоботаническое обоснование // Тез. докл. 14-го Тихоокеанского науч. конгр. М., 1979. Т. 1. С. 12—13.
- Вахрамеев В.А., Добрускина И.А., Заклинская Е.Д., Мейен С.В. Палеозойские и мезозойские флоры Евразии и фитогеография этого времени. М.: Наука, 1970. 425 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 208).
- Вахрамеев В.А., Долуденко М.П. Верхнеюрская и нижнемеловая флоры Бурейнского бассейна и ее значение для стратиграфии. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 132 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 54).
- Вахрамеев В.А., Лебедев Е.П. Палеоботаническая характеристика и возраст верхнемеловых отложений Дальнего Востока (междуречье Амура и Уды) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1967. № 2. С. 120—133.
- Вахрамеев В.А., Лебедев Е.П. Новый *Pseudolax* из верхнего мела Северо-Востока СССР // Палеонтол. журн. 1976. № 4. С. 127—130.
- Вахрамеев В.А., Лебедев Е.П., Сребродольская И.Н. Тип *Pteropsida*. Папоротниковидные. Класс *Filices*. Папоротники // Мезозойские высшие споровые растения СССР (справочное руководство). М.: Наука, 1980. С. 23—106.
- Вахрамеев В.А., Мейен С.В. Флоры и климаты Евразии в геологическом прошлом // Природа. 1970. № 11. С. 32—41.
- Вашенко Е.М., Пензин Ю.П., Филимонова Л.А. О возрасте угленосных отложений аркагалинской впадины // Изв. вузов. Геология и разведка. 1979. № 5. С. 30—34.
- Верещагин В.Н. Свита — важнейшее стратиграфическое подразделение // Стратиграфическая классификация. Л.: Наука, 1980. С. 130—135.
- Верещагин В.Н., Кинасов В.П., Паракецов К.В., Терехова Г.П. Полевой атлас меловой фауны Северо-Востока СССР. Магадан, 1965. 216 с.
- Верхоглядоев Л.Н. Вулкано-плутонические ассоциации Ульинского прогиба // Сов. геология. 1982. № 4. С. 88—97.
- Ветренников В.В. Особенности вулканизма, тектоники и оруденения окраинно-материковых вулканических поясов. М.: Недра, 1976. 155 с.
- Власов Г.М. Типы вулканических зон Тихого океана // Вулканические и вулкано-плутонические формации. М.: Наука, 1966. С. 13—21.
- Власов Г.М. Систематика вулканических поясов и их металлогения // Сов. геология. 1980. № 11. С. 64—72.
- Воронова М.А. Растительный покров юго-западной части СССР на рубеже раннего и позднего мела // Жизнь на древних континентах, ее становление и развитие. Л.: Наука, 1981. С. 40—43.
- Воронова М.А., Тесленко Ю.В. Умови поширення найдавніших покритонасінних на платформі частині України. // Респ. міжвід. зб. 1973. Вип. I. С. 70—79.
- Геология СССР. Т. 32. Приморский край. Геологическое описание. М.: Недра, 1969. 695 с.
- Геология СССР. Т. 30. Северо-Восток СССР. Геологическое описание, кн. 1. М.: Недра, 1970. 547 с.
- Геология Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана. Т. 2. Магматизм и тектоника. Л.: Недра, 1978. 248 с.
- Герман А.Б. Покрытосеменные позднего мела Камчатки и бухты Угольной и их стратиграфическое значение: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: ГИН АН СССР, 1985. 25 с.
- Гладенков Ю.Б. Морской верхний кайнозой северных районов // М.: Наука, 1978. 194 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 313).

- Гринберг Г.А. Докембрий Охотского массива. М.: Наука, 1968. 186 с.
- Гринберг Г.А. Вулканические формации юго-западной части Охотско-Чукотского пояса // Вулканические и интрузивные формации Приохотья. Новосибирск: Наука, 1975. С. 4—14.
- Громов В.В., Лебедев Е.Л. Новая схема стратиграфии меловых вулканитов Ульинского прогиба // Стратиграфия Дальнего Востока: Тез. докл. 3-го Дальневосточного стратиграфического совещ. Владивосток, 1978а. С. 150—151.
- Громов В.В., Лебедев Е.Л. Новые данные по стратиграфии меловых вулканитов северо-западной части Ульинского прогиба (Охотско-Чукотский вулканогенный пояс) // Геология и геофизика. 1978б. № 11. С. 68—75.
- Громов В.В., Лебедев Е.Л., Ставцев А.Л. Геологическое строение Ульинского прогиба (Приохотье) // Сов. геология. 1980. № 3. С. 74—85.
- Гурьянов В.А. Стратиграфия Преддугджурской вулканической зоны // Докл. АН СССР. 1983. Т. 270. № 3. С. 668—672.
- Девятилова А.Д., Невретдинов Э.Б., Филиппова Г.Г. Стратиграфия верхнемеловых отложений бассейна среднего течения р. Анадырь // Геология и геофизика. 1980. № 12. С. 62—70.
- Долуденко М.П., Лебедев Е.Л. Ginkgoites sibirica и "G. huttonii" Восточной Сибири // Мезозойские растения (гинкговые и чекановские) Восточной Сибири. М.: Наука, 1972. С. 82—102 (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 230).
- Ефимова А.Ф. Стратиграфия верхнемеловых отложений Северо-Востока СССР // Тр. Межвед. совещ. по разработке унифицированных стратигр. схем Северо-Востока СССР. Магадан, 1959. С. 318—327.
- Ефимова А.Ф. О меловом возрасте некоторых "кайнозойский" отложений Алазейского плато // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан. 1963. Вып. 16. С. 302—305.
- Ефимова А.Ф. Верхнемеловая флора бассейна р. Амгузмы // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. 1966. Вып. 19. С. 172—180.
- Ефимова А.Ф., Бычков Ю.М. Некоторые новые палеонтологические находки и стратиграфические открытия на территории Северо-Востока СССР // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1961. Вып. 15. С. 72—82.
- Ефимова А.Ф., Терехова Г.П. О возрасте гинтероской свиты в бухте Угольной // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1966. Вып. 19. С. 63—76.
- Жерихин В.В. Развитие и смена меловых и кайнозойских фаунистических комплексов. М.: Наука, 1978. 197 с.
- Журавлев Г.Ф. Стратиграфия меловых вулканогенных образований Чаунской вулканической зоны // Мезозой Северо-Востока СССР: Тез. докл. Межвед. стратигр. совещ. Магадан. 1975. С. 115—117.
- Заборовская Н.Б. Внутренняя зона Охотско-Чукотского пояса на Тайгоносе // Тр. ГИН АН СССР. 1978. Вып. 315. 199 с.
- Заборовская Н.Б., Лебедев Е.Л. Меловые отложения п-ова Елистратова (северо-восточная часть п-ова Тайгонос) // Мезозой Северо-Востока СССР: Тез. докл. Межвед. стратигр. совещ. Магадан, 1975. С. 117—119.
- Заборовская Н.Б., Леоненко Н.А., Логинова Г.Н., Некрасов Г.Е. Стратиграфия верхнепермских, триасовых, юрских и нижнемеловых отложений северной части полуострова Тайгонос // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1972. Т. 47, вып. 6. С. 23—37.
- Заборовская Н.Б., Липков Л.З., Марков М.С., Некрасов Г.Е. Генезис меловых структур полуострова Тайгонос // Геотектоника. 1965. № 6. С. 58—68.
- Заборовская Н.Б., Некрасов Г.Е. Тектоника и магматизм зоны перехода от мезозойского Северо-Востока СССР к Корякско-Камчатской складчатой области на примере Охотского региона // Геотектоника. 1977. № 1. С. 103—107.
- Загузина И.А. Геохронология мезозойских гранитоидов Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1977. 209 с.
- Зверев В.И. Геологические исследования в долине р. Май и низовьях Алдана // Изв. Геол. ком. 1914. Т. 33, № 9. С. 1025—1061.
- Зимин В.А. Нижнемеловая фауна и флора северного побережья Охотского моря из района между р. Олой и бухтой Мелководной // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1945. Вып. 1. С. 103—115.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.П., Моралев В.М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 232 с.
- Ицксон М. И. Типы подвижных поясов Тихоокеанской окраины СССР // Сов. геология. 1964. № 1. С. 10—38.
- Ицксон М.И., Красный Л.И. Геотектонические особенности размещения мезозойских и кайнозойских вулканогенных образований на территории Дальнего Востока // Вопросы вулканизма. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 361—364.
- Ицксон М.И., Красный Л.И., Матвеев В.Т. Вулканические пояса Тихоокеанского кольца и их металлогения // Материалы совещания по проблемам рудоносности вулканогенных формаций. М.: Недра, 1965. С. 181—196.
- Кадик А.А., Лебедев Е.В., Хитаров Н.И. Вода в магматических расплавах. М.: Наука, 1971. 267 с.
- Казанский А. Предварительный отчет о геологических исследованиях вдоль северного побережья Охотского моря в 1912 г. // Изв. Геол. ком. 1913. Т. 32, № 7. С. 689—723.
- Каминский Ф.В., Шлосберг М.А. Позднеюрско-меловой магматизм юго-западной части Охотско-Чукотского пояса // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1972. № 2. С. 27—38.
- Киричкова А.И. Корреляция альбских отложений Якутии и Западной Канады // Тез. докл. 11 сес. ВПО. Л.: ВСЕГЕИ, 1965. С. 12—14.
- Киричкова А.И. Опыт геоботанического районирования позднеюрской и раннемеловой растительности Западной Якутии // Тез. докл. 14 сес. ВПО. Л.: ВСЕГЕИ, 1968. С. 15—18.
- Киричкова А.И. Корреляция альбских отложений Центральной Якутии и Западной Канады на основе палеоботанических данных // Биостратиграфические и палеоботанические исследования и их практическое значение. М., 1970. С. 211—219.

- Киричкова А.И. Основные типы сообществ позднюрской и раннемеловой растительности Западной Якутии// Вопросы палеостратиграфии и палеобиогеографии мезозоя севера СССР. Л., 1971. С. 170—184.
- Киричкова А.И. К систематике *Equisetites* из юрских и нижнемеловых отложений Западной Якутии// Ботан. журн. 1972. Т. 57. С. 1116—1120.
- Киричкова А.И. Палеоботаническое обоснование стратиграфии и сопоставления юрских и нижнемеловых континентальных отложений Западной Якутии// Стратиграфия нижнемеловых отложений нефтегазоносных областей СССР. Л., 1979. С. 123—148.
- Киричкова А.И. Флоры позднего мезозоя и фито-стратиграфия континентальных отложений юры и нижнего мела Северной Азии (на примере Ленского бассейна): Автореф. дис. . . . д-ра геол.-минерал. наук. Л., 1982. 50 с.
- Киричкова А.И., Буданцев Л.Ю. Новая находка нижнемеловой флоры с покрытосеменными в Якутии// Ботан. журн. 1972. Т. 52, № 7. С. 937—945.
- Киричкова А.И., Павлов В.В. Новый вид *Eboracia* из нижнемеловых отложений Сангарского района (Ленский угленосный бассейн)// Уч. зап. НИИГА. Палеонтология, биостратиграфия, 1964. Вып. 4. С. 56—60.
- Киричкова А.И., Павлов В.В. Новые меловые папоротники севера Сибири// Палеонтол. журн. 1965. № 2. С. 118—121.
- Киричкова А.И., Самылина В.А. Корреляция нижнемеловых отложений Ленского угленосного бассейна и Северо-Востока СССР// Сов. геология. 1978. № 12. С. 3—18.
- Киричкова А.И., Сластенов Ю.А. Стратиграфия и флора нижнемеловых отложений р. Леписке (Западное Приохотье)// Геология и нефтегазоносность Западной Якутии. Л.: Недра, 1966. С. 147—182.
- Киричкова А.И., Сластенов Ю.А. К стратиграфии континентальных отложений апта и альба Приверхоанского прогиба и Вилюйской синеклизы// Докл. АН СССР. 1968. Т. 181, № 1. С. 171—174.
- Киричкова А.И., Сластенов Ю.А. Корреляция отложений апта и альба Западной Якутии// Сов. геология. 1975. № 5. С. 42—55.
- Кобылянский Ю.Г. Арманская вулканотектоническая структура: Автореф. дис. . . . канд. геол.-минерал. наук. Л., 1974. 19 с.
- Кобылянский Ю.Г. Стратиграфическое расчленение и оценка возраста наземных вулканогенных толщ Охотско-Чукотского пояса// Мезозой Северо-Востока СССР: Тез. докл. Межвед. стратигр. совещ. Магадан, 1975. С. 18—19.
- Королев Г.Г. О возрастных соотношениях вулканогенно-осадочных толщ мезозойских прогибов Западного Приохотья// Изв. вузов. Геология и разведка. 1967. № 4. С. 3—8.
- Красилов В.А. Раннемеловая флора Южного Приморья и ее значение для стратиграфии. М.: Наука, 1967. 264 с.
- Красилов В.А. Палеозоосистемы// Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. № 4. С. 144—150.
- Красилов В.А. Мезозойская флора р. Бурей (*Ginkgoales* и *Czekanowskiales*). М.: Наука, 1972а. 150 с.
- Красилов В.А. Палеоэкология наземных растений. Владивосток, 1972б. 208 с.
- Красилов В.А. О совпадении нижних границ кайнозоя и кайнофита// Изв. АН СССР. Сер. геол. 1972в. № 3. С. 9—16.
- Красилов В.А. Этапность эволюции и ее причины// Журнал общей биологии. 1973а. Т. 34, № 2. С. 227—240.
- Красилов В.А. Материалы по стратиграфии и палеофлористике угленосной толщи Буреинского бассейна// Ископаемые флоры и стратиграфия Дальнего Востока. Владивосток, 1973б. С. 28—51.
- Красилов В.А. Палеоэкологический метод корреляции континентальных толщ// Бюл. МОИП. Отд. геол. 1973в. Т. 48, № 4. С. 37—51.
- Красилов В.А. Предики покрытосеменных// Проблемы эволюции. Т. 4. Современные проблемы эволюции. Новосибирск: Наука, 1975а. С. 76—106.
- Красилов В.А. Развитие позднемеловой растительности западного Тихоокеанского побережья в связи с изменениями климата и тектогенезом// Ископаемые флоры Дальнего Востока// Тр. Биол.-почв. ин-та ДВНЦ АН СССР. Н.С. 1975б. Т. 27 (130). С. 30—42.
- Красилов В.А. Эволюция и биостратиграфия. М.: Наука, 1977а. 255 с.
- Красилов В.А. Геологическая история Пацифики и палеонтологические исследования// Эволюция органического мира Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1977б. С. 5—9.
- Красилов В.А. Меловая флора Сахалина. М.: Наука, 1979. 183 с.
- Красилов В.А., Бураго В.Т., Шорохова С.А. Изофлоры северной Пацифики// Эволюция органического мира Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1977. С. 10—27.
- Красилов В.А., Неволлина С.И., Филиппова Г.Г. Развитие флоры Дальнего Востока и геологические события середины мелового периода// Эволюция организмов и биостратиграфия середины мелового периода. Владивосток, 1981. С. 103—115.
- Красный Л.И. Типы подвижных областей Востока Азии// Складчатые области Евразии. М.: Наука, 1964. С. 23—36.
- Красный Л.И. Окраинноматериковый Восточно-Азиатский вулканогенный пояс и внутриконтинентальные вулканические зоны// Геология Северо-Восточной Азии. Л.: Недра, 1973. Т. 4. С. 3—38.
- Крашенинников В.А., Басов И.А. Стратиграфия мела Южного океана. М.: Наука, 1985. 174 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 394).
- Кременецкая Т.Е. Речные, лагунные, озерные отложения в вулканических районах (Камчатка). М.: Наука, 1977. 99 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 299).
- Криштофович А.Н. О меловой флоре Охотского побережья и Северной Камчатки// Материалы по изучению Охотско-Колымского края. Сер. 1. 1937. Вып. 5. С. 67—96.
- Криштофович А.Н. Верхнемеловые растения бассейна р. Колымы// Материалы по изучению Колымско-Индигогорского края. Сер. 2. 1938. Т. 15. С. 1—25.
- Криштофович А.Н. Меловая флора бассейна р. Анадыря// Тр. Ботан. ин-та АН СССР. Сер. 8. Палеоботаника. 1958а. Вып. 3. С. 7—71.
- Криштофович А.Н. Ископаемые флоры Пенжинской губы, оз. Тастах и хр. Рарыткин// Тр. Ботан. ин-та АН СССР. Сер. 8. Палеоботаника. 1958б. Вып. 3. С. 74—121.

- Криштофович А.Н., Байковская Т.Н.* Верхнемеловая флора Чагаяна в Амурской области// Криштофович А.Н. Избранные труды. Л., 1966. Т. 3. С. 184—320.
- Круть И.В.* Геосистемы, экосистемы и биосистемы как компоненты стратиграфической организации// Проблемы периодизации плейстоцена. Л., 1971. С. 75—82.
- Круть И.В.* Исследование оснований теоретической геологии. М.: Наука, 1973. 201 с.
- Крюков Ю.В., Тынанкерзев Г.А.* Стратиграфия меловых образований восточной части Чукотского полуострова// Мезозой Северо-Востока СССР: Тез. докл. Межвед. стратигр. совещ. Магадан. 1975. С. 121—122.
- Кузнецов Ю.А.* Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 387 с.
- Курчатов А.М.* Латеральная изменчивость вулканитов (на примере Южного Приморья). М.: Наука, 1979. 142 с.
- Лебедев Е.Л.* Позднеюрская флора р. "Зви и граница юры и мера. М.: Наука, 1965. 142 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 125).
- Лебедев Е.Л.* Сибирские цикадовые из группы *Neilungia*// Растения мезозоя. М.: Наука, 1968. С. 41—55. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 191).
- Лебедев Е.Л.* Стратиграфия нижнемеловых отложений Торомского прогиба (Западное Приохотье)// Сов. геология. 1969. № 8. С. 27—36.
- Лебедев Е.Л.* Альбская флора и стратиграфия нижнего мела Западного Приохотья. М.: Наука, 1974а. 147 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 254).
- Лебедев Е.Л.* К методике изучения стерильных листьев мезозойских папоротников// Палеонтол. журн. 1974б. № 2. С. 130—139.
- Лебедев Е.Л.* Флора верхнемеловых континентальных отложений междуречья Тас-Бургагылкан (Северное Приохотье)// Мезозой Северо-Востока СССР: Тез. докл. Межвед. стратигр. совещ. Магадан, 1975а. С. 127—128.
- Лебедев Е.Л.* Меловая флора бассейна р. Улы// Мезозой Северо-Востока СССР: Тез. докл. Межвед. стратигр. совещ. Магадан, 1975б. С. 126—127.
- Лебедев Е.Л.* Развитие альб-сеноманских флор Северо-Востока СССР и связь их состава с фациальными особенностями вмещающих отложений// Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 9. С. 69—77.
- Лебедев Е.Л.* Меловая флора Ульинского прогиба// Стратиграфия Дальнего Востока: Тез. докл. 3 Дальневост. стратигр. совещ. Владивосток, 1978. С. 138—139.
- Лебедев Е.Л.* Палеоботаническое обоснование стратиграфии меловых вулканогенных образований Ульинского прогиба (Охотско-Чукотский вулканогенный пояс)// Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 10. С. 25—39.
- Лебедев Е.Л.* Рекуррентное развитие флор Охотско-Чукотского вулканогенного пояса на рубеже раннего-позднего мела// Палеонтол. журн. 1982а. № 2. С. 3—14.
- Лебедев Е.Л.* Вулканизм и климат мелового периода// Сов. геология. 1982б. № 4. С. 61—70.
- Лебедев Е.Л.* Поиски и сборы ископаемых растений среди субэвразийских вулканогенных образований: Методические рекомендации. М.: ВИНТИ. — 274—83.—Деп. 1983а. — 42 с.
- Лебедев Е.Л.* Развитие меловых флор Северо-Восточной Азии и фито-стратиграфия Охотско-Чукотского вулканогенного пояса: Автореф. дис. . . д-ра геол.-минерал. наук. М.: ГИН АН СССР, 1983б. 46 с.
- Лебедев Е.Л., Паракецов К.В.* О границе юры и мела в континентальных отложениях Дальнего Востока// Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 4. С. 124—133.
- Лебедев Е.Л., Рассказова Е.С.* Новый род мезозойских папоротников — *Lobifolia*// Растения мезозоя. М.: Наука, 1968. С. 56—70. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 191).
- Лисицын А.П.* Вулканизм активных окраин Тихого океана// Изв. вузов. Геология и разведка. 1979. № 12. С. 3—15.
- Лучицкий И.В.* Основные задачи палеовулканологии и проблема вулканогенных формаций// Тр. лаб. палеовулканол. АН СССР. 1963. Вып. 2. С. 5—12.
- Лучицкий И.В.* Основы палеовулканологии. М.: Наука, 1971. Т. 1. 479 с.; Т. 2. 382 с.
- Лучицкий И.В.* Некоторые общие вопросы глобальных палеовулканологических реконструкций// Глобальные палеовулканологические реконструкции. Новосибирск: Наука, 1979. С. 4—14.
- Малеев Е.Ф.* Опыт картирования вулканических формаций// Методика картирования вулканических формаций. М.: Наука, 1969. С. 7—41.
- Малеев Е.Ф.* Отличия вулканогенно-осадочного литогенеза от осадочного в орогенных областях// Проблемы вулканогенно-осадочного литогенеза. М.: Наука, 1974. С. 21—27.
- Малеев Е.Ф.* Критерии диагностики фаций и генетических типов вулканитов. М.: Наука, 1975. 257 с.
- Малеев Е.Ф.* Вулканогенные обломочные горные породы. М.: Недра, 1977. С. 3—212.
- Малеев Е.Ф.* Вулканизм. М.: Недра, 1980. 240 с.
- Маркевич В.С.* Меловая палинофлора Приморья: Автореф. дис. . . канд. геол.-минерал. наук. Владивосток, 1982. 24 с.
- Марков К.К.* Палеогеография. М.: Изд-во МГУ, 1960. 268 с.
- Марков К.К., Суетова Н.А.* Эвстатические колебания уровня океана// Основные проблемы изучения четвертичного периода. М.: Наука, 1965. С. 143—146.
- Маркова Н.Г.* Тектоническая природа и тип вулканических поясов (на примере Центрального Казахстана и Востока СССР)// Вулканизм и тектогенез. М.: Наука, 1968. С. 37—43.
- Мезозойские голосеменные растения СССР.* М.: Наука, 1980. 230 с.
- Мейен С.В.* О возрасте острогской свиты Кузбаса и об аналогах намюра в континентальных отложениях Северной Азии// Докл. АН СССР. 1968. Т. 180, № 4. С. 186—189.
- Мейен С.В.* Введение в теорию стратиграфии. М.: ВИНТИ, 1974. 185 с.
- Мейен С.В.* Следы трав индейских. М.: Мысль, 1981. 160 с.
- Мелекесцев И.В.* Четвертичные оледенения и проблема возраста вулканов Ключевской группы// Четвертичный вулканизм некоторых районов СССР. М.: Наука, 1965. С. 111—121.
- Мелекесцев И.В.* Вулканизм как возможная причина оледенений// Вулканы и извержения. М.: Наука, 1969. С. 140—149.
- Мелекесцев И.В.* Типы и возраст действующих вулканов Курило-Камчатской зоны// Бюл. вулканол. станций (Ин-т вулканологии ДВНЦ АН СССР). 1973. № 49. С. 17—28.
- Мелекесцев И.В.* Выхревая вулканическая гипотеза, перспективы ее применения// Проблемы глубинного магматизма. М.: Наука, 1979. С. 125—155.

- Мелекесцев И.В.* Вулканизм и рельефообразование. М.: Наука, 1980. 211 с.
- Мелекесцев И.В., Братцева О.А., Сулержицкий Л.Д.* и др. Возраст вулканов Курило-Камчатской вулканической области // Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971. С. 68–74.
- Меннер В.В.* Биостратиграфические основы сопоставления морских, лагунных и континентальных свит. М.: Наука, 1962. 373 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 65).
- Мицц М.В.* Контрастная андезит-базальтовая формация Охотско-Чукотского вулканического пояса и ее место в последовательности вулканических формаций пояса // Эволюция вулканизма в истории Земли. М.: Недра, 1974. С. 171–177.
- Моралев В.М., Григораш Г.Ф.* Геодинамическая обстановка и металлогения позднемелового вулканизма Пенжинского сектора Охотско-Чукотского пояса // Глубинное строение, магматизм и металлогения Тихоокеанских вулканических поясов. Владивосток, 1976. С. 387–388.
- Моралев В.А., Ставцев А.П.* Основные черты тектоники восточной окраины Алданского щита и сопредельных областей // Материалы по региональной геологии. М.: Госгеолтехиздат, 1961. С. 5–13.
- Моссаковский А.А.* К вопросу об орогенном этапе развития геосинклинальных областей // Геотектоника. 1965. № 2. С. 3–16.
- Моссаковский А.А.* О верхнепалеозойском вулканическом поясе Европы и Азии // Геотектоника. 1970. № 4. С. 65–77.
- Моссаковский А.А.* Орогенные структуры и вулканизм палеозойской Евразии и их место в процессе формирования континентальной земной коры. М.: Наука, 1975. 318 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 268).
- Нагибина М.С.* О тектонической природе и структурном положении Охотско-Катазиатского вулканического пояса // Вулканические и вулканоплутонические формации. М.: Наука, 1966. Т. 1. С. 241–248.
- Нагибина М.С., Пушаровский Ю.М.* Чукотско-Катазиатский вулканогенный пояс края Азиатского материка // Тектоника Евразии. М.: Наука, 1966. С. 212–218.
- Найдин Д.П.* Геохронология мелового периода // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1982. Т. 57, вып. 1. С. 51–72.
- Недосекин Ю.Д.* Геология и петрология Нют-Ульбейского гранитоидного массива // Вулканические и интрузивные формации Приохотья. Новосибирск: Наука, 1976. С. 14–42.
- Некрасов Г.Е.* Место гипербазитов, основных эффузивов и радиоляритов в истории развития полуострова Тайгонос // Геотектоника. 1971. № 5. С. 37–44.
- Некрасов Г.Е.* Тектоника и магматизм Тайгоноса и Северо-Западной Камчатки. М.: Наука, 1976. 155 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 280).
- Некрасов Г.Е., Заборовская Н.Б., Гельман М.Л.* Тектоника зоны перехода мезозой к структурам Корякско-Камчатской складчатой области на примере полуострова Тайгоноса // Мезозойский тектогенез. Материал 7 сессии Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Магадан, 1971. С. 80–87.
- Некрасов Г.Е., Похилайнен В.П., Терехова Г.П.* О нахождении готерильских иноцерамов на п-ове Тайгонос // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1972. Вып. 20. С. 170–179.
- Никонов А.А.* Голоценовые и современные движения земной коры. М.: Наука, 1977. 240 с.
- Обручев С.В.* Материалы для тектоники Северо-Восточной Азии // Пробл. сов. геол. 1934. Т. 11, № 6. С. 182–200.
- Обручев С.В.* Очерк тектоники Северо-Восточной Азии // Академику В.А. Обручеву к 50-летию научной и педагогической деятельности. М.: Л.: Изд-во АН СССР. 1938. Т. 1. С. 255–308.
- Палимский Б.Ф.* Тектоника позднемезозойских окраинных впадин Чукотки: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Новосибирск, 1974. 19 с.
- Палимский Б.Ф., Радзивилл В.Я.* О взаимоотношении нижнемеловых толщ в верховьях рек Большого Аноя и Ялони // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1972. Вып. 20. С. 137–140.
- Паракецов К.В.* Стратиграфия и фауна верхней юры и нижнего мела бассейнов рек Большого Аноя и Еропола (Северо-Восточное Приохотье): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1968. 26 с.
- Паракецов К.В.* Детальный разрез волжского яруса на р. Пеженке (бассейн р. Б. Аноя) // Тр. СВКНИИ ДВНЦ АН СССР. 1970. Вып. 37. С. 151–156.
- Паракецов К.В.* Волжский ярус в Северо-Восточном Приколымье // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1972. Вып. 20. С. 131–136.
- Паракецов К.В., Паракецова Г.И.* Нижнемеловые отложения бассейна р. Еропола // Докл. АН СССР. 1973. Т. 209, № 1–3. С. 665–667.
- Паракецов К.В., Паракецова Г.И.* Биостратиграфия верхнеюрских и нижнемеловых отложений Северо-Востока СССР и граница юры и мела // Основные проблемы биостратиграфии и палеогеографии Северо-Востока СССР. Ч. 2. Мезозой. Магадан, 1974. С. 182–195.
- Паракецов К.В., Похилайнен В.П., Терехова Г.П.* Биостратиграфическое расчленение меловых отложений Анадырско-Корякского района // Основные проблемы биостратиграфии и палеогеографии Северо-Востока СССР. Ч. 2. Мезозой. Магадан, 1974. С. 196–227.
- Пейве А.В., Яншин А.Л., Зоменшайн Л.П.* и др. Становление континентальной земной коры Северной Евразии // Геотектоника. 1976. № 5. С. 6–23.
- Пергамент М.А.* Стратиграфия верхнемеловых отложений Северо-Западной Камчатки // М.: Наука, 1961. 146 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 39).
- Пергамент М.А.* Стратиграфия и иноцерамы верхнего мела Северного полушария. М.: Наука, 1978. 214 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 322).
- Петрушевский Б.А.* Вопросы геологической истории и тектоники Восточной Азии. М.: Наука, 1964. 300 с.
- Попов Г.Г.* Зырянский каменноугольный бассейн // Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1962. Т. 10. С. 32–105.
- Попова А.Д.* Палеоботаническое обоснование стратиграфии верхнемеловых отложений Северо-Востока Азии (по материалам А.Н. Кри-

- штофовича и геологов Колымы) // Тр. 3 сессии ВПО. 1959. С. 194—199.
- Поповичева Л.В., Стрелетилова В.Г.* К стратиграфии и корреляции меловых нефтегазоносных отложений Полуйско-Ямалского района // Геология и геофизика. 1981. № 1. С. 27—33.
- Принада В.Д.* Материалы к познанию мезозойской флоры бассейна р. Колымы // Материалы по изучению Колымско-Индигирского края. Сер. 2. 1938. Т. 13. С. 1—68.
- Пушаровский Ю.М.* Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972. 222 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 234).
- Рабинович Ф.К.* Верхнемеловые и третичные отложения Охотско-Колымского края // Материалы по изучению Охотско-Колымского края. Сер. 1. 1936. Вып. 7. 69 с.
- Радзивилл В.Я., Палымский Б.Ф.* Стратиграфия нижнемеловых континентальных образований Аюйско-Анадырского междуречья // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1972. Вып. 20. С. 141—151.
- Раст Х.* Вулканы и вулканизм. М.: Мир, 1982. 344 с.
- Ронов А.Б., Хаин В.Е., Сеславинский К.Б., Балуховский А.Н.* Изменение распространенности и объемов вулканогенных формаций и интенсивности вулканизма в фанерозое // Глобальные палеовулканологические реконструкции. Новосибирск: Наука, 1979. С. 39—44.
- Ротман В.К.* Магматизм островных дуг // Геология Тихоокеанского подвижного пояса. Ч. 2. Магматизм и тектоника. Л.: Недра, 1978. С. 133—160.
- Рухин Л.Б.* Основы общей палеогеографии. Л.: Гостоптехиздат, 1962. 628 с.
- Самозванцева З.М., Минц М.В.* Принципы картирования вулканогенных образований в районах субзарального вулканизма // Сов. геология. 1970. № 6. С. 110—117.
- Самылина В.А.* Новые цикадофиты из мезозойских отложений р. Алдана // Ботан. журн. 1956а. Т. 41, № 9. С. 1334—1339.
- Самылина В.А.* Два новых вида гинкговых из нижнемеловых отложений р. Алдан // Ботан. журн. 1956б. Т. 41, № 10. С. 1525—1527.
- Самылина В.А.* Эпидермальное строение листьев рода *Sphenobaiera* // Докл. АН СССР. 1956в. Т. 106, № 3. С. 537—539.
- Самылина В.А.* Мезозойская флора нижнего течения р. Алдана: Автореф. дис. ... канд. биол. наук. Л., 1956 г. 17 с.
- Самылина В.А.* Новые находки покрытосеменных растений в нижнемеловых отложениях Колымы // Ботан. журн. 1959. Т. 44, № 4. С. 483—491.
- Самылина В.А.* Покрытосеменные растения из нижнемеловых отложений Колымы // Ботан. журн. 1960. Т. 45, № 30. С. 335—352.
- Самылина В.А.* О меловой флоре Аркагаалинского угленосного бассейна // Докл. АН СССР. 1962. Т. 147, № 5. С. 1157—1159.
- Самылина В.А.* Мезозойская флора нижнего течения р. Алдана // Тр. Ботан. ин-та АН СССР. Сер. 8. Палеоботаника. 1963а. Вып. 4. С. 58—139.
- Самылина В.А.* Палеоботаническая характеристика континентальных мезозойских отложений Зырянско-Сияльского угленосного района (левобережья р. Колымы) // Докл. АН СССР. 1963б. Т. 152, № 5. С. 1212—1214.
- Самылина В.А.* Мезозойская флора левобережья р. Колымы. I. Хвощевые, папоротники, цикадовые, беннеттитовые // Тр. Ботан. ин-та АН СССР. Сер. 8. Палеоботаника. 1964. Вып. 5. С. 41—79.
- Самылина В.А.* Мезозойская флора левобережья р. Колымы. II. Гинкговые, хвойные. Общие главы // Тр. Ботан. ин-та АН СССР. Сер. 8. Палеоботаника. 1967а. Вып. 6. С. 134—175.
- Самылина В.А.* О последних этапах развития растительности раннего мела на Северо-Востоке СССР // Палеонтол. журн. 1967б. № 2. С. 99—106.
- Самылина В.А.* Ранние покрытосеменные с территории Советского Союза (по данным изучения листьев и плодов) // Ботан. журн. 1968. Т. 53. С. 1517—1530.
- Самылина В.А.* *Birisia* — новый род меловых папоротников Сибири // Ботан. журн. 1972. Т. 57, № 1. С. 94—101.
- Самылина В.А.* Корреляция нижнемеловых континентальных отложений Северо-Востока СССР по палеоботаническим данным // Сов. геология. 1973. № 8. С. 42—57.
- Самылина В.А.* Раннемеловые флоры Северо-Востока СССР // Комаровские чтения. Л.: Наука, 1974а. Т. 27. С. 1—55.
- Самылина В.А.* Развитие раннемеловой флоры и становление флоры кайнофита на Северо-Востоке СССР: Автореф. дис. ... д-ра биол. наук. Л., 1974б. 47 с.
- Самылина В.А.* Палеоботаническое обоснование стратиграфии верхнеюрских, нижнемеловых и сеноманских отложений Северо-Востока СССР // Мезозой Северо-Востока СССР: Тез. докл. Межд. стратигр. совещ. Магадан, 1975. С. 131—132.
- Самылина В.А.* Меловая флора Омсукчана. Л.: Наука, 1976. 207 с.
- Самылина В.А.* Новый вид *Stenitis* и верхняя граница распространения этого рода на Северо-Востоке СССР // Палеонтол. журн. 1983. № 3. С. 97—102.
- Самылина В.А.* О меловой флоре с р. Кананьга (Северное Приохотье) // Стратиграфия и палеонтология палеозойских и мезозойских отложений Северо-Востока СССР. М., 1984а. С. 178—190.
- Самылина В.А.* Позднемеловая флора р. Тап (Северное Приохотье) // Ежегодник ВПО. Л.: Наука, 1984б. Т. 27. С. 236—242.
- Самылина В.А., Филиппова Г.Г.* Новые меловые папоротники Северо-Востока СССР // Палеонтол. журн. 1970. № 2. С. 90—97.
- Самылина В.А., Филиппова Г.Г.* К систематике рода *Heilungia* Палеонтол. журн. 1973. № 1. С. 80—87.
- Свешникова И.Н.* Позднемеловые хвойные Советского Союза. I. Ископаемые хвойные Вилуйской впадины // Тр. Ботан. ин-та АН СССР. Сер. 8. Палеоботаника. 1967. Вып. 6. С. 177—204.
- Свешникова И.Н., Буданцев Л.Ю.* Ископаемые флоры Арктики. I. Палеозойские и мезозойские флоры Западного Шпицбергена, Земли Иосифа и острова Новая Сибирь. Л.: Наука, 1969. 129 с.
- Синицын В.М.* Введение в палеоклиматологию. Л.: Недра. 1980. 245 с.
- Снятков Л.А., Снятков Б.А.* Верхояно-Чукотская складчатая область // Геологическое строение СССР. Л.: Гостеолтехиздат, 1958. Т. 3. С. 203—204.

- Соловьев В.И. Вулканогенные формации Куйдусунской наложенной впадины // Магматизм Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1973. С. 68—83.
- Соловьев В.И. Верхнемеловые игнимбриты Куйдусунской наложенной впадины // Вулканические и интрузивные формации Приохотья. Новосибирск: Наука, 1976а. С. 42—53.
- Соловьев В.И. Сопоставление позднемеловых вулканических комплексов Куйдусунской (Охотско-Чукотский вулканический пояс) и Бадярихской (Колымский срединный массив) впадин // Вулканические и интрузивные формации Приохотья. Новосибирск: Наука, 1976б. С. 134—143.
- Сперанская И.М. Кайнозойская формация плато-базальтов северного побережья Охотского моря // Геология и геофизика. 1962а. № 2. С. 25—41.
- Сперанская И.М. Меловой вулканизм Охотско-Чуанского пояса Северо-Востока СССР // Вопросы вулканизма. М.: Изд-во АН СССР, 1962б. С. 280—283.
- Сперанская И.М. К вопросу о стратиграфическом расчленении меловых вулканических формаций юго-западной части Охотско-Чукотского пояса // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1963а. Вып. 16. С. 67—89.
- Сперанская И.М. Мезокайнозойские вулканические формации северного побережья Охотского моря // Материалы по региональной стратиграфии СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1963б. С. 227—239.
- Сперанская И.М. Геология и петрография кислых эффузивов северного побережья Охотского моря со специальным обзором проблемы игнимбритов // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1964. Вып. 17. С. 122—133.
- Ставцев А.Л., Ботов Л.В. Новые данные о глубинном строении юго-западной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Общая и региональная геология, геологическое картирование. М.: ВИЗМС, 1975. № 9. С. 1—14. (Экспресс-информация).
- Степанов Д.Л. Принципы и методы биостратиграфических исследований // М.: Наука, 1958. 180 с. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 113).
- Степанов Д.Л., Месажников М.С. Общая стратиграфия (принципы и методы стратиграфических исследований). Л.: Недра, 1979.
- Стратиграфическая классификация и терминология. М.: Госгеолтехиздат, 1956. 31 с.
- Стратиграфическая классификация и терминология. М.: Госгеолтехиздат, 1960. 58 с.
- Стратиграфическая классификация, терминология и номенклатура. Л.: Недра, 1965. 68 с.
- Стратиграфические и геохронологические подразделения: Их принципы, содержание, терминология и правила применения. М.: Госгеолтехиздат, 1954. 83 с.
- Стратиграфический кодекс СССР. Л., 1977. 79 с.
- Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Т. 1. 212 с.; Т. 2. 574 с.
- Тахтаджян А.Л. Морфологическая эволюция покрытосеменных. М., 1948. 300 с.
- Терехова Г.П., Филиппова Г.Г. О строении и возрасте поперечинской свиты (хребет Пекучей, Северо-Восток СССР) // Докл. АН СССР. 1983. Т. 269, № 4. С. 911—914.
- Тесленко Ю.В., Гольберт А.В. К вопросу об условиях произрастания древнейших покрытосеменных в Западной Сибири // Тез. докл. 1 Всесоюз. совещ. по палеобиогеохимии и палеозоологии. Баку, 1969. С. 63—64.
- Тесленко Ю.В., Гольберт А.В. Некоторые особенности развития растительного покрова Западной Сибири в юре, раннем мелу и сеномане в связи с изменениями палеогеографической обстановки // Географические проблемы Сибири. Науч. сообщ. по программе 22 Междунар. географич. конгресса. Новосибирск: Наука, 1972. С. 202—208.
- Тесленко Ю.В., Гольберт А.В., Полякова И.Д. Расселение древнейших покрытосеменных в Западной Сибири // Ботан. журн. 1966. Т. 51, № 6. С. 801—804.
- Тильман С.М. Тектоника и история развития северо-восточного Приколымья // Тр. СВКНИИ ДВНЦ АН СССР. 1962. Вып. 1. 190 с.
- Умитбаев Р.Б., Юдин С.С. Вулканические формации, вулканоплутонические ассоциации и формации Охотско-Чукотского пояса // Глубинное строение, магматизм и металлогенез тихоокеанских поясов. Владивосток, 1976. С. 96—97.
- Устиев Е.К. Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы // Сов. геология. 1959. № 3. С. 3—26.
- Устиев Е.К. Проблемы вулканизма — плутонизма. Вулканоплутонические формации // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1963а. № 12. С. 3—30.
- Устиев Е.К. Охотский структурный пояс и проблемы вулканоплутонических формаций // Проблемы магмы и генезис изверженных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1963б. С. 161—182.
- Устиев Е.К. О составе родоначальных магм на примере меловых и палеогеновых формаций Охотского вулканического пояса // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1965. № 3. С. 3—19.
- Фаворская Н.А. Принципы картирования эффузивных формаций // Вопросы вулканизма: Тр. 1-го Всесоюз. вулканол. совещ. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 123—131.
- Федчин Ф.Г., Симаненко В.П., Залевский С.Н. и др. Геохимия Восточно-Сихотэ-Алинского и Охотского вулканогенных поясов. М.: Наука, 1981. 186 с.
- Филатов С.И. Схема стратиграфии континентальных отложений Балыгычан-Сугуйского прогиба // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1972. Вып. 20. С. 164—169.
- Филатов С.И., Самылина В.А. Стратиграфия и флора нижнемеловых отложений Балыгычан-Сугуйского прогиба // Докл. АН СССР. 1966. Т. 166. № 1. С. 186—189.
- Филатова Н.И. К вопросу о геологическом строении верховьев р. Пенжины // Материалы по геологии и полезным ископаемым Корякского нагорья. Петропавловск-Камчатский, 1969. С. 97—102.
- Филатова Н.И. Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканического пояса в бассейне р. Пенжины // Геотектоника. 1974. № 2. С. 116—129.
- Филатова Н.И. Чешуйчато-надвиговые структуры на границе Охотско-Чукотского пояса и Корякской складчатой области // Докл. АН СССР. 1978а. Т. 239, № 4. С. 937—940.

- Филатова Н.И. Окраинно-континентальные вулканогенные пояса: Северо-Восточная Азия//Геология Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана. Л.: Недра, 1978. Т. 2. С. 95—106.
- Филатова Н.И. Меловой—палеогеновый вулканизм зоны перехода Верхояно-Чукотской и Корякско-Камчатской областей//Геотектоника. 1979. № 5. С. 98—115.
- Филатова Н.И., Дворянкин А.И. Вулканогенные формации Охотско-Чукотского пояса, особенности их строения и развития (в бассейне р. Пенжины)//Эволюция вулканизма в истории Земли. М.: Недра, 1973. С. 104—106.
- Филатова Н.И., Дворянкин А.И. Роль кислого вулканизма в формировании Охотско-Чукотского вулканического пояса//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1974а. С. 73—88.
- Филатова Н.И., Дворянкин А.И. Эволюция вулканизма центральной части Охотско-Чукотского вулканического пояса//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974б. № 11. С. 51—68.
- Филатова Н.И., Лебедев Е.П. Сеновские отложения Охотско-Чукотского вулканогенного пояса//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 10. С. 111—114.
- Филатова Н.И., Дворянкин А.И., Лебедев Е.П. Стратиграфия меловых континентальных отложений внешней части Охотско-Чукотского вулканического пояса//Сов. геология. 1971. № 5. С. 120—126.
- Филатова Н.И., Дворянкин А.И., Лебедев Е.П., Цукерник А.Б. Стратиграфия меловых отложений Охотско-Чукотского вулканического пояса (бассейны рек Пенжины, Еропола, Анадыря)//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1977. Т. 52 (2). С. 67—82.
- Филатов Н.И., Дворянкин А.И., Лобунец С.С., Пергамент М.А. Морские мезозойские отложения Мургалянского поднятия (бассейн р. Пенжины)//Мезозой Северо-Востока СССР: Тез. докл. Межвед. стратигр. совещ. Магадан, 1975а. С. 97—99.
- Филатова Н.И., Лебедев Е.П., Дворянкин А.И. и др. Сопоставление разрезов меловых континентальных отложений внутренней и внешней зон Охотско-Чукотского пояса в бассейнах рек Пенжины и Анадыря//Мезозой Северо-Востока СССР: Тез. докл. Межвед. стратигр. совещ. Магадан, 1975б. С. 133—134.
- Филиппова Г.Г. Позднеюрские цикадофиты из континентальных отложений бассейна р. Бол. Анюя//Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1972а. Вып. 20. С. 277—282.
- Филиппова Г.Г. Новые меловые растения из бассейна р. Палаяваа//Колыма, 1972б. № 2. С. 36—38.
- Филиппова Г.Г. Меловые растения из бассейнов рек Палаяваа и Яблон//Колыма, 1972в. № 7. С. 43—47.
- Филиппова Г.Г. Ископаемые покрытосеменные растения из бассейна р. Арманы//Ископаемые флоры Дальнего Востока. Владивосток, 1975а. С. 60—75. (Тр. Биолого-почвен. ин-та ДВНЦ АН СССР; Т. 27, № 130).
- Филиппова Г.Г. О возрасте вулканогенных толщ левобережья Палаяваа (Чукотка)//Ископаемые флоры Дальнего Востока. Владивосток, 1975б. С. 55—59 (Тр. Биолого-почвен. ин-та ДВНЦ АН СССР; Т. 26, № 130).
- Филиппова Г.Г. О возрасте флористических комплексов из верхнемеловых отложений Северо-Востока СССР//Мезозой Северо-Востока СССР: Тез. докл. Межвед. стратигр. совещ. Магадан, 1975б. С. 99—101.
- Филиппова Г.Г. Новые меловые покрытосеменные из бассейна р. Анадырь//Палеонтол. журн. 1978а. № 1. С. 138—144.
- Филиппова Г.Г. Палеоботаническая характеристика континентальных отложений сеномана среднего течения р. Анадырь//Докл. АН СССР. 1978б. Т. 239, № 1. С. 165—168.
- Филиппова Г.Г. Сеноманская флора реки Гребенки и ее значение для стратиграфии//Дальневосточная палеофлористика. Владивосток, 1979. С. 91—115. (Тр. Биолого-почвен. ин-та ДВНЦ АН СССР; Н.с.; Т. 53, № 156).
- Филиппова Г.Г. Новые меловые хвойные междуречья Арманы-Ола (Северное Приохотье)//Колыма, 1980. № 9. С. 22—25.
- Филиппова Г.Г. Новые меловые покрытосеменные из бассейна среднего течения р. Анадырь//Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1982. Вып. 26. С. 69—75.
- Фрейд Г.М. Фациальная изменчивость вулканогенных формаций и проблема цикличности (на примере Южной Джунгарии)//Тр. лабор. палеовулканол. 1963. Вып. 2. С. 13—21.
- Фрейд Г.М. Вопросы происхождения и типизации вулканических поясов//Проблемы геологии и металлогении вулканических поясов. Владивосток, 1970. С. 21—38.
- Фрейд Г.М. Орогенный вулканизм Южно-Джунгарского и Восточно-Сихотэ-Алинского поясов//Тр. лабор. палеовулканол. Дальневост. политехн. ин-та. 1972. Вып. 5. 472 с.
- Фрейд Г.М., Рыбалко В.Н. Вулкано-тектонические структуры Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1972. 150 с.
- Хаин В.Е. Тектонические типы вулканических поясов//Проблемы вулканических поясов. Владивосток, 1963. С. 9—20.
- Халфин Л.П. Принципы последовательности образования геологических тел (принцип Стенона)//Тр. СНИИГГиМС. 1967. Вып. 57. С. 5—29.
- Халфин Л.П. Свита (материал для исследования понятия) // Новые материалы по стратиграфии и палеонтологии Сибири: Тр. СНИИГГиМС. 1978. Вып. 260. С. 5—18.
- Халфин Л.П. Теоретические вопросы стратиграфии. Новосибирск: Наука, 1980. 200 с.
- Хлонова А.Ф. Спорово-пыльцевая характеристика меловых отложений Зей-Бурейнской впадины//Тр. ИГиГ СО АН СССР. 1969. Вып. 91. С. 5—66.
- Чертовских Г.Н. Ульяновский наложенный прогиб // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1964. Вып. 17. С. 19—39.
- Чиков Б.М. Тектоника Охотского срединного массива. М.: Наука, 1970. 150 с.
- Шанцер Е.В. Аллювий рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит // М.: Изд-во АН СССР, 1951. 275 с. (Тр. Ин-та геол. наук АН СССР; Вып. 135).
- Шанцер Е.В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образованиях // М.: Наука, 1966. 239 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 161).

- Шатский Н.С., Богданов А.А. Тектоническая карта СССР и сопредельных стран. Масштаб 1:5 000 000. Объяснительная записка. М.: Госгеолтехиздат, 1957. 79 с.
- Шварцбах М. Климаты прошлого. М.: Изд-во инст. лит. 1955. 281 с.
- Шейкашова В.Т. Стратиграфия вулканогенных образований Охотского побережья (бассейн р. Амки) // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1964. Вып. 17. С. 116—121.
- Шило Н.А., Бабкин Л.В., Белый В.Ф., Сидоров А.А. Восточно-Азиатская система краевых вулканогенных поясов — особенности строения, магматизм и металлогении // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 2. С. 24—31.
- Шило Н.А., Белый В.Ф., Сидоров А.А. Вулканогенные пояса Восточной Азии, проблемы тектоники, магматизма и металлогении // Геология и геофизика. 1974. № 5. С. 70—88.
- Шпак Н.С., Лебедев Е.П., Филичев И.И. Стратиграфия меловых вулканогенных образований среднего течения р. Улья // Докл. АН СССР. 1977. Т. 232, № 5. С. 1171—1174.
- Ярмолюк В.В. Вулканические структуры образования Охотско-Чукотского вулканического пояса. Новосибирск: Наука, 1973. 104 с.
- Ясаманов Н.А. Ландшафтно-климатические условия юры, мела и палеогена юга СССР. М.: Недра, 1978. 234 с.
- Arnold C.A. An introduction to paleobotany. N.Y., 1947. 434 p.
- Axelrod D.I. A theory of angiosperm evolution // Evolution. 1952. Vol. 6, N 4. P. 183—199.
- Axelrod D.I. Quaternary extinctions of large mammals // Univ. Cal. Publ. Geol. Sci. 1967. Vol. 74. 42 p.
- Axelrod D.I. Role of volcanism in climate and evolution // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 1981. N 185. 59 p.
- Bell W.A. Uppermost Cretaceous and Palaeocene floras of Western Alberta // Geol. Surv. Bull. 1949. N 13. 231 p.
- Bell W.A. Lower Cretaceous floras of Western Canada // Mem. Geol. Surv. Canada. 1956. N 285. 331 p.
- Bell W.A. Upper Cretaceous floras of the Dunvegan, Bad Heart and Milk River formations of Western Canada // Bull. Geol. Surv. Canada. 1963. N 94.
- Berry E.W. The Kootenay and Lower Blairmore floras // Bull. Nat. Mus. Canada. 1929. N 58. P. 28—54.
- Bryson R.A., Goodman B.M. Volcanic activity and climatic change // Science. 1980. Vol. 207. P. 1041—1044.
- Champan R.M., Sable E.G. Geology of the Utukuk-Corwin region Northwestern Alaska // Geol. Surv. Profess. Pap. C. 1960. N 303. P. 47—174.
- Dawson J.W. On the Cretaceous and Tertiary floras of British Columbia and North-West territory // Trans. Roy. Soc. Canada. Sect. 4. 1883. Vol. 1. P. 15—34.
- Dawson J.W. On the Mesozoic floras of the Rocky Mountain region of Canada // Ibid. 1886. Vol. 3. P. 1—22.
- Dawson J.W. On the correlation of Early Cretaceous floras in Canada and the United States and on some new plants of this period // Ibid. 1893. Vol. 10. P. 29—93.
- Detterman R.L., Bickel R.S., Gryc C. Geology of the Chandler river region Alaska // Geol. Surv. Profess. Pap. E. 1963. N 303. P. 223—324.
- Dorman F.H. Some Australian oxygen isotope temperatures and a theory for a 30 million years world — temperature cycle // J. Geol. 1968. Vol. 76, N 3. P. 297—313.
- Douglas J.G. Mesozoic climates in Victoria, Australia // Abstr. 26th Geol. Congr. 1976. Vol. 1. P. 301—302.
- Dyer A.J., Hicks B.B. Global spread of volcanic dust from the Bali eruption of 1963 // Quart. J. Roy. Meteorol. Soc. 1968. Vol. 94, N 402. P. 545—554.
- Emilian C. Isotopic paleotemperatures // Science. 1966. Vol. 154. P. 851—857.
- Florin R. Dei fossilen Ginkgophyten von Franz-Josef Land // Palaeontographica B. 1936. Bd. 81, Lfg. 1/4. S. 72—173.
- Fontaine W.M. Plants from the vicinity of Cape Lisburn Alaska // Ward L.F. Status of the Mesozoic floras of the United States. 1905. P. 153—175. (Geol. Surv. Monogr.; Vol. 48).
- Frebold H. Stratigraphic and paleogeographic studies in the Jurassic Fernie group, Alberta // News Bull. Soc. Petrol. Geol. 1954. Vol. 2, N 11. P. 1—2.
- Gussow W.C. Jurassic-Cretaceous boundary in Western Canada and Late Jurassic age of the Kootenay formation // Trans. Roy. Soc. Canada. Ser. 3. 1960. Vol. 54. P. 45—64.
- Hammen Th. Upper Cretaceous and Tertiary climatic periodicities and their causes // Ann. N.Y. Acad. Sci. 1961. Vol. 95. P. 440—449.
- Hammer C.U., Clausen H.B., Dansgaard. Greenland ice sheet evidence of postglacial volcanism and its climatic impact // Nature. 1980. Vol. 288. P. 230—235.
- Hinte J.E. van. A Cretaceous Time scale // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1976. Vol. 60, N 4. P. 498—516.
- Hollick A. The Upper Cretaceous floras of Alaska // Geol. Surv. Profess. Pap. 1930. N 159. 123 p.
- Hollick A. The Tertiary floras of Alaska // Ibid. 1936. N 182. 185 p.
- Imlay R.W. Characteristic Lower Cretaceous megafossils from Northern Alaska // Ibid. 1962. N 335. 74 p.
- Imlay R.W., Reeside J.B. Correlation of the Cretaceous formations of Greenland and Alaska // Geol. Soc. Amer. 1954. Vol. 65, N 3/4. P. 223—246.
- Irish K.L. Geology of the Rocky Mountain Foot-hills, Alberta (between latitudes 53°15' and 54°15') // Mem. Geol. Surv. Canada. 1965. N 334. 241 p.
- Jones D., Gryc G. Upper Cretaceous pelecypods of the genus Inoceramus from Northern Alaska // Geol. Surv. Profess. Pap. E. 1960. N 334. P. 149—165.
- Knowlton F.H. The Jurassic flora of Cape Lisburn, Alaska // Geol. Surv. Profess. Pap. D. 1914. N 85. P. 39—65.
- Korn H. Schichtung und absolute zeitliche Bewegungen, Schichtenaufbau und Sedimentationsgeschwindigkeiten in einer varistischen Mulde nach Studien im thüringisch-fränkisches Unterkarbon und Oberdevon // Neues Jb. Mineral. usw. Beil. A. 1936. Bd. 74. S. 50—188.
- Krassilov V.A. Climatic changes in Eastern Asia as indicated by fossil flora. 1: Early Cretaceous // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1973. Vol. 13, N 4. P. 261—273.
- Krassilov V.A. Climatic changes in Eastern Asia as indicated by fossil flora. 2: Late Cretaceous and Danian // Ibid. 1975. Vol. 17. P. 157—172.

- Lebedev Ye.L.** Evolution of Albian-Cenomanian floras of North-East USSR and the association between their composition and facies conditions//Intern. Geol. Rev. 1979. Vol. 19, N 9. P. 1183-1190.
- Mc Lachlan J., Pieterse E.** Preliminary palynological results. Deep-Sea Drilling Project Leg 40, Site 361//Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project. Wash. (D.C.), 1978. Vol. 40. P. 857-881.
- Moffit F.H.** Geology of the Chitina valley and adjacent area of Alaska//Geol. Surv. Bull. 1938. N 894. 137 p.
- Newell N.D.** Problems of geochronology//J. Paleontol. 1962. Vol. 36. P. 592-610.
- Newell R.E.** Climate and the ocean//Amer. Sci. 1979. Vol. 67. P. 405-416.
- Patton W.W.** Reconnaissance geology of the Northern Yukon-Koyukuk province, Alaska//Geol. Surv. Profess. Pap. A. 1973. N 774. P. 1-17.
- Patton W.W., Bickel R.S.** Geological map and structure sections along part of the Lower Yukon river, Alaska//Geol. Surv. Miss. Geol. Inv. Map. 1956. P. 1-197.
- Penhallow D.P.** A report on fossil plants from the International boundary survey for 1903-1905//Trans. Roy. Soc. Canada. Ser. 3. Sect. 4. 1907. Vol. 1. P. 287-351.
- Reineck H.E.** Über Zeitlücken in rezenten Flachsee-Sedimenten//Geol. Rdsch. 1960. Bd. 49, N 1. S. 149-161.
- Retallack G., Dichler D.** A coastal Hypothesis for the Dispersal and rise to dominance of flowering Plants//Paleobot., Paleoecol. and Evol. 1981. P. 27-77.
- Richter-Bernburg G.** Zur Frage der absoluten Geschwindigkeit geologischer Vorgänge//Naturwissenschaften. 1954. Bd. 37. S. 1-8.
- Robock A.** The "Little Ice Age", Northern Hemisphere average observations and model calculations//Science. 1979. Vol. 206. P. 1402-1404.
- Samygina V.A.** Early Cretaceous angiosperms of the Soviet Union based on leaf and fruit remains//J. Linn. Soc. (Bot.). 1968. Vol. 61, N 384. P. 207-218.
- Sear C.B., Kelly P.M.** Eruption of Mt. St. Helens: Effect on climate//Nature. 1980. Vol. 285. P. 533-535.
- Smiley C.J.** Cretaceous floras from Kuk river area, Alaska: stratigraphic and climatic interpretations//Bull. Geol. Soc. Amer. 1966. Vol. 77. P. 1-14.
- Smiley C.J.** Paleoclimatic interpretation of some Mesozoic floral sequences//Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1967. Vol. 51, N 6. P. 849-863.
- Smiley C.J.** Cretaceous floras of Chandler-Colville region, Alaska: stratigraphy and preliminary floristics//Ibid. 1969a. Vol. 53, N 3. P. 482-502.
- Smiley C.J.** Floral zones and correlation of Cretaceous Kukpowruk and Corwin formations, northwestern Alaska//Ibid. 1969b. Vol. 53, N 10. P. 2079-2093.
- Smiley C.J.** Plant megafossil sequences, North Slope Cretaceous//Geosci. and Man. 1972a. Vol. 4. P. 91-99.
- Smiley C.J.** Applicability of plant megafossil biostratigraphy to marine-non-marine correlations: an example from the Cretaceous of Northern Alaska//25th Intern. Geol. Congr. Sect. 7. 1972b. P. 413-421.
- Stebbins G.L.** Flowering plants: Evolution above the species level. Cambridge (Mass.): Belknap Press Harvard Univ. 1974. 399 p.
- Stommel H., Stommel E.** The year without a summer//Sci. Amer. 1979. Vol. 240, N 6. P. 176-186.
- Stott D.F.** Summary account of the Cretaceous and equivalent rocks, Rocky Mountain foothills, Alberta//Pap. Geol. Surv. Canada. 1961. N 61-2. P. 1-34.
- Stott D.F.** Stratigraphy of the Lower Cretaceous Fort St.-John group and Gething and Cadomin formations, foothills of Northern Alberta and British Columbia//Ibid. 1963. N 62-39. P. 1-48.
- Stott D.F.** Lower Cretaceous Bullhead and Fort St.-John group, between Smoky and Peace rivers, Rocky Mountain foothills, Alberta and British Columbia//Bull. Geol. Surv. Canada. 1968. N 152. 279 p.
- Ward L.F.** Status of the Mesozoic floras of the United States. 1905. 616 p. (Geol. Surv. Monogr.; Vol. 48).
- Warren P.S.** A new Cycad from the Kootenay coal measures of Alberta//Trans. Roy. Soc. Canada. Ser. 3. Sect. 4. 1927. Vol. 21, pt 1. P. 47-52.
- Wexler H.** Volcanos and world climate//Sci. Amer. 1952. Vol. 186, N 4. P. 14-80.
- Wilsson W.J.** Palaeobotany//Geol. Surv. Canada. Summary Rep. 1915. P. 205-207.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава первая	
История исследований	5
Глава вторая	
Стратиграфия и ископаемые флоры меловых вулканогенных образований Охотско-Чукотского пояса	8
1. Ульяновский сектор	9
2. Преддзугдзурский прогиб	38
3. Куйдусунская впадина	42
4. Охотский сектор	43
5. Пенжинско-Анадырский сектор	53
6. Центральнo-Чукотский сектор	77
7. Восточно-Чукотский сектор	85
8. Корреляция вулканогенных образований Охотско-Чукотского пояса	87
Глава третья	
Сопоставление меловых флор Охотско-Чукотского вулканогенного пояса с флорами прилегающих районов Северо-Востока СССР, Якутии, Аляски и Канады и обоснование их возраста	91
Глава четвертая	
Возраст Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и этапность его развития	107
Глава пятая	
Особенности флостратиграфических исследований в изучении субэвральнх вулканогенных образований	111
Глава шестая	
Развитие флор Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и ранняя история покрытосеменных	128
1. Развитие и некоторые особенности меловых флор Охотско-Чукотского вулканогенного пояса	128
2. Рекурренция и инкурренция флор Охотско-Чукотского вулканогенного пояса	133
3. Роль климато-ландшафтной обстановки при расселении ранних покрытосеменных на севере Тихоокеанского сектора	140
4. Северо-Тихоокеанский рефугиум и положение в нем флор Охотско-Чукотского вулканогенного пояса	144
Глава седьмая	
Развитие флор Северной Азии и Северной Америки на рубеже раннего и позднего мела . . .	146
1. Влияние похолодания на развитие среднемеловых флор	146
2. О границе мезофита и кайнофита	150
Глава восьмая	
Вулканизм и климат мелового периода	151
Заключение	159
Литература	161

CONTENTS

Introduction.	3
Chapter one	
History of the investigations.	5
Chapter two	
Stratigraphy and fossil floras of the Cretaceous volcanogenic formations of the Okhotsk-Chukotsk belt.	8
1. Uliya sector.	9
2. Predzhugdzhur through	38
3. Kujdusun depression.	42
4. Okhotsk sector	43
5. Penzhina-Anadyr sector	53
6. Central-Chukotsk sector	77
7. Eastern-Chukotsk sector	85
8. Correlation of the volcanogenic formations of the Okhotsk-Chukotsk belt.	87
Chapter three	
Correlation of the Cretaceous floras of the Okhotsk-Chukotsk volcanogenic belt with floras of the adjacent regions of the North-East USSR, Yakutia, Alaska and Canada, and their dating	91
Chapter four	
Age of the Okhotsk-Chukotsk volcanogenic belt and phases of its development	107
Chapter five	
Peculiarities of the phytostратigraphic works in the subaeirial volcanogenic formations.	111
Chapter six	
Development of the floras of the Okhotsk-Chukotsk volcanogenic belt and the early history of angiosperms	128
1. Development and some peculiarities of the Cretaceous floras of the Okhotsk-Chukotsk volcanogenic belt	128
2. Recurrency and incurrency of the floras of the Okhotsk-Chukotsk volcanogenic belt.	133
3. Role of climate and landscape environment during dispersal of early angiosperms within the north part of the Pacific region.	140
4. North Pacific refugium and the position of the floras of the Okhotsk-Chukotsk volcanogenic belt	144
Chapter seven	
Development of floras of the North Asia and North America at the Early—Late Cretaceous boundary.	146
1. Impact of a cooling on the development of Mid-Cretaceous floras.	146
2. On the Mesophyte-Cenophyte boundary	150
Chapter eight	
Volcanism and climate of the Cretaceous period	151
Conclusion.	159
Bibliography.	161
	175

**Евгений Леонидович
Лебедев**
**СТРАТИГРАФИЯ И ВОЗРАСТ
ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО
ВУЛКАНОГЕННОГО ПОЯСА**

Труды, вып. 421

Утверждено к печати
Ордена Трудового Красного Знамени
Геологическим институтом
Академии наук СССР

Редактор издательства **М.А. Яценко**
Художник **Ю.С. Шлепер**
Художественный редактор **В.Ю. Кученков**
Технический редактор **Н.А. Торгашова**
Корректор **З.Д. Алексеева**

Набор выполнен в издательстве
на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 31182

Подписано к печати 10.12.86. Т — 15199
Формат 70 x 100 1/16. Бумага офсетная № 1
Гарнитура Универс. Печать офсетная
Усл.печ.л. 14,3. Усл.кр.-отт. 14,6. Уч.-изд.л. 18,7
Тираж 650 экз. Тип. зак. 958. Цена 2р. 80к.

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука"
117864 ГСП-7, Москва В-485
Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

2 р. 80 к.

21